



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA MATEMÁTICA

CAPA LÍMITE, REFLECTANCIA Y ESPESOR ÓPTICO DE
AEROSOLLES SOBRE SANTIAGO

PROYECTO DE GRADO PARA OBTENER EL GRADO DE MAGÍSTER EN
METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL MATEMÁTICO

JERÓNIMO JOSÉ ESCRIBANO ALISIO

PROFESORA GUÍA:
LAURA GALLARDO KLENNER

PROFESOR CO-GUÍA:
ROBERTO RONDANELLI ROJAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARCELO MENA CARRASCO
ELENA MONTILLA ROSERO
AXEL OSSES ALVARADO

SANTIAGO DE CHILE
OCTUBRE 2012

RESUMEN DEL PROYECTO DE GRADO
PARA OBTENER EL GRADO DE
MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA
Y PARA OPTAR AL TÍTULO DE
INGENIERO CIVIL MATEMÁTICO
POR: JERÓNIMO JOSÉ ESCRIBANO ALISIO
FECHA: 26 / 10 / 2012
PROF. GUÍA: LAURA GALLARDO K.
PROF. CO-GUÍA: ROBERTO RONDANELLI R.

CAPA LÍMITE, REFLECTANCIA Y ESPESOR ÓPTICO DE AEROSOLES SOBRE SANTIAGO

Se ha sugerido que el espesor óptico de aerosoles (AOD) derivado a partir de sensores a bordo de satélites puede ser un complemento a las mediciones superficiales de concentración de aerosoles en la capa límite. Se explora si esto es aplicable en el caso de Santiago de Chile, comparando el producto de AOD derivado de la señal satelital del instrumento MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) con diez años de mediciones in situ de concentraciones de material particulado parcialmente respirable (PM10) y totalmente respirable (PM2.5). Para ello, se desarrolla y aplica un modelo numérico simple de AOD en base a mediciones de concentración de material particulado en superficie, altura de capa límite y propiedades de aerosoles obtenidas de la literatura junto con la información disponible de estos parámetros para la ciudad de Santiago. El modelo captura la variabilidad estacional del AOD cuando es comparado con las observaciones obtenidas con un fotómetro solar de la red AERosol RObotic NETwork (AERONET) y también captura la variabilidad diurna en el caso de una campaña de un día. La variabilidad estacional opuesta entre la altura de la capa límite y la concentración de material particulado en superficie son las principales responsables de una estacionalidad débil del AOD simulado.

Se observa una marcada estacionalidad del AOD satelital opuesta a la estacionalidad de la concentración de material particulado en superficie. Por otro lado y debido a la poca cantidad de mediciones simultáneas de AERONET y MODIS, se incluyen las simulaciones en la comparación de AOD. Se observa una considerable diferencia entre el comportamiento estacional del AOD simulado y el derivado de MODIS. En trabajos anteriores se sugiere que la presencia de nubes cirrus es la causa de la estacionalidad opuesta. En este estudio se deduce que aparentemente esta estacionalidad no se debe a la presencia de nubes cirrus.

Con el uso de un modelo de reflectancia de superficie y sus parámetros derivados de MODIS, se propone que la diferencia entre la variación estacional del AOD de MODIS y aquella simulada se explica en gran parte por estimaciones inadecuadas de la reflectancia de la superficie y en menor grado por la selección inadecuada de propiedades ópticas y de proporción de fracción fina del aerosol en el algoritmo de MODIS. Se muestra que esta proposición se sustenta observacionalmente en el caso de Buenos Aires, donde se compara el AOD de MODIS con el observado por AERONET.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quisiera agradecer a mi familia, a mis padres y hermanos, por su apoyo incondicional durante todos estos años de estudio.

Agradezco también a la profesora Laura Gallardo por su apoyo, confianza y comprensión; al profesor Roberto Rondanelli y al profesor Axel Osses por su ayuda y disposición antes y durante la realización de este trabajo. Al profesor Yong-Sang Choi y a los miembros de la comisión, Elena Montilla y Marcelo Mena.

A Karla, Rodrigo, a mis compañeros de universidad: Félix, Jorge, Víctor, Tomás, Claudio, Julio, Omar, Guido, Héctor, Adolfo, Coni, Itu y Andrés; a mis compañeros del laboratorio del CMM, del magíster y a mis amigos músicos.

A Judith Hoelzemann y a todos los miembros del GMAI del INPE. A Nilton do Rosário y Karla Longo por su ayuda y préstamo del fotómetro Microtops II.

A Ana Valdés por la ayuda en la estimación de la densidad del polvo.

Al grupo NLHPC del CMM.

A todos los profesores del grupo de meteorología del DGF y de Ing. Matemática, a los funcionarios de Geofísica, Matemáticas y del CMM.

Al profesor R. Muñoz por los datos del nefobasímetro, a la Dirección Meteorológica de Chile por facilitar las observaciones de nubosidad y a los grupos de MODIS y AERONET por hacer disponible su trabajo.

Al CMM por la ayuda económica en el periodo de realización de esta tesis.

This work was carried out with the aid of a grant from the Inter-American Institute for Global Change Research (IAI) CRN II 2017 which is supported by the US National Science Foundation (Grant GEO-0452325)

Índice general

1. Introducción	1
2. Fundamentos Teóricos	3
2.1. Conceptos Básicos	3
2.1.1. Aerosoles	3
2.1.2. Radiación en la atmósfera	5
2.1.3. Percepción remota de espesor óptico de aerosoles	17
3. Datos y Métodos	25
3.1. Datos	25
3.1.1. Material particulado en Santiago	25
3.1.2. Datos MODIS	28
3.1.3. Propiedades ópticas de aerosoles	29
3.1.4. Otros datos	31
3.2. Modelo Simple	33
4. Resultados	40
4.1. Resultados del modelo	40
4.1.1. Variabilidad estacional	40
4.1.2. Variabilidad diurna	42
4.1.3. Otros resultados del modelo	43
4.2. AOD de MODIS, concentraciones in situ de material particulado...	48
4.2.1. AOD de MODIS versus simulaciones	49
5. Conclusiones y trabajo futuro	55
Bibliografía	58
A. Apéndice	64
A.1. Comparación MODIS versus AERONET	64
A.2. Reflectancia de superficie de MODIS	66
A.3. MODIS y AERONET en Buenos Aires	68
A.4. Información meteorológica 22 de julio	72

Capítulo 1

Introducción

Se ha sugerido que la percepción remota desde el espacio, particularmente de aerosoles, puede ser una poderosa herramienta para el control de calidad del aire sobre grandes áreas urbanas, reduciendo el número de estaciones in situ requeridas y, por tanto, disminuyendo los costos de obtener mediciones con alta resolución espacial (e.g., *Wang y Christopher, 2003*). En efecto, el espesor óptico de aerosoles (AOD o τ) proveniente de sensores a bordo de satélites es ampliamente usado como un indicador de la opacidad de la atmósfera (e.g., *Schaap et al., 2002; Engel-Cox et al., 2004; Pelletier et al., 2007; Boyouk et al., 2010; Tsai et al., 2011*). El instrumento MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) a bordo de los satélites Aqua y Terra es un espectrómetro que mide radiancias desde el espacio y puede ser usado para estimar el espesor óptico de aerosoles (*Levy et al., 2010*). El AOD de MODIS ha sido ampliamente usado debido a su amplia cobertura espacial y a la estabilidad de sus mediciones. Además, ha sido intensamente validado comparándolo con mediciones desde la superficie de AOD para variadas condiciones atmosféricas y geográficas (e.g., *Levy et al., 2010; Hyer et al., 2011; Mei et al., 2012*). En algunos lugares, como el este de Estados Unidos o Europa occidental, el AOD medido desde el espacio muestra una buena correspondencia con los datos de la red de fotómetros solares AERosol RObotic NETwork (AERONET, *Holben et al. (1998)*), con valores de AOD de MODIS dentro del rango esperado en la mayoría de los casos (error esperado: $|\tau_{MODIS} - \tau_{AERONET}| \leq |0.05 + 0.15\tau_{AERONET}|$). En otros lugares, como Europa oriental, estos resultados no son tan buenos (*Levy et al., 2010*). En Sudamérica, estudios preliminares también han mostrado inconsistencias entre el AOD proveniente de satélites y aquel medido desde la superficie (e.g., *Oyanadel et al., 2006; Carvajal, 2010*).

Los algoritmos que permiten estimar AOD a partir de radiancias medidas con instrumentos pasivos (i.e., que solo miden la radiancia reflejada por la tierra desde el sol o alguna fuente natural) a bordo de satélites hacen supuestos acerca de la reflectancia de la superficie, propiedades de aerosoles, etc. (*Levy et al., 2007a,b*). Por ejemplo, en casos de baja carga de aerosoles sobre el continente ($\tau \lesssim 0.15$), las estimaciones de la reflectancia de la superficie son cruciales en el proceso de recuperación de AOD (*Levy et al., 2010*). Recientemente, algunos estudios han tomado esto en cuenta y han propuesto métodos mejorados de la parametrización de reflectancia de superficie del algoritmo de aerosoles

del instrumento MODIS (*Oo et al.*, 2010; *Mielonen et al.*, 2011; *Guang et al.*, 2012).

Para garantizar la calidad del AOD medido desde el espacio, los estudios de validación local son imprescindibles (*Song et al.*, 2009 y referencias allí contenidas). Estos estudios permiten un entendimiento más completo de las condiciones en las que las mediciones son tomadas, así como los factores meteorológicos y la experiencia local. Santiago de Chile (33.5S, 70.5W, 500 m.s.n.m.), reúne las condiciones para ser un buen lugar para llevar a cabo este tipo de estudios. Santiago es una ciudad con más de 6 millones de habitantes y grandes emisiones de gases y partículas (*Gallardo et al.*, 2012a,b). La dispersión de estos contaminantes es obstaculizada por montañas que rodean la cuenca de Santiago y el régimen de subsidencia impuesto por el anticiclón subtropical del Pacífico sudeste. Estas condiciones llevan a una capa límite bien definida, con variaciones diurnas y estacionales dirigidas por el calentamiento superficial (e.g., *Muñoz y Undurraga*, 2010). En promedio, las alturas máximas de la capa límite alcanzan los 200 metros sobre el nivel del suelo en invierno y 800 metros en verano. Además de estas condiciones, Santiago muestra una cantidad considerable de días despejados (aproximadamente el 42% de las horas observadas entre el 2000 y el 2010 en el aeropuerto de Santiago) y mediciones regulares de material particulado y contaminantes criterio de acuerdo a los estándares internacionales desde finales de la década de los 90.

Este trabajo muestra y explora la relación existente entre las mediciones disponibles de AOD sobre Santiago: AOD obtenido por medio del instrumento MODIS y AOD medido por un fotómetro de la red AERONET. Se espera que ambas mediciones sean similares, sin embargo, se observa una diferencia significativa del ciclo estacional entre ambas. Esta diferencia es observada por *Carvajal* (2010). En un estudio anterior, *Oyanadel et al.* (2006) atribuyen los altos valores estivales de AOD de MODIS a una posible interferencia de nubes cirrus en las mediciones de MODIS, basándose en el trabajo de *Gao et al.* (2002). Además de la interferencia de nubes cirrus en las mediciones de MODIS, la diferencia en los ciclos estacionales puede deberse a varios factores: la poca representatividad estacional del AOD de AERONET por su baja cantidad de datos, la influencia de la variación estacional de la altura de capa límite o la estacionalidad de las concentraciones de aerosoles en superficie, entre otros. Para explicar la diferencia de estacionalidad de AOD mencionada anteriormente, en el próximo capítulo se introducen algunos conceptos fundamentales de aerosoles, transferencia radiativa en la atmósfera y las bases teóricas de la percepción remota de aerosoles. En el capítulo 3 se presentan los datos a usar en este trabajo, así como también el desarrollo de un modelo simple que se utiliza para estimar el AOD en base a la altura de capa límite y a las concentraciones y propiedades radiativas del material particulado. Los resultados de las simulaciones de AOD, así como las comparaciones con las observaciones y sus ciclos estacionales son mostrados en el capítulo 4, junto con una posible explicación para la diferencia de los ciclos estacionales de AOD. Finalmente se presentan las conclusiones en el capítulo 5.

Capítulo 2

Fundamentos Teóricos

2.1. Conceptos Básicos

En esta sección se presentará de manera resumida una revisión bibliográfica de algunos conceptos básicos en lo relativo a aerosoles y transferencia radiativa en la atmósfera. Estos conceptos serán utilizados en el desarrollo de esta tesis.

2.1.1. Aerosoles

Los aerosoles se definen como partículas (líquidas o sólidas) en suspensión en un gas (*Seinfeld y Pandis, 2006*). A menudo se habla de *material particulado* para referirse a los aerosoles. Se pueden producir tanto por fuentes antrópicas (e.g. motores de combustión interna), como naturales (e.g. sal de mar). Cuando la partícula es emitida directamente a la atmósfera, se le llama aerosol *primario* y en caso que se forme en la atmósfera a través de transformaciones físicas y químicas se le llama aerosol *secundario*.

Una medida del tamaño de cada partícula es el *diámetro aerodinámico*, que se refiere al diámetro de una esfera de densidad 1 g/cm^3 que tiene la misma velocidad terminal de caída en el aire que la partícula en cuestión (*Finlayson-Pitts y Pitts, 1999*). El rango de diámetro aerodinámico de los aerosoles está aproximadamente entre $0.001 \text{ }\mu\text{m}$ y $100 \text{ }\mu\text{m}$ (*Seinfeld y Pandis, 2006*). El límite inferior de ese rango no está definido con claridad, debido a que la definición de este límite hace referencia a la diferencia entre un conjunto de partículas y un gas; sin embargo el límite superior ocurre porque partículas más grandes que $100 \text{ }\mu\text{m}$ son tan masivas que no pueden mantenerse en la atmósfera por mucho tiempo.

Un conjunto o población de aerosoles puede ser descrita, en términos de tamaño de las partículas, por su *distribución de tamaños*. Una distribución de tamaños de aerosoles indica la cantidad, masa, volumen o superficie total de partículas en función del diámetro de éstas, expresadas en términos de concentración, es decir, la cantidad, masa, volumen o

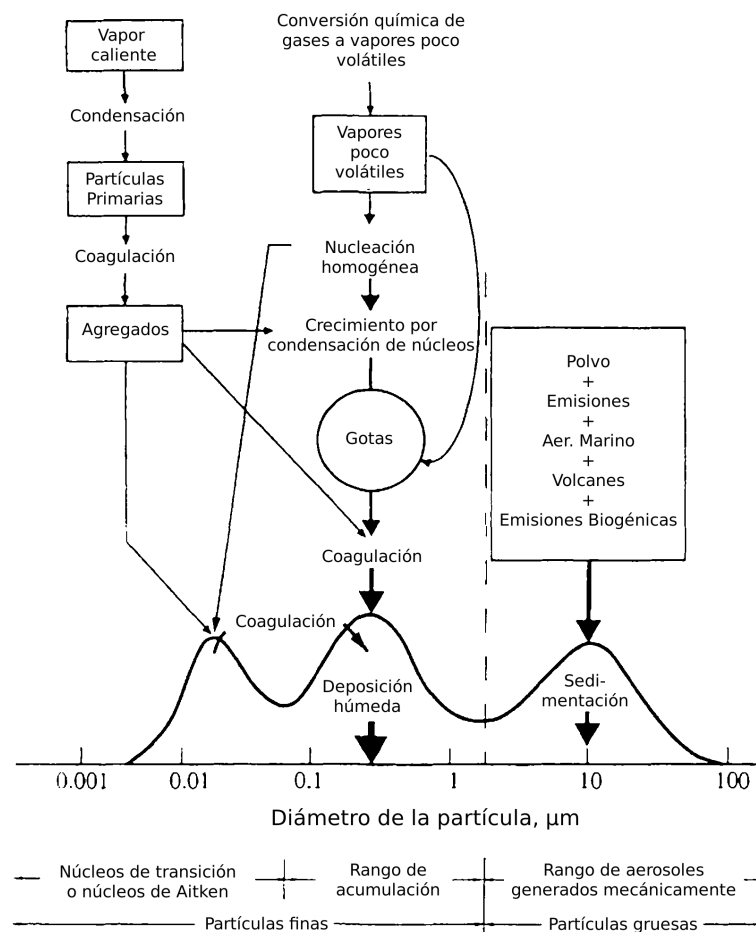


Figura 2.1: Esquema idealizado de distribución y procesos que afectan los aerosoles atmosféricos. Adaptado de *Seinfeld y Pandis* (2006). Original de *Whitby y Cantrell* (1976).

superficie de las partículas por unidad de volumen de aire por tamaño de éstas. Usualmente, estas las distribuciones son ajustadas a distribuciones continuas de tipo lognormal o sumas de ellas (e.g., *Jaenicke*, 1993). A cada una de estas distribuciones lognormales (que suman una distribución de aerosol dada) les llama *modos*. Típicamente una población de aerosol tiene 3 modos cuando se describe mediante su distribución por masa: el modo más fino o de *Aitken* (diámetro menor que $\sim 0.1 \mu\text{m}$), el modo de acumulación (diámetro entre ~ 0.1 y $\sim 2 \mu\text{m}$) y uno más grueso (diámetro mayor que $\sim 2 \mu\text{m}$). La figura 2.1 es un esquema idealizado de los procesos de formación y transformación de aerosoles, en función de su tamaño.

La composición de los aerosoles es variada. Puede incluir carbón orgánico, carbón elemental, sulfatos, nitratos, minerales provenientes del suelo, sal, hongos, bacterias, etc. y cada partícula puede contener uno o más de estos compuestos. Si se analiza la composición de los aerosoles en una región a partir de un análisis elemental de éstos en conjunto con el uso de métodos estadísticos de tipo factorial, es posible estimar fuentes de emisión (e.g., *Artaxo et al.*, 1999; *Morata et al.*, 2008). Además, según sea la composición de la partícula, la forma en que esté mezclada y dependiendo de la humedad presente en el ambiente, la

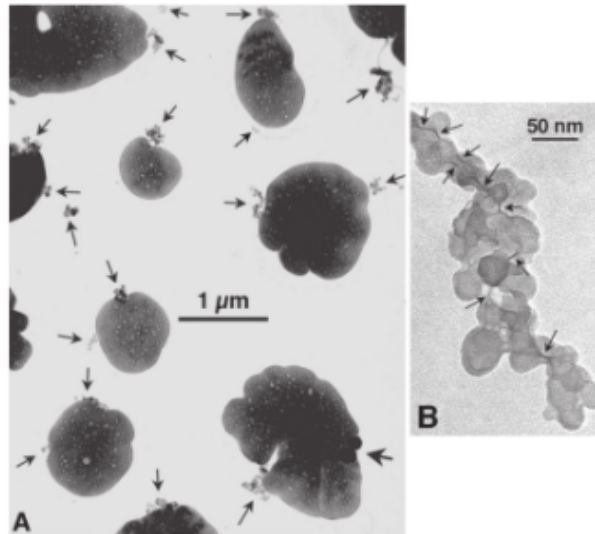


Figura 2.2: Imágenes de aerosoles. (A) sulfato de amonio, (B) agregado de carbón en forma de cadena. Las flechas indican inclusiones de cadenas de carbón. Adaptado de *Jacobson* (2002).

partícula puede absorber vapor de agua y con ello aumentar de tamaño. Si la partícula absorbe mucho vapor de agua puede cambiar de estado. Se le llama *delicuescencia* al proceso en que la partícula pasa del estado sólido al líquido por la absorción de vapor de agua y *cristalización* cuando pasa de líquido a sólido. Ambos procesos termodinámicos son difíciles de modelar, a pesar de su importancia en la formación de núcleos de condensación que son primordiales para la formación de nubes y por ende en el clima (*Haywood y Boucher*, 2000). En la figura 2.2 se muestran imágenes de aerosoles obtenidos mediante el método de microscopía electrónica.

2.1.2. Radiación en la atmósfera

La radiación electromagnética proveniente del sol es la responsable de los intercambios de energía que se producen en la atmósfera. El término *radiación electromagnética* se refiere a la emisión o propagación de ondas electromagnéticas (o fotones). Las ondas electromagnéticas poseen velocidad constante de $c \approx 3 \times 10^8 \text{ m/seg}$ en el vacío y una velocidad similar en el aire (*Liou*, 2002). Por otro lado, la energía de un fotón está determinada por su longitud de onda (λ) y la constante de Planck ($h = 6.626 \times 10^{-34} \text{ Js}$) por hc/λ . Con esto, a menor longitud de onda (i.e, mayor frecuencia), mayor es la energía de una onda electromagnética.

El ojo humano es capaz de distinguir radiación entre, aproximadamente, 400 nm (azul) y 700 nm (rojo). Este rango se denomina *visible*. A la longitud de onda menor que 400 nm, hasta 10 nm, se le llama *ultravioleta*; y entre 0.7 μm y 100 μm , *infrarrojo*. En el espectro electromagnético también se distinguen (en orden creciente de longitud de onda), rayos gamma, rayos x, ultravioleta, visible, infrarrojo, microondas y ondas de radio.

El sistema tierra-atmósfera interactúa con la radiación mediante absorción, emisión y esparcimiento o *scattering* de radiación¹. La absorción ocurre cuando el cuerpo absorbe parte o toda la energía radiativa. Cuando el cuerpo absorbe radiación, necesariamente hay una alteración física del cuerpo (e.g., temperatura). La emisión ocurre cuando el cuerpo emite energía radiativa.

El esparcimiento se refiere a la situación en que un cuerpo continuamente absorbe energía y la reemite en todas las direcciones. Esta radiación reemitida puede ser absorbida o esparcida por otro cuerpo y se le llama esparcimiento múltiple. (Cf. Figura 2.3). Se le llama extinción a la suma de los procesos de absorción y esparcimiento.

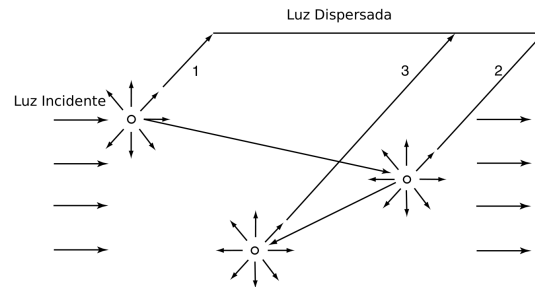


Figura 2.3: Esparcimiento simple (1) y múltiple (2) y (3). Figura adaptada de *Liou* (2002).

Para continuar y poder explicar mejor los conceptos aquí tratados, es necesario introducir algunas definiciones y conceptos básicos de transferencia radiativa, que se enuncian a continuación.

Se define como la *intensidad monocromática* o *radiancia espectral* a la energía radiativa (i.e., energía en forma de radiación electromagnética) que proviene de una dirección determinada, en un intervalo infinitesimal de longitud de onda $d\lambda$, que atraviesa un área perpendicular a la dirección considerada, por unidad de tiempo, por unidad de área a una cierta longitud de onda λ . La intensidad monocromática se denota I_λ y tiene unidades de energía por área por tiempo por longitud de onda por unidad de ángulo sólido ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$).

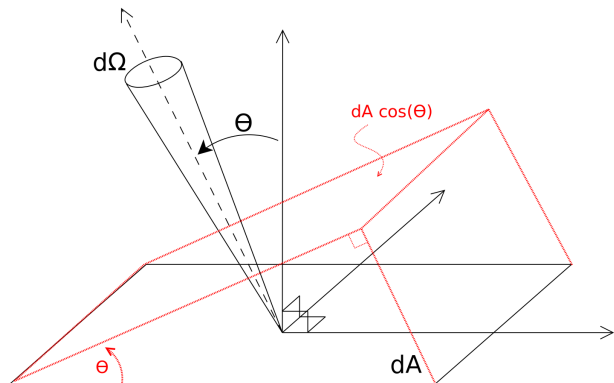


Figura 2.4: Geometría de la definición de radiancia. Se indica en líneas negras el ángulo de la radiación incidente θ , el ángulo sólido $d\Omega$ y el área dA . En líneas rojas se indica el área perpendicular a la radiación incidente.

¹Como bien lo nota Rodrigo Fuentes en su tesis doctoral, según la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, la traducción del término en inglés *scattering* puede ser tanto de *esparcimiento* como de *dispersión*. La definición de esparcimiento, según *R.A.C.E.F.N.* (1996), es la *desviación producida en la propagación de ondas o partículas, debido a las especiales características del medio que atraviesa, como anisotropías, inhomogeneidades, existencia y tamaño de partículas, cargas eléctricas, etc.*, mientras que la de dispersión es la *alteración de la distribución espacial o angular de entes físicos, producida al efectuarse cambios en el medio en que se encuentran o se propagan*. De lo anterior, el término más adecuado de la traducción de *scattering* el contexto de este trabajo es el de esparcimiento.

A partir de lo anterior, se puede definir la *radiancia* (I) como la radiancia espectral considerando todo el espectro, es decir, $I = \int_0^\infty I_\lambda d\lambda$ y tiene unidades de $Wm^{-2}sr^{-1}$. La *densidad de flujo radiante monocromático* (F_λ) es la radiancia espectral integrada en todo el hemisferio de ángulo sólido y está en unidades de $Wm^{-2}\mu m^{-1}$. Finalmente, la *densidad de flujo radiante* o *irradiancia* se define por la integración de F_λ en todo el espectro electromagnético y tiene unidades de W/m^2 .

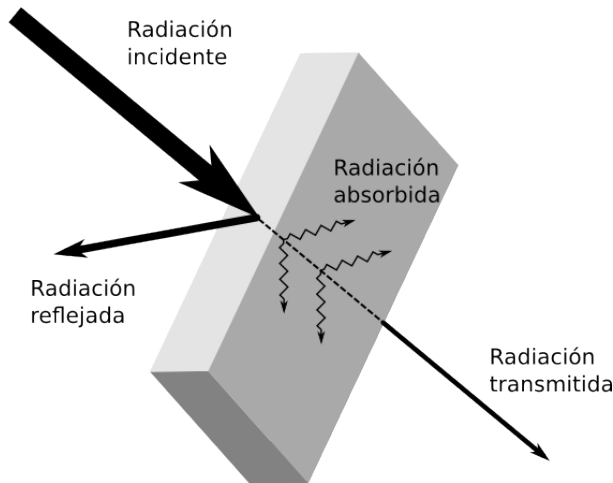


Figura 2.5: Esquema de radiación transmitida, reflejada y absorbida a través de un medio. En este caso se supone un plano perpendicular a la radiación incidente.

Consideremos un medio que es atravesado por un haz de radiación. Se define la *absortividad* del medio a la fracción de la densidad de flujo monocromático incidente es absorbida. El resto de la energía puede ser reflejada o transmitida, dependiendo únicamente de la dirección y el sentido de la radiación esparcida. Fijando un plano de referencia, se llama *reflectividad* a la fracción de energía que va en sentido del hemisferio de la fuente y *transmisividad* a la fracción de energía en sentido contrario (ver figura 2.5).

Emisión y Absorción

Un cuerpo que absorbe toda la radiación incidente sobre él se denomina *cuerpo negro*. Este concepto idealizado de un cuerpo permite explicar a *grosso modo* el espectro de emisión de energía radiativa del sol y de la tierra. Si el cuerpo está en equilibrio termodinámico, se puede describir la emisión de radiancia espectral del cuerpo únicamente en función de su temperatura mediante la ley de Planck (Liou, 2002):

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{hc/k\lambda T} - 1)}, \quad (2.1)$$

con $h \approx 6.626 \times 10^{-34} [Js]$ la constante de Planck, $k \sim 1.3806 \times 10^{-23} [JK^{-1}]$ la constante de Boltzmann, c la velocidad de la luz en el vacío y T es la temperatura en Kelvin. De esta ecuación se desprende que la emisión de radiación de un cuerpo es creciente con la temperatura. La longitud de onda donde la emisión de radiación es máxima, depende de la temperatura del cuerpo y se deduce maximizando la ecuación anterior. Así se obtiene la ley de Wien:

$$\lambda_{max} = \frac{2897}{T} [\mu m], \quad (2.2)$$

que indica que la longitud de onda donde la emisión de radiación máxima es inversamente proporcional a la temperatura del cuerpo. La radiancia total emitida por un cuerpo negro

Además de la transformación de energía radiativa en energía potencial electrónica, las moléculas en la atmósfera también pueden absorber energía radiativa y transformarla en energía cinética de rotación, traslación y vibración. Esta energía también está cuantizada, a excepción de la energía de traslación. La suma de la absorción de energía explicada mediante estos mecanismos forman un *espectro de absorción* para cada molécula. Por otro lado, el espectro de absorción de aerosoles en la atmósfera depende tanto del tamaño de las partículas (y su distribución) como de su forma y composición. Una vez que se definan algunos conceptos útiles para cuantizar la extinción de la radiación en la atmósfera, se ejemplificará la diferencia entre el espectro de absorción de un gas y de una partícula de aerosol (figura 2.7).

No hay que olvidar que además de los procesos de absorción, los gases también esparcen energía radiativa, proceso que es modelado mediante la teoría de esparcimiento de *Rayleigh*. Esta teoría se discute más adelante, en la sección referente al esparcimiento y la absorción de radiación debido a la presencia de aerosoles. En lo que sigue de este capítulo, el término *partículas* indica indistintamente moléculas o átomos de un gas, así como también aerosoles.

Extinción de radiación por partículas

La extinción de la radiación por una partícula en la atmósfera (por ejemplo una molécula de un gas, una gota de nube, aerosol, etc.) se puede cuantificar mediante un coeficiente de extinción, que dependerá tanto de las propiedades físicas de la partícula (geometría, tamaño, composición, etc.) como de la longitud de onda de la radiación incidente. La partícula puede absorber o esparcir la luz incidente.

Si se supone una irradiancia F_λ incidente a la partícula, se definen las *secciones transversales de absorción* ($\sigma_{a,\lambda}$), *esparcimiento* ($\sigma_{s,\lambda}$) y *extinción* ($\sigma_{e,\lambda}$) para una longitud de onda λ como

$$\begin{aligned}\sigma_{a,\lambda} &= U_{a,\lambda}/F_\lambda, \\ \sigma_{s,\lambda} &= U_{s,\lambda}/F_\lambda, \\ \sigma_{e,\lambda} &= \sigma_{a,\lambda} + \sigma_{s,\lambda},\end{aligned}\tag{2.5}$$

con $\sigma_{a,\lambda}$, $\sigma_{s,\lambda}$ y $\sigma_{e,\lambda}$ en unidades de $m^2/\text{partícula}$; $U_{a,\lambda}$ y $U_{s,\lambda}$ la energía absorbida y esparcida por la partícula por unidad de tiempo, en presencia de una irradiancia F_λ . Se puede interpretar $\sigma_{e,\lambda}$ como la “sombra” de área $\sigma_{e,\lambda}$ de la energía radiativa que pasa por la partícula, que puede ser muy diferente a la sombra geométrica de la partícula (*Seinfeld y Pandis*, 2006). También se pueden definir estas secciones transversales en términos de masa de las partículas, con unidades de m^2/g o equivalentes. Si σ_g el área de la sección transversal (geométrica) de la partícula, se define la *eficiencia de esparcimiento*, *absorción* y *extinción* de una partícula como

$$\begin{aligned}Q_{s,\lambda} &= \sigma_{s,\lambda}/\sigma_g, \\ Q_{a,\lambda} &= \sigma_{a,\lambda}/\sigma_g,\end{aligned}\tag{2.6}$$

$$Q_{e,\lambda} = \sigma_{e,\lambda}/\sigma_g,$$

que es un valor adimensional. Además, se puede definir el *albedo simple* (o *albedo de esparcimiento simple*, del inglés *single scattering albedo*) como

$$\omega_\lambda = \frac{Q_{s,\lambda}}{Q_{e,\lambda}} = \frac{Q_{s,\lambda}}{Q_{a,\lambda} + Q_{s,\lambda}} = \frac{\sigma_{s,\lambda}}{\sigma_{e,\lambda}}, \quad (2.7)$$

que también es adimensional y al igual que σ o Q , dependen de las propiedades físicas de la partícula y de la longitud de onda de la radiación incidente. El albedo simple indica la proporción de esparcimiento (y por lo tanto de absorción) en el total de la extinción.

En la figura 2.7 se muestra, por un lado, la sección transversal de absorción de algunos gases presentes en la atmósfera y por otro, el espectro de absorción, de esparcimiento y de extinción de una partícula esférica de aerosol de $0.2 \mu m$ de radio e índice de refracción igual a $1.45 + 0.005i$. En los paneles inferiores de esta figura, se muestran los espectros de absorción de la partícula y algunos gases en una parte del espectro visible. Aquí se puede observar que la variabilidad del espectro de absorción los gases es mucho mayor que el de la partícula. Esta diferencia en el espectro de absorción entre gases y partículas puede ser usada para medir concentración de gases traza en la atmósfera (e.g., *Fuentes*, 2012).

Cuando se tiene un conjunto de partículas (como la atmósfera) se define el *coeficiente de extinción* como una medida de la cantidad de energía atenuada al pasar por el medio. Básicamente es la multiplicación de la secciones transversal de extinción por el número de partículas. En el caso de una población de partículas de un solo tamaño, como pueden ser las moléculas de un gas, el *coeficiente de extinción* ($b_{e,\lambda}$) se puede definir como

$$b_{e,\lambda} = n\sigma_{e,\lambda} \quad [m^{-1}], \quad (2.8)$$

con n la concentración de las partículas en el medio (en unidades consistentes con $\sigma_{e,\lambda}$). Este trabajo está enfocado en la extinción de radiación en la atmósfera debido a la presencia de aerosoles y por ello es oportuno mostrar una forma más explícita de esta definición que será recurrentemente usada en este estudio. En efecto, para el caso de una población de aerosoles, si se supone que son esféricos y de distribución de tamaño $n(\cdot)$ expresadas en *partículas*/($m^3 \mu m$), la definición de $b_{e,\lambda}$ puede ser más explícita, a saber,

$$b_{e,\lambda} = \int_0^\infty \pi \frac{D_p^2}{4} n(D_p) Q_{e,\lambda} dD_p \quad [m^{-1}], \quad (2.9)$$

con D_p el diámetro de la partícula. El supuesto de esfericidad de los aerosoles se discutirá más adelante en este capítulo, cuando se haga uso de esta representación del coeficiente de extinción. Similarmente se pueden definir $b_{s,\lambda}$ y $b_{a,\lambda}$ y se puede mostrar que $b_{e,\lambda} = b_{s,\lambda} + b_{a,\lambda}$. Además, si en la ecuación 2.9 en lugar de utilizar una distribución n descrita en términos de *partículas*/ m^3 se usa una en *masa de partículas/volumen de aire*, se puede definir el coeficiente de extinción por cantidad de masa de las partículas. En el caso de la ecuación 2.8, para definir el coeficiente de extinción por masa (en unidades de *masa de partículas*/ m) basta con una distribución n descrita en términos de *masa de partículas*/($m^3 \mu m$).

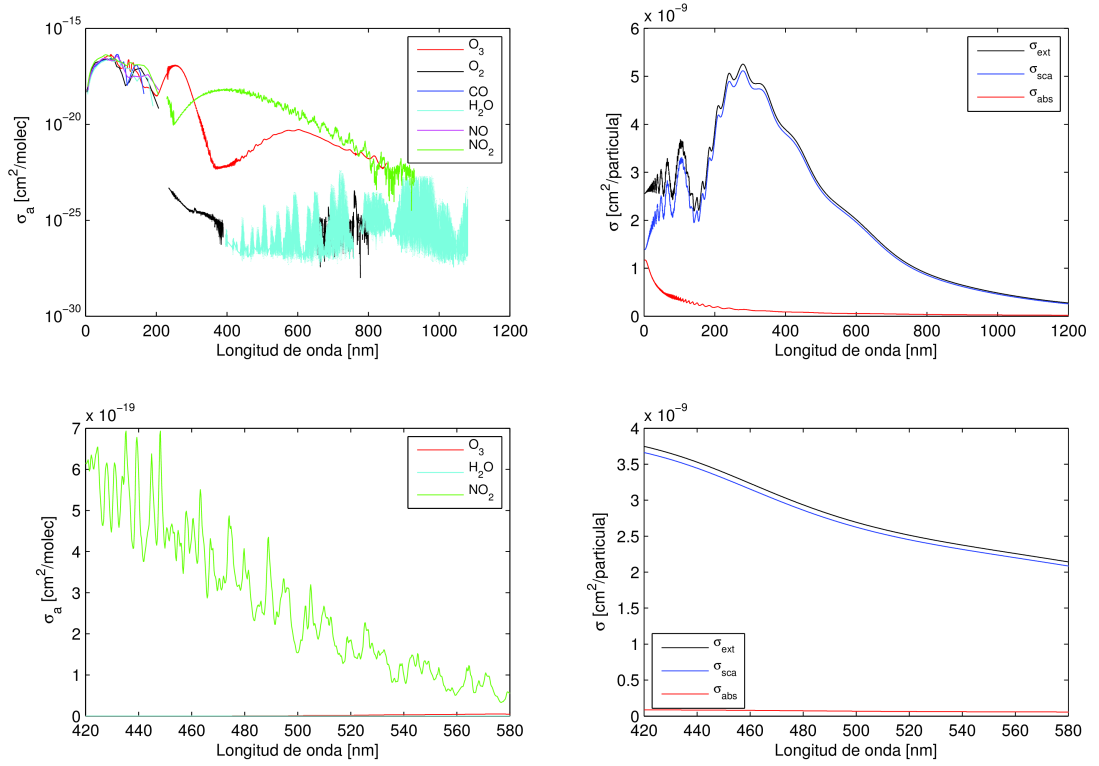


Figura 2.7: Espectro de absorción de gases en términos de su sección transversal de absorción por molécula (izquierda) y el espectro de absorción (σ_{abs}), esparcimiento (σ_{sca}) y de extinción (σ_{ext}) calculados por un código *Mie* de una partícula esférica de $0.2 \mu m$ de radio, mostrados en términos de su sección transversal de absorción por partícula (derecha). Notar que en la atmósfera hay muchas más moléculas que aerosoles (en cantidad) y por lo tanto el orden de magnitud de los paneles izquierda y derecha no tienen que ser necesariamente comparables. También hay que notar la escala logarítmica de la figura superior izquierda. Los espectros de absorción de los gases fueron obtenidos de los rangos espectrales disponibles para cada gas en la base de datos del Max Planck Institute (<http://www.atmosphere.mpg.de/spectral-atlas-mainz>).

Finalmente, se define el *espesor óptico* entre los puntos x_1 y x_2 por

$$\tau_\lambda(x_1, x_2) = \int_{x_1}^{x_2} b_{e,\lambda}(x) dx. \quad (2.10)$$

Se habla de *profundidad óptica* cuando se refiere al espesor óptico entre el punto de medición y el tope de la atmósfera (TOA). Debido a que mientras mayor sea el ángulo cenital solar, la radiación debe recorrer más atmósfera entre el tope de la atmósfera y el punto de medición, es natural definir una normalización de la profundidad óptica dividiéndola por un factor de masa atmosférico, que si se obvía la geometría esférica de la atmósfera se puede calcular como

$$\tau_\lambda(0, TOA) = \frac{1}{\mu} \int_0^{TOA} b_{e,\lambda}(x) dx, \quad (2.11)$$

con $\mu = \cos(\theta_0)$ y θ_0 el ángulo cenital solar. Esta aproximación es buena para $\theta_0 < 75$ (*Seinfeld y Pandis, 2006*) debido a que μ se calcula conforme a una atmósfera plano-

paralela. De aquí en adelante se utilizará indistintamente el término espesor óptico o profundidad óptica para referirse a la profundidad óptica descrita en la ecuación 2.11 y su notación será τ o *AOD* (por su acrónimo del inglés *Aerosol Optical Depth*). Por simplicidad en la notación se omitirá la dependencia explícita del AOD con respecto a la longitud de onda a menos que sea necesario.

En la atmósfera, es útil descomponer el espesor óptico como la suma de las contribuciones de espesor óptico por parte de los gases, aerosoles, nubes, etc.

En el año 1930, Anders Ångström propuso una relación entre la extinción de la luz solar y la longitud de onda de la radiación incidente (Ångström, 1930):

$$\tau = \beta\lambda^{-\alpha}.$$

Se le llama *exponente de Ångström* al parámetro α . Este coeficiente tiene relación con el tamaño de las partículas: α tiene valores altos en caso de partículas finas (cercano a 4 si no hay aerosoles (Trier et al., 1993)) y valores pequeños en caso de partículas gruesas. En la figura 2.8 se muestra la relación entre α y el radio efectivo de una distribución de aerosoles. El radio efectivo es una medida del tamaño medio de las partículas y se define por $r_{ef} = \frac{\int_0^\infty r^3 n(r) dr}{\int_0^\infty r^2 n(r) dr}$. Dadas dos longitudes de onda, el exponente (o coeficiente) de Ångström se puede calcular, a partir de τ , por

$$\alpha_{\lambda_1, \lambda_2} = \frac{\ln(\tau_{\lambda_1}/\tau_{\lambda_2})}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)}. \quad (2.12)$$

Ley de Beer-Bourguer-Lambert

Supongamos un medio por el que pasa un haz de radiación como se indica en la figura 2.9. Si en primer lugar se supone que únicamente hay extinción (y no emisión) entre 0 y s_1 , la atenuación de la radiancia I_λ en un intervalo ds se puede escribir como

$$dI_\lambda = -b_{e,\lambda} I_\lambda ds, \quad (2.13)$$

A esta ecuación se le conoce como Ley de Beer-Bouguer-Lambert. Integrando 2.13

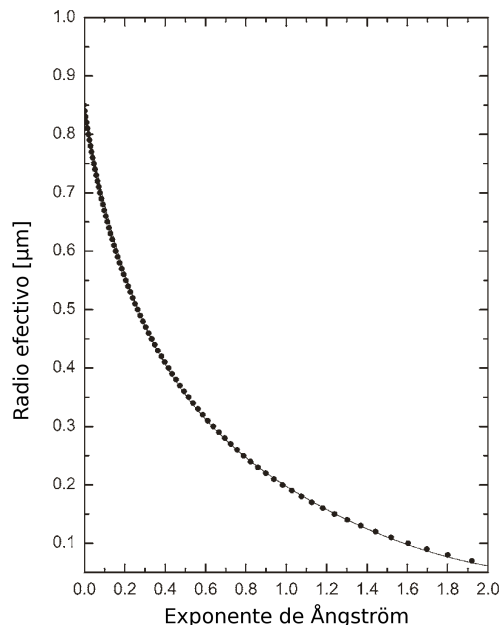


Figura 2.8: Exponente de Ångström y radio efectivo de la distribución. Para esta figura se utilizaron partículas esféricas con $m = 1.45 + 0.005i$ y distribuciones monomodales con desviación estándar de 1. Figura adaptada de Kokhanovsky (2008).

entre la altitud z y el tope de la atmósfera (TOA), en virtud de 2.11 es posible escribir

$$I_\lambda(z) = I_\lambda(TOA) e^{-\int_z^{TOA} b_e(x) dx}, \quad (2.14)$$

$$I_\lambda(z) = I_\lambda(TOA) e^{-\tau(z,TOA)}. \quad (2.15)$$

La ecuación enunciada anteriormente es fundamental en la transferencia radiativa en la atmósfera pues modela la atenuación de la radiación en la atmósfera. Esta ecuación indica que la radiación electromagnética a través de un medio (homogéneo y sin emisión de energía radiativa) disminuye exponencialmente con la distancia recorrida y su tasa de decaimiento (b_e) depende de propiedades ópticas del medio. Para el caso de la atmósfera, estas propiedades del medio se relacionan sus las propiedades físicas y químicas. En particular, la composición de la atmósfera tiene una importancia sobresaliente en la determinación del coeficiente de extinción (y por ende del espesor óptico), tanto así que es posible medir concentraciones de gases trazas (e.g. *Fuentes*, 2012) o estimaciones de propiedades de aerosoles observando la atenuación de radiación a través de la atmósfera.

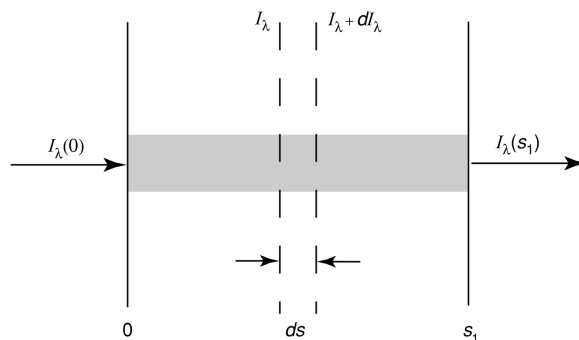


Figura 2.9: Haz de radiación atravesando un medio. Figura adaptada de *Liou* (2002).

Cálculo del esparcimiento en la atmósfera

A pesar que existen teoría y métodos de cálculo para partículas no esféricas (e.g., modelo de polvo utilizado en *Levy et al.* (2009)), en lo que sigue de este capítulo se supondrán partículas esféricas. En la literatura está bien documentado lo inapropiado que puede resultar suponer partículas esféricas para modelar las propiedades ópticas de los aerosoles en casos que el aerosol es polvo del desierto o sal marina (e.g., *Mishchenko et al.*, 2004 y referencias allí contenidas). Este capítulo presenta la teoría básica de la interacción entre los aerosoles y la radiación y en este sentido, la aproximación más simple para explicar esta interacción en los términos que aquí se presentan es incluir la suposición de la esfericidad de los aerosoles. Por otro lado, tanto la modelación simple del espesor óptico de aerosoles (presentada en el capítulo siguiente) como el algoritmo de estimación de la carga de aerosoles a partir de radiancias medidas desde el espacio con el instrumento MODIS suponen en sus cálculos que el aerosol es esférico (exceptuando el modelo de polvo del algoritmo de MODIS) y esta es otra razón más para mostrar la teoría en función de aerosoles esféricos, en cuanto a que este capítulo sirve de base teórica para el desarrollo

de esta tesis. Además, la suposición de la esfericidad de los aerosoles no es completamente errada en un contexto urbano pues, por ejemplo, los aerosoles formados por condensación de gases provenientes de motores de combustión interna muestran una forma esférica en su modo de nucleación (*Jacobson, 2002*).

Si se conoce la distribución y la densidad de partículas en el medio se puede calcular el coeficiente de extinción a través de la eficiencia de extinción (ecuación 2.9), la cual depende principalmente de dos parámetros: el *parámetro de tamaño* y el *índice de refracción complejo*. El primero se define como la relación entre el tamaño de la partícula y la longitud de onda de la radiación incidente:

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda},$$

con r el radio de la partícula. El índice de refracción complejo, que se denota por m , es la razón entre la velocidad de la luz en el vacío y la velocidad de la luz en el medio. La parte real de m se asocia a las propiedades de esparcimiento de la partícula, mientras que la parte compleja a la absorción de radiación (*Seinfeld y Pandis, 2006*).

La distribución espacial de la energía esparcida por una partícula se describe a través de una *función de fase*. Si $F(\theta, m, x)$ es la intensidad de radiación esparcida en un ángulo θ con respecto a la luz incidente para una partícula con índice de refracción complejo m y parámetro de tamaño x , la función de fase se escribe como la normalización de esta intensidad:

$$P(\theta, m, x) = \frac{F(\theta, m, x)}{\int_0^\pi F(\theta, m, x) \sin(\theta) d\theta}.$$

El parámetro de asimetría (g) es una cantidad que se deriva de esta función de fase, e indica si el esparcimiento es mayoritariamente en el sentido de la luz incidente (en inglés *forward scattering*) o en contra de ella (*retroesparcimiento* o en inglés *backscattering*). Si $g = 1$, el esparcimiento es completamente hacia adelante ($\theta = 0$), $g = -1$ es hacia atrás ($\theta = 180$) y $g = 0$ indica un esparcimiento isotrópico. El parámetro de asimetría se calcula por

$$g(m, x) = \frac{1}{2} \int_0^\pi \cos(\theta) P(\theta, m, x) \sin(\theta) d\theta,$$

que coincide con el primer momento de la función de fase, cuando se escribe como una descomposición por polinomios de Legendre. Otra medida de la distribución del esparcimiento es la *proporción de retroesparcimiento*:

$$b(m, x) = \frac{\int_{\pi/2}^\pi P(\theta, m, x) \sin(\theta) d\theta}{\int_0^\pi P(\theta, m, x) \sin(\theta) d\theta}. \quad (2.16)$$

El esparcimiento de la radiación se puede calcular (teóricamente) como la solución a las ecuaciones que rigen el campo electromagnético (ecuaciones de Maxwell) cuando es perturbado por la partícula. En este sentido, el parámetro de tamaño distingue entre tres tipos de esparcimiento que ocurren en la atmósfera: esparcimiento de *Rayleigh*, de *Mie* y

Geométrico. En la figura 2.10 se esquematiza la diferencia en la función de fase entre el esparcimiento de *Mie* y el de *Rayleigh*.

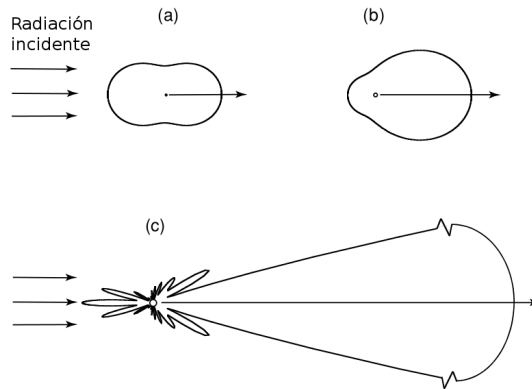


Figura 2.10: Representación de la distribución angular del esparcimiento de la radiación de longitud de onda igual a $0.5 \mu m$ para tres diámetros de partícula: (a) $10^{-4} \mu m$, (b) $0.1 \mu m$ y (c) $1 \mu m$. La figura (a) se asocia a esparcimiento de *Rayleigh* y la (c) a esparcimiento de *Mie*. Figura adaptada de *Liou* (2002).

Si el tamaño de la partícula es significativamente menor que la longitud de onda de la luz incidente ($x \ll 1$), la intensidad de la radiación esparcida es proporcional a $1/\lambda^{-4}$ y se le llama esparcimiento de *Rayleigh*. Este es el caso del esparcimiento de la luz visible causado por los gases en la atmósfera. Para el caso de radiación no polarizada (como la luz solar), la intensidad del esparcimiento ($I(\theta)$) en esta teoría, según *Liou* (2002), es:

$$I(\theta) = I_0 \frac{\sigma_s}{r^2} \frac{P(\theta)}{4\pi}, \quad (2.17)$$

$$P(\cos(\theta)) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2(\theta)),$$

$$\sigma_s = \frac{\alpha^2 128 \pi^5}{3 \lambda^4},$$

$$\alpha = \frac{3}{4\pi N_s} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right),$$

donde I_0 es la intensidad de radiación incidente, $P(\cdot)$ es la función de fase, σ_s es la sección transversal de esparcimiento y α es la polarizabilidad, que se calcula a partir del índice de refracción complejo (m) y la cantidad de moléculas por unidad de volumen (N_s). Una representación de la intensidad esparcida por una partícula en esta teoría se muestra en la figura 2.10 (a). Una parametrización para el espesor óptico en la atmósfera debido al esparcimiento de Rayleigh es presentada más adelante en la ecuación 2.20.

Si $x \gg 1$, es decir que la partícula es considerablemente mayor que la longitud de onda de la radiación, se habla de esparcimiento geométrico. En este caso, radiación esparcida se puede describir, básicamente, mediante las leyes de la óptica clásica como la reflexión, refracción y difracción. Un ejemplo de este tipo es el esparcimiento de la luz visible a

través de las gotas de agua en una nube. En la figura 2.11 se indican gráficamente los procesos asociados al esparcimiento geométrico.

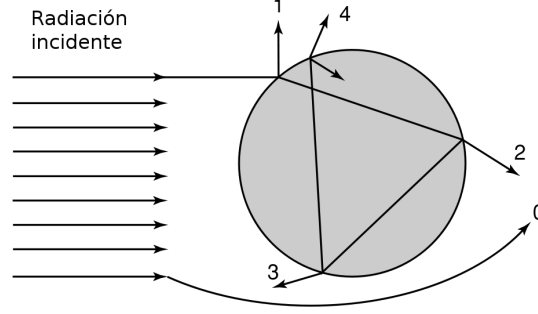


Figura 2.11: Representación del esparcimiento de la radiación en una esfera de acuerdo a los principios del esparcimiento geométrico: (0) difracción exterior, (1) reflexión exterior, (2) dos refracciones, (3) una reflexión interna y (4) dos reflexiones internas. Figura adaptada de *Liou* (2002).

Si el tamaño de la partícula es comparable con la longitud de onda de la radiación incidente ($x \approx 1$), una solución al campo de la radiación esparcida está dada por la teoría de *Lorenz - Mie* (*Liou*, 2002). Este es el caso de gran parte de los aerosoles en la atmósfera. De la teoría de Mie se derivan las siguientes expresiones (*Seinfeld y Pandis*, 2006) para la eficiencia de extinción y esparcimiento:

$$Q_s(m, x) = \frac{2}{x^2} \sum_{k=1}^{\infty} (2k+1) [|a_k|^2 + |b_k|^2], \quad (2.18)$$

$$Q_e(m, x) = \frac{2}{x^2} \sum_{k=1}^{\infty} (2k+1) [Re(a_k + b_k)],$$

con los coeficientes a_k y b_k definidos a través de las funciones de Riccati-Bessel por

$$a_k = \frac{x\psi'_k(xm)\psi_k(x) - xm\psi'_k(x)\psi_k(xm)}{x\psi'_k(xm)\zeta_k(x) - xm\zeta'_k(x)\psi_k(xm)}, \quad (2.19)$$

$$b_k = \frac{xm\psi'_k(xm)\psi_k(x) - x\psi'_k(x)\psi_k(xm)}{xm\psi'_k(xm)\zeta_k(x) - x\zeta'_k(x)\psi_k(xm)},$$

$$\psi_k(z) = \left(\frac{\pi z}{2}\right)^{1/2} J_{k+1/2}(z),$$

$$\zeta_k(z) = \left(\frac{\pi z}{2}\right)^{1/2} (J_{k+1/2}(z) + i(-1)^k J_{-k-1/2}(z)),$$

con J_k las funciones del Bessel de primer tipo. En la figura 2.12 se muestran cálculos según la teoría *Mie* de la eficiencia de esparcimiento en función del parámetro de tamaño para diferentes índices de refracción complejo.

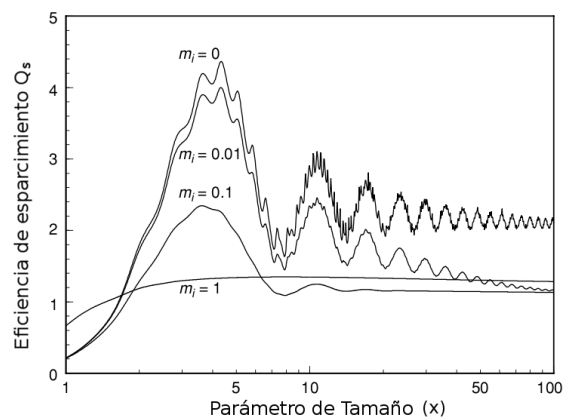


Figura 2.12: Eficiencia de esparsamiento en la teoría de *Mie* en función de parámetro de tamaño (x). El índice de refracción complejo utilizado es $m = 1.5 + m_i$, con m_i indicado en la figura. Figura adaptada de *Liou* (2002).

2.1.3. Percepción remota de espesor óptico de aerosoles

La percepción remota de aerosoles se puede realizar de forma pasiva o activa según el principio de funcionamiento del instrumento. Los instrumentos que miden propiedades de la atmósfera de forma activa, emiten una señal y reciben parte de esa señal después de su interacción con la atmósfera. De acuerdo a las características de la señal recibida pueden inferir propiedades de la atmósfera (*Liou*, 2002). Los sensores pasivos utilizan fuentes de radiación naturales como el sol o el sistema tierra-atmósfera. En este trabajo se utilizaron dos instrumentos pasivos para medir espesor óptico: fotómetros solares ubicados en superficie y espectrómetros a bordo de satélites. A continuación se explica brevemente el proceso de obtención de espesor óptico por medio de estos sensores.

Fotometría solar

La absorción de radiación electromagnética en un sensor fotovoltaico produce un voltaje en el sensor. Un fotómetro solar es básicamente un sensor fotovoltaico que está expuesto a la radiación directa del sol, a través de algún filtro que permita el paso de la longitud de onda deseada. La respuesta del sensor es función de intensidad de la radiación incidente. Si esta función es conocida (que se espera sea una función lineal) es posible medir la radiación incidente al sensor mediante una inversión de esta función.

Un fotómetro solar mide el espesor óptico

El espesor óptico se puede obtener a partir de mediciones de radiación de un fotómetro solar simplemente calculando la diferencia entre la radiación incidente en el tope de la atmósfera y la radiación incidente en el fotómetro. La radiación al tope de la atmósfera

se puede inferir mediante el método de Langley, que consiste en medir la radiación para distintos ángulos cenitales y por ende, distintos factores de masa atmosférica $1/\mu$. Estas mediciones se extrapolan en un gráfico semi logarítmico por una recta para el caso que $1/\mu = 0$. La extrapolación a este valor supone una medición hipotética del fotómetro en un caso en que no haya atmósfera sobre él, es decir, la radiancia en el tope de la atmósfera. En la figura 2.13 se muestra la curva de Langley para la calibración hecha el 25 de junio del 2011 sobre el cerro Manquehue (33.35S, 70.58W, 1635 m.s.n.m.), al norte de Santiago (cf. figura 3.1). Durante ese día, el fotómetro solar estaba ubicado por sobre la capa límite y estaba despejado (cf. figura 3.7). El instrumento Microtops II, calcula la radiancia como un valor proporcional al voltaje del sensor, por ello basta hacer la calibración con el voltaje del sensor.

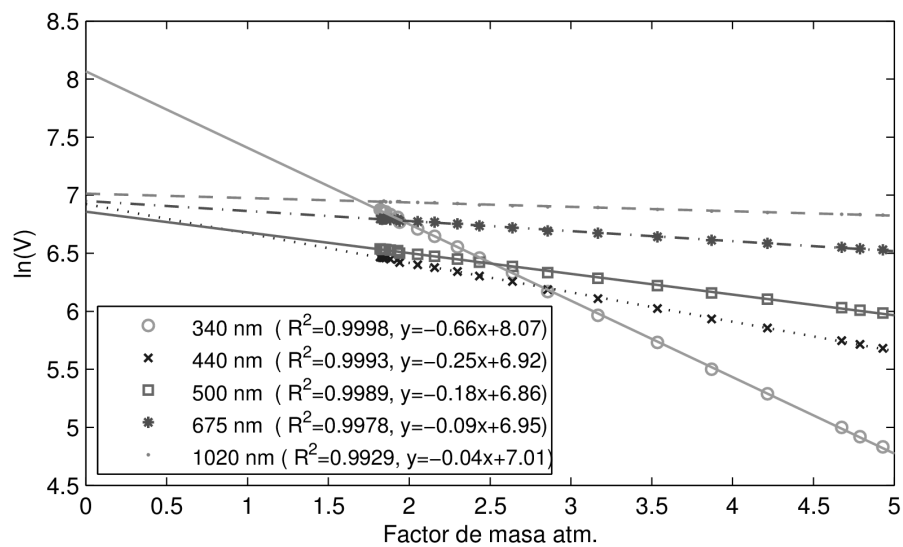


Figura 2.13: Curva de calibración de Langley para el fotómetro solar Microtops II realizada el 25 de junio del 2011 en la cumbre del cerro Manquehue. Factor de masa atmosférico $1/\mu = 1/\cos(\theta)$ versus el logaritmo del voltaje del sensor (en mV) para los 5 canales del instrumento. En puntos se muestran las observaciones y en líneas el ajuste lineal. El coeficiente de determinación y los estimadores del ajuste lineal se indican en la leyenda de la figura para cada canal de instrumento.

Si se conoce de la radiación en el tope de la atmósfera (con su corrección estacional) y aquella medida por el instrumento en el lugar de observación, en virtud de la ecuación 2.13 se puede calcular el espesor óptico.

Ahora bien, para calcular el espesor óptico de aerosoles es necesario extraer del espesor óptico anterior las contribuciones de los gases atmosféricos. Si la radiación al tope de la atmósfera ya está ajustada por la distancia tierra-sol y la radiación medida por el fotómetro es I , una forma de calcular el AOD, según *Liou* (2002), es:

$$\tau_A = \cos(\theta)(\ln(I_{TOA}) - \ln(I)) - \tau_R - \tau_g,$$

con θ el ángulo cenital solar, τ_A el espesor óptico de aerosoles, τ_R el espesor óptico debido al esparcimiento de *Rayleigh* de los gases de la atmósfera (mayormente nitrógeno molecular

y oxígeno molecular) y τ_g el espesor óptico debido a la absorción de radiación por dióxido de nitrógeno, ozono u otros gases traza. El espesor óptico debido al esparcimiento de Rayleigh se puede parametrizar, según *Liou* (2002), por

$$\tau_R(\lambda) = \frac{p}{p_s} (a + b * H) \lambda^{-(c+d\lambda+e/\lambda)}, \quad (2.20)$$

donde $a = 0.00864$, $b = 6.5 \times 10^{-6} [1/m]$, $c = 3.916$, $d = 0.074 [1/\mu m]$, $e = 0.005 [\mu m]$, p es la presión atmosférica en el lugar de medición ($[hPa]$), H es la altura en el lugar de medición ($[m]$), $p_s = 1013.25[hPa]$ y λ es la longitud de onda a considerar ($[\mu m]$) (*Liou*, 2002). En esta ecuación nuevamente se puede notar que τ_R es (aproximadamente) proporcional a λ^{-4} . La absorción debido a gases traza en la atmósfera es dependiente de la carga del gas en la atmósfera y su eficiencia de extinción. En este esquema propuesto en *Liou* (2002) la contribución del NO_2 y del O_3 se parametrizan por

$$\begin{aligned} \tau_{NO_2}(\lambda) &= k_1(\lambda) C(NO_2), \\ \tau_{O_3}(\lambda) &= k_2(\lambda) C(O_3), \end{aligned}$$

con $C(NO_2)$ y $C(O_3)$ la carga atmosférica de NO_2 y de O_3 respectivamente ($[moléculas/cm^2]$) y $k_{1,2}$ parámetros dependientes de la longitud de onda ($[cm^2/moléculas]$). Por ejemplo, si $\lambda = 526 \text{ nm}$ y $C(NO_2) \approx 4 \times 10^{15} [moléc/cm^2]$, la contribución de la absorción por parte del NO_2 al espesor óptico es de aproximadamente $1.74 \times 10^{-19} \times 4 \times 10^{15} \approx 7 \times 10^{-4}$, mientras que la contribución por esparcimiento de *Rayleigh*, a nivel del mar en 526 nm se estima por $\tau_R \approx 0.11$, tres ordenes de magnitud mayor.

Inferencia desde satélites

En esta sección, se describirá brevemente el algoritmo desarrollado por *Kaufman et al.* (1997) y *Levy et al.* (2009), para obtener espesor óptico de aerosoles sobre el continente desde mediciones de radiancia del espectrómetro MODIS, a bordo de los satélites Terra y Aqua. Una descripción más detallada de este algoritmo se puede encontrar en *Levy et al.* (2009), así como en *Liou* (2002) se puede encontrar una forma general para el cálculo de AOD a partir de datos satelitales.

Para la obtención de AOD, el algoritmo de MODIS utiliza únicamente los canales 0.47, 0.55, 0.66, 1.24 y 2.12 - μm . Un concepto fundamental en el algoritmo es el de reflectancia (ρ_λ), que se define en función del ángulo cenital solar (θ_0), la radiancia espectral medida (I_λ) y la irradiancia solar ($F_{0,\lambda}$) para cada canal del instrumento (identificado por λ):

$$\rho_\lambda = I_\lambda \frac{\pi}{F_{0,\lambda} \cos(\theta_0)}. \quad (2.21)$$

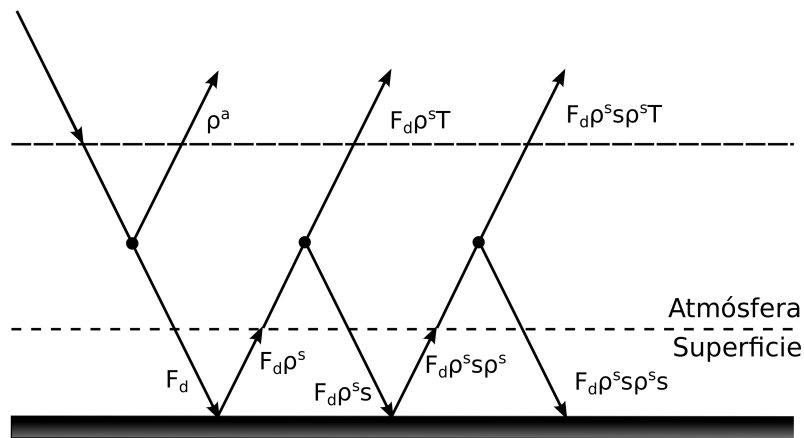


Figura 2.14: Esquema de las contribuciones de la superficie y la atmósfera a la reflectancia observada por el satélite en un modelo por capas. Es fácil notar que la ecuación 2.22 es la resultante de simplificar la serie geométrica construida por todas las contribuciones de reflectancia hacia el espacio indicadas en la parte superior de la figura. Adaptado de *Liou* (2002).

La señal recibida por el satélite es la suma de la radiación solar reflejada por el sistema tierra-atmósfera. En un modelo de transferencia radiativa por capas (ver *Liou*, 2002), la radiación que llega del sol puede reflejarse en la atmósfera (y eventualmente llegar hasta el satélite), ser absorbida en la atmósfera o bien ser transmitida a la superficie. Esta radiación se puede absorber o reflejar en la superficie y atravesar la atmósfera o bien reflejarse en ella volviendo a la superficie; que puede otra vez transmitirse hacia el espacio o ser reflejada y/o absorbida por la atmósfera y así sucesivamente (figura 2.14). Un desarrollo de este modelo lleva a descomponer la reflectancia que observa el satélite (ρ^*) en una suma de las contribuciones de la superficie y de la atmósfera de la siguiente manera (*Levy et al.*, 2009):

$$\rho^*(\theta, \theta_0, \phi) = \rho^a(\theta, \theta_0, \phi) + \frac{F_d(\theta_0)T(\theta)\rho^s(\theta, \theta_0, \phi)}{1 - s\rho^s(\theta, \theta_0, \phi)}, \quad (2.22)$$

donde ρ^a es la reflectancia de la atmósfera (en inglés *atmospheric path radiance*), que es la radiación reflejada sin interactuar con la superficie; θ es el ángulo cenital de visión del satélite, θ_0 es el ángulo cenital solar, ϕ es el ángulo acimutal de la radiación esparcida desde el sol hacia el satélite, $F_d(\theta_0)$ es la trasmisividad de la atmósfera hacia la superficie, $T(\theta)$ es la trasmisividad de la atmósfera hacia el espacio y s es la proporción de retroesparcimiento atmosférico. Todas las variables en esta ecuación, a excepción de la reflectancia de superficie, dependen del tipo y de la carga de aerosoles τ (*Levy et al.*, 2009), que además, no son conocidas a priori. Esto lleva a resolver esta ecuación simultáneamente para todas las variables, con ayuda de un modelo de transferencia radiativa que simula reflectancias en el TOA y de superficie para diferentes condiciones posibles de las variables antes mencionadas. Un conjunto de tablas (LUT, acrónimo del inglés *Look Up Tables*) es precalculado por un modelo de transferencia radiativa. Estas tablas contienen simulaciones de la reflectancia que debería observar el satélite en el tope de la atmósfera para diferentes cargas de aerosoles (τ en $0.55 \mu\text{m}$ con valores entre 0 y 5), tipos de aerosol y geometría de observación. Los tipos o modelos de aerosol simulados son cinco: uno

grueso (*polvo*) y cuatro finos (*poco absorbente, medianamente absorbente, muy absorbente y continental*). Estos modelos provienen de análisis estadístico de tipo *cluster* de datos de la red de fotómetros solares AERONET, en el que se agruparon sitios de medición según características ópticas similares de AOD, albedo simple y parámetro de asimetría observados (*Levy et al., 2009*).

La resolución espacial del instrumento varía entre 250 m, 500 m y 1 km (en el *nadir*) dependiendo del canal que se utilice, mientras que el producto de aerosol de MODIS tiene una resolución de 10 km. Cada grupo de 10 km contiene cerca de 100 pixeles de 1 km de resolución, o 400 de 500 m de resolución y el algoritmo se ejecuta para cada uno de estos grupos de pixeles.

El primer paso del algoritmo es descartar los pixeles que estén contaminados por nubes y ajustar las radiancias para excluir contaminación en la señal debido al esparcimiento de *Rayleigh*. De los pixeles que no están contaminados por nubes, se escogen aquellos con poca reflectancia en el canal de 2.12 μm ($0.01 \leq \rho_{2.1} \leq 0.25$) y de este subgrupo se descarta el 20% de los más oscuros y el 50% de más claros. Si hay 12 o más pixeles disponibles, se prosigue con el algoritmo y se calculan las reflectancias observadas por MODIS, que son promedios de estos pixeles seleccionados para los 5 canales. Estas reflectancias se denotan por $\rho_{0.47}^m$, $\rho_{0.55}^m$, $\rho_{0.66}^m$, $\rho_{1.24}^m$ y $\rho_{2.12}^m$.

Luego se escoge un modelo de aerosoles para el modo fino, en base al lugar y la estación del año (ver *Levy et al., 2009*). En el caso particular de Santiago, siempre se elige el modelo *medianamente absorbente*. El modelo de la moda gruesa es siempre *polvo*. Con estos modelos de aerosoles, se calcula la reflectancia en el tope de la atmósfera como una suma de las contribuciones de reflectancia por aerosoles finos y gruesos:

$$\rho_{\lambda}^* = \eta \rho_{\lambda}^{*f} + (1 - \eta) \rho_{\lambda}^{*g}, \quad (2.23)$$

con η entre 0 y 1 y donde el superíndice f o g se refiere a los parámetros del modelo fino o grueso, respectivamente. Las reflectancias ρ_{λ}^{*f} y ρ_{λ}^{*g} se calculan de forma similar a 2.22 por

$$\rho_{\lambda}^{*f} = \rho_{\lambda}^{af} + \frac{F_{d\lambda}^f T_{\lambda}^f \rho_{\lambda}^f}{1 - s_{\lambda}^f \rho_{\lambda}^f}, \quad (2.24)$$

$$\rho_{\lambda}^{*g} = \rho_{\lambda}^{ag} + \frac{F_{d\lambda}^g T_{\lambda}^g \rho_{\lambda}^g}{1 - s_{\lambda}^g \rho_{\lambda}^g}, \quad (2.25)$$

Por otro lado, para obtener el espesor óptico de aerosoles también es necesario conocer la reflectancia de superficie (ecuación 2.22), que es un valor independiente de la carga de aerosoles, pero que no se conoce a priori y por lo tanto se tiene que estimar para cada medición de radiancia. Además, cada tipo de superficie tiene una dependencia espectral (cf. figura 2.15). Con esto en mente, la idea es estimar la reflectancia de superficie a partir de las radiancias medidas por el instrumento a través de relaciones entre ellas. Para ello, se define un índice de presencia de vegetación en la superficie en función de la radiancia medida en el infrarrojo cercano llamado *Índice Diferencial Normalizado de Vegetación en*

el Infrarrojo ($NDVI_{SWIR}$, por sus siglas en inglés), que indica mayor cobertura vegetal a mayor índice:

$$NDVI_{SWIR} = \frac{\rho_{1.24}^m - \rho_{2.12}^m}{\rho_{1.24}^m + \rho_{2.12}^m}, \quad (2.26)$$

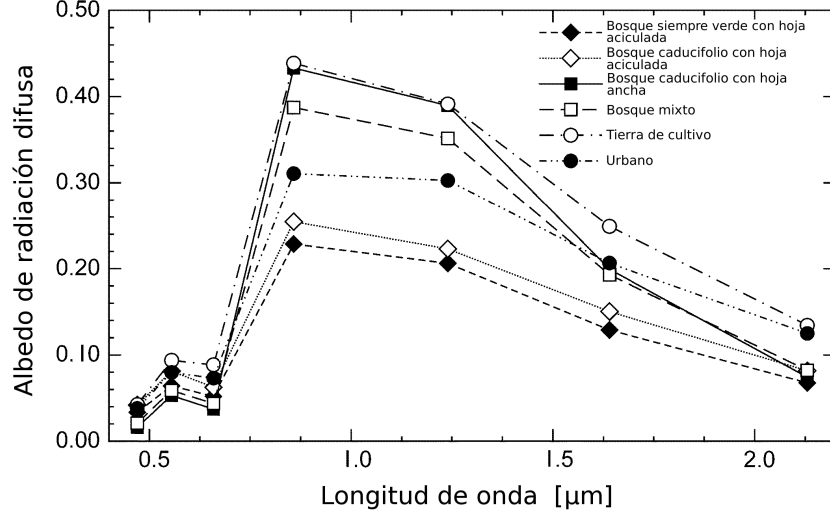


Figura 2.15: Dependencia espectral de albedo de radiación difusa (en inglés *white-sky albedo*) para algunos tipos de superficie. Albedos calculados con observaciones de MODIS para un periodo estival de 16 días en Europa. Adaptado de *Moody et al.* (2005)

Debido a que la radiancia en $2.12 \mu m$ es menos sensible a la presencia de aerosoles (*Kaufman et al.*, 1997), en el algoritmo de MODIS, *Levy et al.* (2009) relaciona la reflectancia de superficie en $2.12 \mu m$ con las reflectancias de superficie en 0.47 y $0.66 \mu m$ a través de las funciones que denotaremos por f_1 y f_2 :

$$\rho_{0.66}^s = f_1(\rho_{2.12}^s) = \rho_{2.12}^s \alpha_1 + \beta_1, \quad (2.27)$$

$$\rho_{0.47}^s = f_2(\rho_{0.66}^s) = \rho_{2.12}^s \alpha_2 + \beta_2, \quad (2.28)$$

$$\alpha_1 = \bar{\alpha}_1 + 0.002\Theta - 0.27,$$

$$\beta_1 = -0.00025\Theta + 0.033,$$

$$\alpha_2 = 0.49,$$

$$\beta_2 = 0.005,$$

$$\Theta = \cos^{-1}(-\cos(\theta_0)\cos(\theta) + \sin(\theta_0)\sin(\theta)\cos(\phi)),$$

donde $\bar{\alpha}_1$ se define en función del tipo de superficie por

$$\bar{\alpha}_1 = \begin{cases} 0.48 & \text{si } NDVI_{SWIR} < 0.25 \\ 0.48 + 0.2(NDVI_{SWIR} - 0.25) & \text{si } 0.25 < NDVI_{SWIR} < 0.75 \\ 0.58 & \text{si } NDVI_{SWIR} > 0.75 \end{cases} \quad (2.29)$$

El algoritmo minimiza la diferencia entre la reflectancia al tope de la atmósfera observada por el satélite y la modelada en $0.66 \mu m$, sujeto a que sean iguales en 0.47 y $2.12 \mu m$. Para ello, el algoritmo encuentra $\eta \in \{-0.1, 0, 0.1, \dots, 0.9, 1, 1.1\}$ y τ tal que ε sea mínimo en:

$$\begin{aligned}\rho_{0.47}^m - \rho_{0.47}^* &= 0, \\ \rho_{0.66}^m - \rho_{0.66}^* &= \varepsilon, \\ \rho_{2.12}^m - \rho_{2.12}^* &= 0,\end{aligned}$$

obteniendo los valores de reflectancia en el tope de la atmósfera como una combinación de las reflectancias de los modelos de aerosol fino y grueso:

$$\begin{aligned}\rho_{2.12}^* &= \eta \left(\rho_{2.12}^{af} + \frac{F_{d2.12}^f T_{2.12}^f \rho_{2.12}^s}{1 - s_{2.12}^f \rho_{2.12}^s} \right) + (1 - \eta) \left(\rho_{2.12}^{ag} + \frac{F_{d2.12}^g T_{2.12}^g \rho_{2.12}^g}{1 - s_{2.12}^g \rho_{2.12}^g} \right), \\ \rho_{0.66}^* &= \eta \left(\rho_{0.66}^{af} + \frac{F_{d0.66}^f T_{0.66}^f f_1(\rho_{2.12}^s)}{1 - s_{0.66}^f f_1(\rho_{2.12}^s)} \right) + (1 - \eta) \left(\rho_{0.66}^{ag} + \frac{F_{d0.66}^g T_{0.66}^g f_1(\rho_{2.12}^g)}{1 - s_{0.66}^g f_1(\rho_{2.12}^g)} \right), \\ \rho_{0.47}^* &= \eta \left(\rho_{0.47}^{af} + \frac{F_{d0.47}^f T_{0.47}^f f_2(\rho_{2.12}^s)}{1 - s_{0.47}^f f_2(\rho_{2.12}^s)} \right) + (1 - \eta) \left(\rho_{0.47}^{ag} + \frac{F_{d0.47}^g T_{0.47}^g f_2(\rho_{2.12}^g)}{1 - s_{0.47}^g f_2(\rho_{2.12}^g)} \right),\end{aligned}$$

donde s , T , F_d dependen de τ y son obtenidos a través de las LUT.

En resumen, el algoritmo estima el espesor óptico de aerosoles y las propiedades de los aerosoles en base a un modelo de transferencia radiativa, las observaciones de radiancia y una parametrización de la reflectancia de superficie. Esta última juega un papel crucial en el algoritmo debido a que, según *Kaufman et al.* (1997), errores en la estimación de reflectividad de superficie del orden de 0.01 pueden llevar a errores en la estimación de AOD del orden de 0.1 (que es el orden de AOD observado sobre Santiago, por ejemplo). Para ilustrar esta sensibilidad de la estimación de AOD en función de la reflectancia de superficie, se simuló la reflectancia en el tope de la atmósfera (TOA) para AOD entre 0 y 1.2 (figura 2.16, derecha) en función de la reflectancia de superficie con el modelo de transferencia radiativa DISORT (*Stamnes et al.*, 1988) en su configuración más simple posible. En esta figura se puede observar que si se mantiene constante una reflectancia en el TOA, cambios de 0.01 en reflectancia de superficie pueden llevar a cambios de 0.1 o mayores en AOD. Por otro lado, hay que recordar que este algoritmo se ejecuta para cada pixel de 10 km por 10 km en cada medición del instrumento y por lo tanto MODIS solo tiene información de las radiancias que observa desde el satélite para estimar las contribuciones de esa radiancia observada por parte de la superficie y de la atmósfera en cada grupo de 10 km por 10 km. La radiancia observada desde el satélite es un resultado de todos los procesos radiativos involucrados integrados en toda la columna, puede que no haya una solución única al par (τ, ρ^s) (figura 2.16, izquierda) y por lo tanto es necesario estimar muy bien la reflectancia de superficie para estimar la carga de aerosoles (τ). A pesar de lo limitado que pueda parecer el cálculo de la reflectancia de superficie mediante una regresión lineal de las reflectancias observadas, *Levy et al.* (2010) muestra que la estimación de AOD de MODIS es buena en numerosos sitios donde hay observaciones. Por otro lado, también hay que notar que el producto aquí usado es de carácter operacional

con cobertura global y por lo tanto el algoritmo debe ser de una exigencia de tiempo procesamiento acorde a ello.

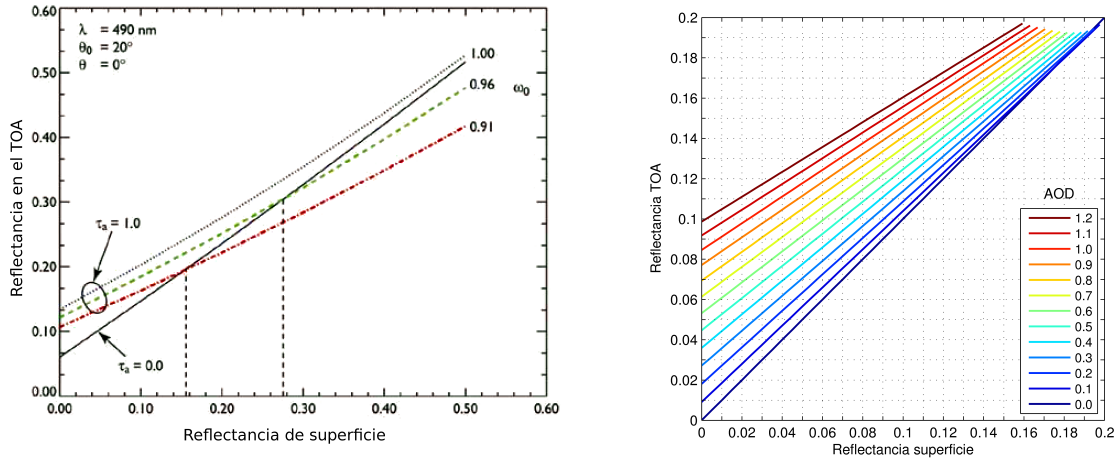


Figura 2.16: Izquierda: Reflectancia simulada en el tope de la atmósfera en función de la reflectancia de superficie (ρ^s), albedo simple (ω_0) y espesor óptico de aerosoles (τ_a) en dos casos: $\tau_a = 0$ (línea continua) y $\tau_a = 1$ (líneas segmentadas); para la geometría de observación indicada en la figura en una longitud de onda de $0.49 \mu\text{m}$. Los valores de τ_a entre 0 y 1 se encuentran en la región comprendida entre la línea segmentada y la continua en los tres casos presentados de albedo simple. Es importante notar los casos indicados con una línea segmentada vertical, donde los valores simulados de reflectancia en el TOA y en la superficie son fijos y τ_a puede tomar cualquier valor entre 0 y 1. Adaptado de *Hsu et al. (2004)*.

Derecha: Similar a la figura de la izquierda en un rango más acotado de valores de reflectancia de superficie y en el tope de la atmósfera (TOA). Simulaciones realizadas con el modelo de transferencia radiativa DISORT (*Stamnes et al., 1988*) para una superficie lambertiana y aerosoles con parámetro de asimetría y albedo simple similares a los reportados por AERONET sobre Santiago (0.66 y 0.91 respectivamente).

En el próximo capítulo se presenta la información recopilada para la realización de este trabajo, que incluye datos de concentración, composición y parámetros ópticos de aerosoles sobre Santiago obtenidos de fotómetros solares y por el instrumento MODIS, que utiliza el algoritmo recién expuesto. Además se describe un modelo simple de AOD en base a la ecuación 2.9 presentada en este capítulo para estudiar el caso de Santiago en el capítulo siguiente, donde se mostrará que la estimación de la reflectancia de superficie del algoritmo recién expuesto es crucial en el AOD de MODIS sobre Santiago.

Capítulo 3

Datos y Métodos

3.1. Datos

En el capítulo anterior se presentaron algunos conceptos básicos acerca de aerosoles y de transferencia así como de los fundamentos teóricos de las estimaciones de espesor óptico de aerosoles que utilizan radiación observada desde satélites o desde la superficie. Lo presentado anteriormente es, en su mayoría, una selección de la revisión bibliográfica con el fin de contextualizar los próximos capítulos. De aquí en adelante, el foco de este trabajo será el estudio del espesor óptico de aerosoles sobre Santiago con un énfasis en su comportamiento estacional, incluyendo en el análisis las observaciones de AOD disponibles, simulaciones de AOD y estimaciones satelitales de AOD.

A continuación se presentan, en primer lugar, los datos utilizados en este estudio, vale decir, las fuentes de información observacionales y aquellas específicas contenidas en la literatura en las que se apoya este estudio. En segundo lugar, se presenta un modelo simple para calcular espesor óptico de aerosoles que permitirá ser comparado con observaciones y será de gran utilidad para explicar las inconsistencias que se observan entre las distintas fuentes de información en lo relacionado al AOD sobre Santiago.

3.1.1. Material particulado en Santiago

Desde finales de la década de los 90, las autoridades ambientales han monitoreado la calidad del aire en Santiago de modo regular. Se cuenta con observaciones de material particulado de radio aerodinámico menor que $10 \mu m$ (PM10) y menor que $2.5 \mu m$ (PM2.5) en cuatro estaciones de monitoreo de calidad del aire (*ASRM*). Estas observaciones tienen resolución horaria y han sido medidas por instrumentos del tipo TEOM (acrónimo del

inglés *Tapered-Element Oscillating Microbalance*)¹. En este trabajo únicamente se utiliza la información de material particulado proveniente de la estación Parque O'Higgins (figura 3.1) entre los años 2000 y 2010.

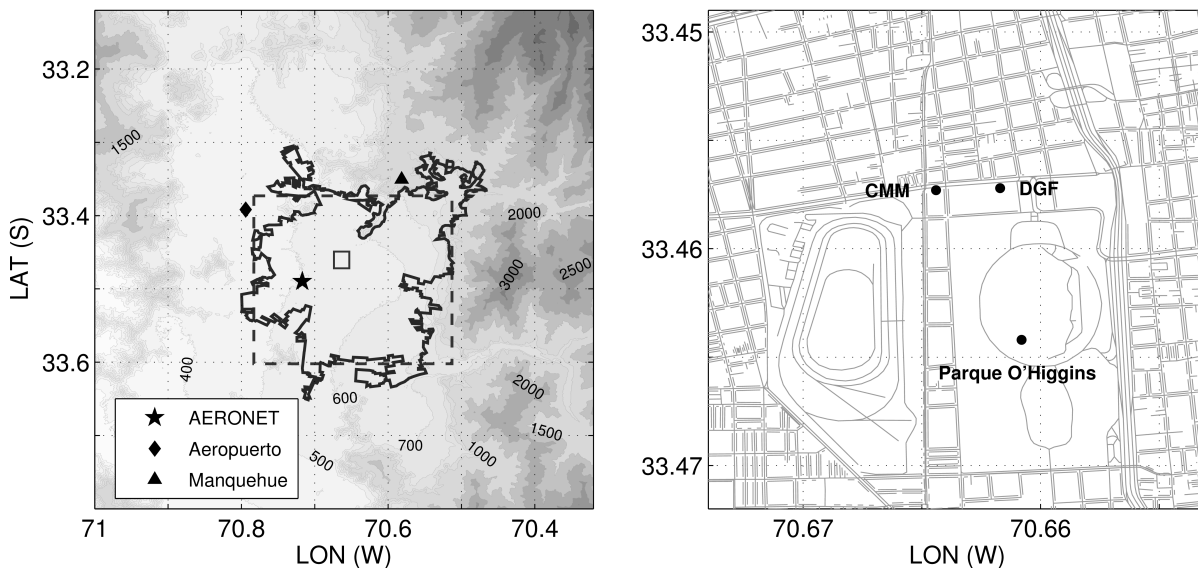


Figura 3.1: Topografía y área urbana de Santiago. Se indican los sitios de medición. La línea continua negra en el panel izquierdo representa el área urbana de Santiago, la línea segmentada es el cuadrado de 25 km por 25 km considerado para los datos de MODIS. En escala de grises y números se indica la topografía, en metros sobre el nivel del mar. En el panel derecho se muestra una ampliación del cuadrado pequeño del panel izquierdo. Los datos del mapa de la figura de derecha fueron obtenidos de <http://www.openstreetmap.org/>.

Esporádicamente y generalmente bajo el alero de campañas de corto plazo, se ha estudiado la composición de los aerosoles sobre Santiago (e.g., *Morata et al.*, 2008; *Valdés*, 2011). Estudios de distribución de tamaño son aún más escasos (e.g., *Gallardo et al.*, 2012b y referencias allí citadas), destacándose el realizado por *Gramsch et al.* (2009). A pesar de la existencia de estos estudios, en el transcurso de este trabajo no se encontró en la literatura científica una caracterización actualizada de aerosoles sobre Santiago. Por el motivo anterior, en este trabajo se usa la información de composición de aerosoles reportada en el Plan de Descontaminación Atmosférica para la ciudad de Santiago (*PPDA*, 2010), que a su vez indica estar basada en datos obtenidos durante el año 2005 (Tabla 3.1).

Los índices de refracción de aerosoles y sus densidades fueron tomados de la literatura (Tabla 3.1), excepto la densidad del polvo. *Morata et al.* (2008) reporta un análisis

¹Son instrumentos utilizados para medir la concentración de material particulado que se denominan así por su principio de funcionamiento. El aerosol ingresa al instrumento en un flujo constante de aire, a temperatura constante y pasa a través de un filtro ubicado sobre una balanza oscilante (similar a un péndulo invertido con el filtro en el tope del péndulo). A medida que el filtro colecta aerosoles, el filtro aumenta su masa y con ello cambia la frecuencia de oscilación. Este cambio de frecuencia se mide para determinar la masa de aerosol en el filtro y por ende la concentración de material particulado. Más información acerca de este instrumento se puede encontrar en la página web de uno de sus fabricantes, <http://www.thermoscientific.com/>.

Tipo de Aerosol	Masa de PM2.5 (%)	Masa de PM10-2.5 (%)	$m = n + ik$	m ref.	ρ [g/cm^3]	ρ ref.
BC	50 %	0 %	$1.95 + 0.79i$	<i>Bond y Bergstrom (2006)</i>	1.8	<i>Bond y Bergstrom (2006)</i>
Sulfato de amonio	13.5 %	0 %	$1.53 + 0.006i$	<i>Mallet et al. (2003)</i>	1.8	<i>Mallet et al. (2003)</i>
Nitrato de amonio	28.5 %	0 %	1.56	<i>Global Aerosol Climatology Project</i>	1.7	<i>Gysel et al. (2002)</i>
Polvo	8 %	100 %	$1.56 + 0.006i$	<i>Seinfeld y Pandis (2006)</i>	2.6	<i>ver el texto</i>

Tabla 3.1: Composición de aerosol usada en el modelo simple. Los porcentajes están indicados en términos de la fracción gruesa (PM10-2.5) o fina (PM2.5) del material particulado total para cada medición. También se indica el índice de refracción complejo (m) y la densidad de la partícula (ρ) utilizada en este estudio. BC es un acrónimo para el carbón negro, por sus siglas en inglés (*Black Carbon*).

mineralógico de aerosoles de diámetro mayor que $2 \mu m$. La mayoría de las partículas analizadas corresponden a aerosoles primarios y con fuente atribuible a la corteza terrestre (Valdés, 2011). Estas partículas pueden ser asociadas a la categoría de polvo de la Tabla 3.1. La densidad de las partículas fue estimada como un promedio de las densidades de cada mineral ponderadas por su proporción en el total de minerales presentes en los aerosoles. La proporción de los minerales presentes en las partículas fue obtenida de la especiación reportada en Morata *et al.* (2008).

3.1.2. Datos MODIS

El instrumento MODIS a bordo de los satélites Terra y Aqua es un espectrómetro de 36 bandas ampliamente usado por la comunidad científica (Kaufman *et al.*, 1997; Levy *et al.*, 2007a,b; Remer *et al.*, 2005; Levy *et al.*, 2009). En el sitio web del grupo de MODIS Atmósfera (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/>) se encuentran disponibles productos derivados de mediciones hechas por el satélite que incluyen estimaciones de propiedades de aerosoles, superficie y nubes. Los satélites Terra y Aqua son de órbita polar y pasan sobre Santiago aproximadamente a las 10:30 y 14:30 respectivamente, hora local (UTC-4). En este estudio solo se usa el instrumento a bordo del satélite Terra, debido a que únicamente se cuenta con datos de altura de capa límite matutinos (descritos en Muñoz y Undurraga, 2010). Cabe considerar que ambas plataformas no difieren significativamente en la estacionalidad del AOD sobre Santiago (e.g., Carvajal, 2010).

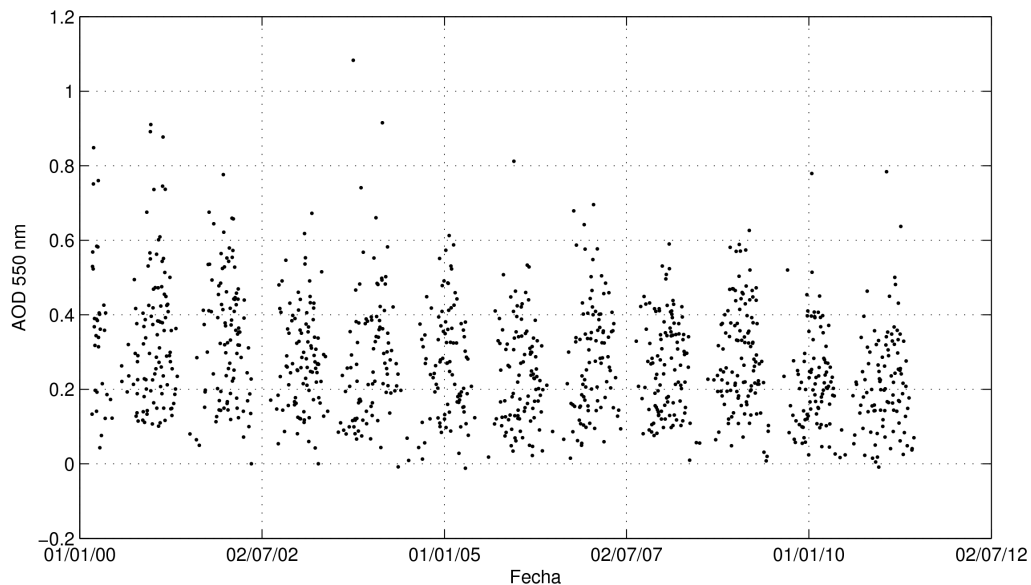


Figura 3.2: Serie de tiempo de AOD 550 nm de MODIS/TERRA sobre Santiago, únicamente datos con calidad QAC=3.

En este estudio, el producto de aerosoles usado es el MOD04, nivel 2, colección 5.1. Ichoku *et al.* (2002) recomienda que, al comparar datos de AOD de MODIS con observaciones locales, se debe utilizar una región de 50 km por 50 km en torno al punto de

medición para lograr resultados consistentes en cuanto a las escala espacial y temporal de los procesos. En este caso, dada la geografía que rodea la cuenca de Santiago, se considera una región de 25 km por 25 km sobre Santiago (figura 3.1). No se siguió la recomendación de *Ichoku et al.* (2002) por dos razones: de haberse usado un área mayor, además de la ciudad de Santiago se hubiesen incluido zonas rurales, que tienen un diferente uso de suelo; y también porque en un área mayor necesariamente se incluye parte de la cordillera, que tiene nieve en invierno y pendiente del terreno mucho mayor que sobre la ciudad. Estas últimas condiciones no favorecen el buen funcionamiento del algoritmo de aerosoles, además de ocasionar un efecto importante de estacionalidad de la reflectividad de la superficie debido a la presencia de nieve. La confiabilidad del desempeño del algoritmo de aerosoles (*Dark Target*) de MODIS se resume a un índice llamado *Quality Assurance Confidence* (QAC) (*Levy et al.*, 2009; *Hubanks*, 2011), que para cada pixel de 10 km por 10 km reporta valores entre 0 (*no confiable*) y 3 (*muy confiable*). La recomendación del equipo de MODIS es únicamente utilizar los pixeles con QAC igual a 3 y por lo tanto en este estudio sólo estos pixeles son considerados como datos válidos. En la figura 3.2 se presenta la serie de tiempo de los datos MODIS utilizados en este estudio. En esta figura se puede distinguir a simple vista una tendencia decreciente en los datos mostrados. En efecto, un análisis simple de regresión lineal indica que se puede ajustar un decrecimiento lineal estadísticamente significativo (a un 95 % de confianza) del AOD cercano a 0.01 anual. Una tendencia decreciente similar del AOD de MODIS del satélite Terra fue observada por *Levy et al.* (2010) y se atribuye a una degradación del sensor óptico en 0.47 μm del instrumento (*Levy et al.*, 2010).

Además de los productos relacionados al algoritmo *Dark Target* existen otros que, por construcción, son más apropiados para superficies brillantes (desiertos o ciudades). Estos productos son derivados del algoritmo (*Deep Blue*) desarrollado por *Hsu et al.* (2004, 2006), sin embargo, los valores de QAC de los productos obtenidos mediante este algoritmo impiden su uso en este estudio: 99 % de los pixeles tienen índices QAC en las categorías *marginal* o *no confiable* (figura 3.3).

Adicionalmente a los productos de aerosoles, también fueron utilizados productos incluidos en el MOADTML2 de cobertura nubosa y reflectancia de cirrus. Para un cálculo alternativo al de MOD04 de reflectancia de superficie, se utilizaron los parámetros de un modelo de reflectancia bidireccional de superficie (en inglés *Bidirectional Reflectance Distribution Function* o BRDF), que fue obtenido del producto MOD43B1 (*Schaaf et al.*, 2002). La reflectancia de superficie con el modelo BRDF fue calculada en los mismos pixeles seleccionados de MOD04 (QAC igual a 3, dentro del área de la figura 3.1). El algoritmo *Dark Target* se encuentra brevemente descrito en la sección 2.1.3 y se puede encontrar con más detalle en *Levy et al.* (2007a,b, 2009).

3.1.3. Propiedades ópticas de aerosoles

A principios de los años 90, *Horvath et al.* (1993) y *Trier et al.* (1993) reportaron valores para el coeficiente de extinción de aerosoles sobre Santiago (entre 0.1 y 1), exponente de Ångström (1.22) y coeficientes de extinción por masa de aerosoles ($5 \text{ m}^2/\text{g}$).

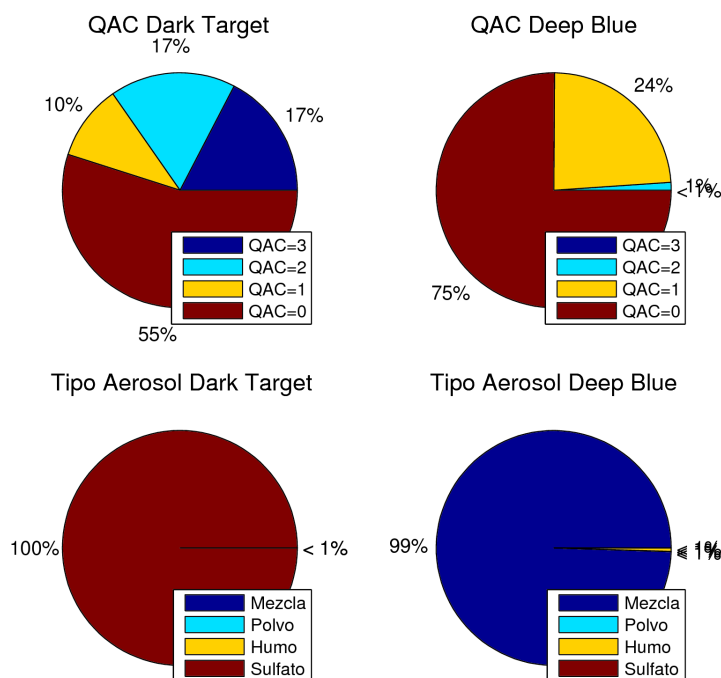


Figura 3.3: Calidad de los datos de MODIS en sus productos Dark Target (izquierda) y Deep Blue (derecha) sobre Santiago. En los paneles inferiores se indica la proporción del tipo de aerosol de moda fina reportado en los productos de MODIS.

Desde entonces, las emisiones de fuentes móviles del parque vehicular de Santiago han cambiado (*Gallardo et al.*, 2012a) y estas nuevas condiciones no han sido incorporadas en una actualizada información óptica de aerosoles.

Una estación de la red AERONET (*Holben et al.*, 1998) operó en Santiago entre agosto del 2001 y octubre del 2002. Los datos disponibles contienen cerca de 7800 mediciones de datos nivel 2 (*Smirnov et al.*, 2000) (figura 3.4) y 53 inversiones, que son propiedades ópticas de aerosoles (e.g. distribución de tamaño, función de fase o albedo simple) derivadas de mediciones de espesor óptico de aerosoles y radiancias mediante un procedimiento de inversión (*Dubovik y King*, 2000). Estas inversiones poseen un parámetro de asimetría promedio de entre 0.7 para 441 nm y 0.63 para 0.63 nm , con desviaciones estándar de 0.03 y 0.04 respectivamente. El coeficiente de Ångström promedio para todas las mediciones es de 1.3 (desviación estándar de 0.4). El albedo simple se calculó para 10 inversiones, siendo aproximadamente 0.91 en el espectro visible (desviación estándar de 0.05). El coeficiente de asimetría y albedo simple calculados en estas inversiones son similares a los usados por el algoritmo de MODIS en su modelo de aerosol *medianamente absorbente* (ver *Levy et al.*, 2009). Además, estas inversiones muestran una distribución bimodal de tamaño de aerosol, como se espera en un contexto urbano. En la figura 3.5 se muestra la distribución del coeficiente de Ångström entre 440 y 675 nm . La distribución de tamaño obtenida de las inversiones de AERONET se presenta en la figura 3.6.

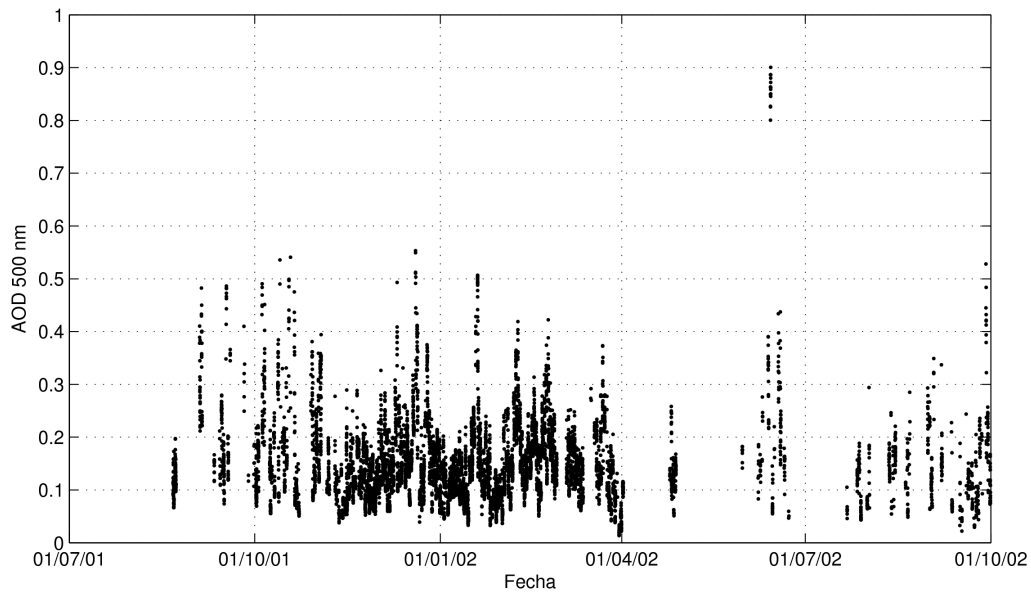


Figura 3.4: Serie de tiempo de AOD 500 nm de AERONET.

3.1.4. Otros datos

Observaciones de nubes son hechas regularmente en el aeropuerto de Santiago por personal de la Dirección Meteorológica de Chile. Estas observaciones incluyen tipo de nubes observadas, altura y cobertura nubosa en octas. Por otro lado, en el centro de Santiago ha estado operando a partir del año 2007 un nefobasímetro Vaisälä CL31 permitiendo una climatología de la altura de capa límite sobre Santiago (*Muñoz y Undurraga, 2010*), así como también es un indicador de la carga de aerosol (*Muñoz y Alcañuz, 2012*). En este trabajo se utilizaron datos de humedad relativa y reflectancia retroesparcida del nefobasímetro, provenientes de la estación meteorológica ubicada en el techo del Departamento de Geofísica (DGF, ver figura 3.1), dentro de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile (FCFM).

AOD de Microtops II

El 22 de julio del 2011 en el techo del Centro de Modelamiento Matemático (CMM, ver figura 3.1) de la FCFM se midió AOD utilizando un fotómetro solar Microtops II. Antes de realizar estas mediciones, fue necesario calibrar el instrumento. Para ello, se escogió la cumbre del cerro Manquehue para construir la curva de Langley. El día 25 de junio del 2011 se midieron radiancias en la cumbre de este cerro (≈ 1635 m.s.n.m, ≈ 1000 metros sobre Santiago). Fue un día con una vaguada costera y por lo tanto con un régimen de subsidencia desde la tropósfera libre de mayor intensidad que lo normal. Esta configuración fuerza a una baja altura de capa límite. Como se puede observar en la figura 3.7, la altura de capa límite se encuentra más baja que la cima del cerro Manquehue, condición importante para la suposición de una atmósfera limpia en términos de aerosoles

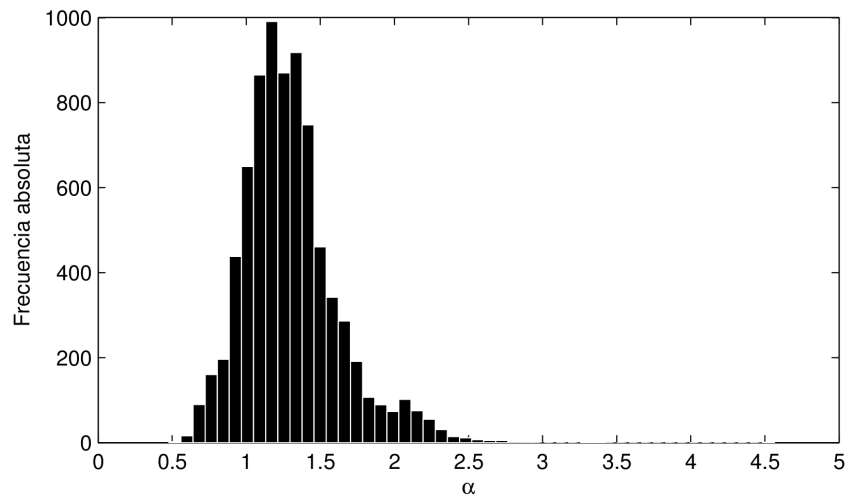


Figura 3.5: Histograma del coeficiente de Ångström entre 440 y 675 nm derivado de las mediciones de AERONET.

lo que es fundamental para una correcta calibración del instrumento. Además, no se observaron nubes durante todo el día. Los resultados de la calibración fueron mostrados anteriormente, en la figura 2.13. El espesor óptico de aerosoles observado el 22 de julio se muestra en el próximo capítulo, en la figura 4.2.



Figura 3.7: Vista hacia el suroeste de Santiago desde la cumbre del cerro Manquehue el día 25 de junio del 2011. En el centro de la imagen se observa el cerro San Cristobal (≈ 280 metros sobre la superficie). De la figura se puede inferir que la capa límite tiene una altura similar a la cumbre del cerro San Cristobal. Campaña realizada junto a Félix Carrasco y Adolfo Henríquez.

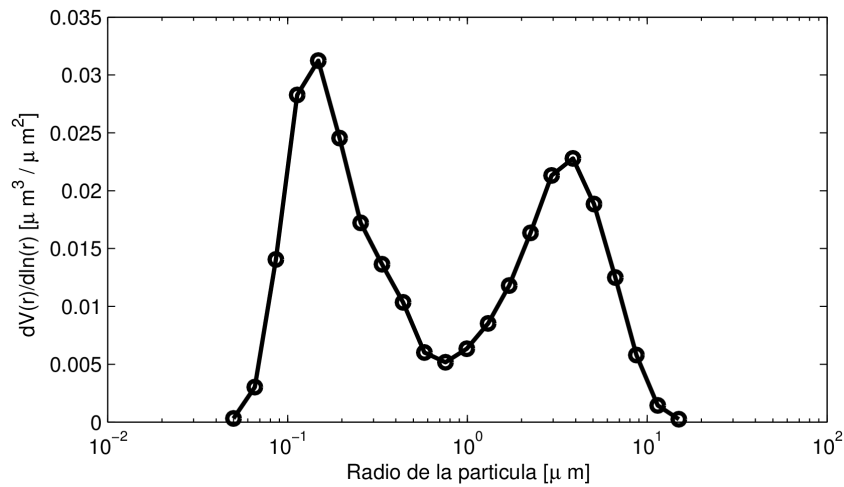


Figura 3.6: Promedio de las distribuciones de tamaño en volumen de las partículas obtenidas de las inversiones de AERONET.

3.2. Modelo Simple

Además de los datos de AOD entregados por MODIS y aquellos obtenidos a través de fotómetros solares, se utilizara un modelo simple que calcula el AOD principalmente en base a las concentraciones de aerosoles en superficie y a la altura de la capa límite. Es importante notar que este es un modelo unidimensional que calcula únicamente el espesor óptico de aerosoles. Existen modelos más complejos que, además, incluyen modelación de los procesos de formación, transformación y transporte de aerosoles que pueden ser acoplados a modelos meteorológicos y de química atmosférica. Una interesante evaluación de algunos de estos modelos se encuentra en *Huneus et al. (2011)*.

Se considera un modelo de aerosoles externamente mezclados. En el modelo que se presenta a continuación, el AOD total (τ) es la suma de las contribuciones de los aerosoles finos y gruesos de cada tipo de aerosol, es decir,

$$\begin{aligned}\tau &= \tau^f + \tau^g, \\ \tau^f &= \sum_{j=1}^4 \tau_j^f, \\ \tau^g &= \sum_{j=1}^4 \tau_j^g,\end{aligned}\tag{3.1}$$

donde el índice $j \in \{1, 2, 3, 4\}$ identifica cada tipo de aerosol según la Tabla 3.1, τ^g es la contribución de aerosoles gruesos y τ^f es la contribución de aerosoles finos al total de espesor óptico. Las contribuciones de cada composición y tamaño de aerosol ($\tau_j^{f,g}$) se calculan según las ecuaciones 2.9 y 2.11 por

$$\tau_j^f = \int_0^{BLH} \int_0^{2.5\mu m} \frac{\pi D_p}{4} Q_e n_j dD_p dz,$$

$$\tau_j^g = \int_0^{BLH} \int_{2.5\mu m}^{D_p^{max}} \frac{\pi D_p}{4} Q_e n_j dD_p dz,$$

donde:

- BLH es la altura de capa límite,
- D_p es el diámetro de la partícula,
- $Q_e(m_j, \lambda, D_p)$ es la eficiencia de extinción,
- $m_j(HR)$ es el índice de refracción complejo,
- λ es la longitud de onda de la radiación,
- $n_j(D_p, PM2.5, PM10, HR)$ es la distribución de tamaño (en número) de las partículas,
- HR es la humedad relativa,
- D_p^{max} es el diámetro máximo de aerosoles para el cálculo de τ , que es $10 \mu m$ si $HR < 40\%$ o mayor si $HR > 40\%$ y el aerosol es higroscópico.

Se utilizan distribuciones lognormales de tamaño (en número) de aerosoles cuyos parámetros varían según el tipo de aerosol (figura 3.8 y tabla 3.2). La descripción de la distribución de tamaños de una población de aerosoles se modela como una lognormal simplemente porque es similar a las observaciones (*Seinfeld y Pandis, 2006*) y porque permite una explicación e identificación de cada modo con los procesos de formación, transformación y deposición de los aerosoles (*Jaenicke, 1993*). La distribución de polvo utilizada en este modelo es derivada del aerosol de tipo rural descrito en *Jaenicke (1993)*. La distribución de sulfato y nitrato de amonio se simulan unimodales y son similares a las mostradas en *Plaza et al. (2011)*. La distribución de carbón negro se simula unimodal con parámetros tales que se asemejen al modo fino de las distribuciones medidas por *Gramsch et al. (2009)* en Santiago. La variación en los parámetros de esta distribución de tamaño puede influir en el AOD simulado, debido a la dependencia del coeficiente de absorción con el parámetro de tamaño en la teoría de esparramiento de Mie y esto constituye una fuente de incertidumbre en el modelo. Sin embargo, la falta de información de estos parámetros no permite que se pueda modelar esta distribución de otra forma que no sea de una forma arbitraria. En este sentido, la distribución aquí se estimó de la mejor manera posible y tomando en consideración el trabajo de *Gramsch et al. (2009)*. Un cambio en la distribución de carbón negro puede llevar a sobre estimar o subestimar el espesor óptico y si la forma de la distribución se mantiene constante durante todas las simulaciones, este sesgo con respecto a la distribución real también es constante. Por otro lado, el panel (d) de la figura 3.8 muestra la distribución de aerosoles resultante de considerar una mezcla de los tres tipos de distribuciones anteriores en un caso promedio simulado. Una comparación entre la distribución de tipo urbano que describe *Jaenicke (1993)* y la distribución bimodal de la figura 3.8 (d) indica que las distribuciones escogidas en este modelo, en su conjunto,

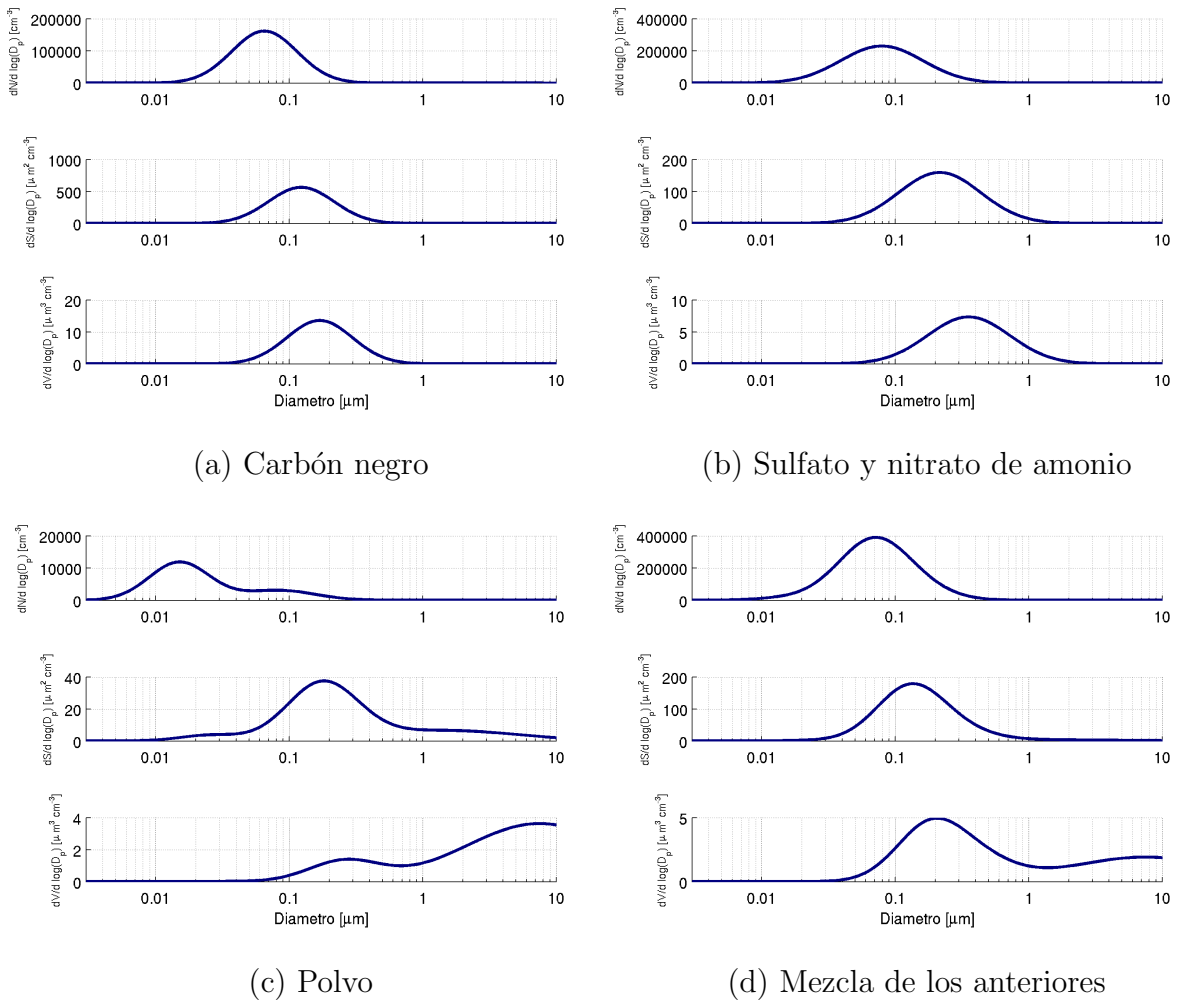


Figura 3.8: Distribuciones de tamaño empleadas en el modelo expresadas en número, superficie y volumen. (a) Carbon negro, (b) Sulfato y nitrato de amonio, (c) Polvo, (d) Suma de las tres anteriores para un caso promedio de $\text{PM}_{2.5}/\text{PM}_{10} \approx 0.47$ y según la composición reportada en la tabla 3.1. Para efectos de esta figura, la concentración de aerosoles fue normalizada en las cuatro distribuciones a $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

Tipo de Aerosol	N	D_p [μm]	$\log_{10}(\sigma)$
BC	10000	0.065	0.245
Sulfato o Nitrato de amonio	10000	0.079	0.307
Polvo	6650	0.015	0.225
	147	0.054	0.084
	1990	0.084	0.266

Tabla 3.2: Parámetros de las distribuciones de aerosol lognormales usadas en el modelo simple. Nota: La elección de $N = 10000$ en la distribución de BC y sulfato y nitrato de amonio es completamente arbitraria y únicamente para dar forma a la distribución. La arbitrariedad se elimina cuando se escala la distribución de aerosol según la masa de PM observada (ecuación 3.2). En el caso de una distribución no unimodal como la del polvo es necesario indicar, por lo menos, la proporción entre los N de las tres distribuciones para fines de ser utilizada en este modelo.

capturan los rasgos más importantes de las distribuciones de tamaño de aerosoles para un contexto urbano.

La representación numérica de estas distribuciones de tamaño es en más de 40 intervalos de diámetro, cuyos logaritmos están equidistribuidos. Además, estas distribuciones se escalan de acuerdo al material particulado medido tal que

$$\begin{aligned} \int_0^{2.5\mu m} n_{mj}(D_p) dD_p &= PM2.5_j \quad [\mu g/m^3], \\ \int_0^{10\mu m} n_{mj}(D_p) dD_p &= PM10_j \quad [\mu g/m^3], \end{aligned} \quad (3.2)$$

donde $PM2.5_j$ y $PM10_j$ se calculan de tal manera que mantengan la proporción de composición de material particulado de la Tabla 3.1 para aerosoles gruesos y finos, además de sumar el $PM10$ y $PM2.5$ observado; n_{mj} es la distribución de tamaños de aerosoles expresada en términos de masa de partículas por volumen ($[\mu g \mu m^{-1} m^3]$). El cálculo de $n_{mj}(D_p)$ consiste en suponer que cada partícula es una esfera de diámetro D_p y densidad ρ_j (en g/cm^3 , ver tabla 3.1) y luego calcular en base a n_j [$\#particulas \mu m^{-1} m^3$],

$$n_{mj}(D_p) = \frac{\pi \rho_j}{6 \times 10^6} D_p^3 n_j(D_p) \quad [\mu g \mu m^{-1} m^3].$$

La higroscopía de los aerosoles sólo es considerada para aquellos aerosoles compuestos de sulfato y nitrato. La curva de crecimiento del radio de las partículas es función de la humedad relativa, fue obtenida de *Gong et al.* (2003) y se muestra en la figura 3.9. Además, se calcula el índice de refracción complejo de la partícula higroscópica en función de la humedad relativa utilizando una simple regla de ponderación por volumen (*Levoni et al.*, 1997):

$$m_j(HR) = m_a + (m_j(HR = 0) - m_a) \frac{D_p(HR = 0)}{D_p(HR)},$$

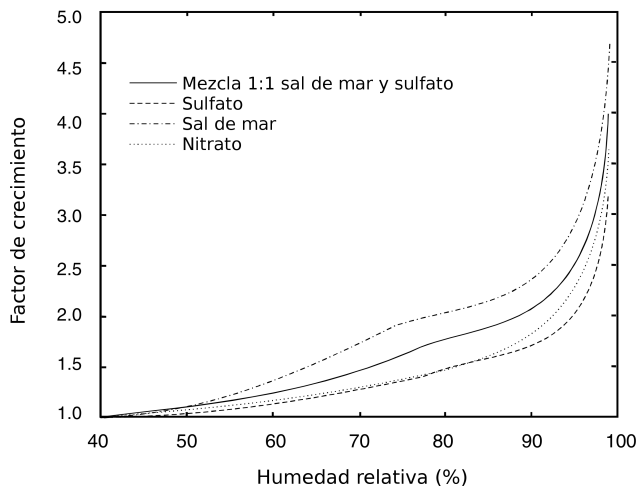


Figura 3.9: Parametrización de la higroscopía de aerosoles utilizada en el modelo simple. En la figura se muestra la humedad relativa versus el factor de crecimiento, definido como la razón entre los diámetros de la partícula en un ambiente húmedo y la partícula en un ambiente seco ($HR=0$). Adaptado de *Gong et al.* (2003).

donde m_a es el índice de refracción complejo del agua.

Las eficiencias de extinción fueron calculadas utilizando un código Mie (ecuación 2.18) de *Mätzler* (2002) para cada intervalo de diámetro del aerosol.

En el caso de la campaña de un día (22 de Julio del 2011), se supone una relación lineal entre la concentración en superficie de PM10 y la reflectancia retroesparcida del nefobasímetro en los primeros niveles (*Muñoz y Alcañaz*, 2012). Esto permite obtener un perfil vertical de concentración de aerosoles. En otros casos se supone una capa límite bien mezclada para la humedad relativa y un perfil de aerosoles bien mezclado entre la superficie y el tope de la capa límite. La altura de la capa límite usada se calcula en función de la hora de salida y puesta de sol, así como del día juliano y la hora. Dado que en Santiago es usual la presencia de capas residuales sobre la capa límite que contienen aerosoles, se parametrizó una altura de capa límite *equivalente*, que corresponde a la altura de la capa límite tal que ésta capa contenga los aerosoles de la capa residual en la misma concentración que en superficie. En otras palabras, es la altura que debería tener la capa límite para que se cumpla el supuesto de una capa bien mezclada y sin aerosoles en la capa residual, manteniendo la carga de aerosoles que tendría la capa límite real. Esta parametrización pretende ser consistente con lo observado en términos de variabilidad diurna y estacional, para efectos del cálculo de espesor óptico. La parametrización es la siguiente:

$$BLH(d, hl) = \frac{BLH_{norm}(d, hl)}{BLH_{norm}(d, 12)} BLH_d(d), \quad (3.3)$$

$$MX(d) = SR(d) + 0.67(SS(d) - SR(d)),$$

$$BLH_{norm}(d, hl) = \begin{cases} \frac{a}{2} + \frac{a}{2} \cos\left(\pi + \frac{\pi(hl - SR(d))}{MX(d) - SR(d)}\right) + b & \text{si } SR(d) < hl < MX(d) \\ \frac{a}{2} + \frac{a}{2} \cos\left(\frac{\pi(hl + 24 - MX(d))}{SR(d) + 24 - MX(d)}\right) + b & \text{si } hl \leq SR(d) \\ \frac{a}{2} + \frac{a}{2} \cos\left(\frac{\pi(hl - MX(d))}{SR(d) + 24 - MX(d)}\right) + b & \text{si } hl \geq MX(d) \end{cases}$$

donde d es el día juliano, hl es la hora local en horario de invierno (UTC-4), SR es la hora de salida del sol en UTC-4, SS es la hora de puesta de sol en UTC-4, MX es la hora en la cual la capa límite alcanza la altura máxima en UTC-4, $a = 0.9$ y $b = 0.1$ se escogen tal que los mínimos y máximos del ciclo diario de la altura de capa límite sean similares a las observaciones y BLH_d es la altura de capa límite a las 12 del día obtenida de una interpolación lineal (sobre los días julianos) de las medianas de las alturas de capa límite mensuales reportadas en *Muñoz y Undurraga (2010)*. Estas medianas fueron calculadas en el trabajo de *Muñoz y Undurraga (2010)* en base a datos de reflectancia de nefobasímetro entre los años 2007 y 2009. En la figura 3.11 se muestra la parametrización efectuada y su comparación con alturas de capa límite observadas por *Muñoz y Undurraga (2010)*. Es importante notar que dado que el AOD solo se calcula durante el día, para efectos del cálculo de espesor óptico no es necesaria una buena representación de la altura de capa límite nocturna. En este caso, la altura de capa límite nocturna obtenida mediante esta parametrización no debe considerarse como válida.

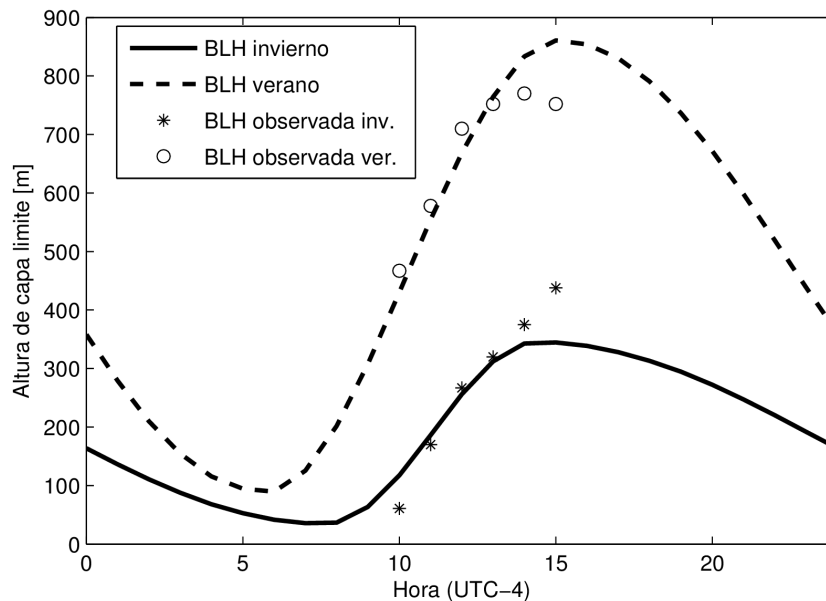


Figura 3.10: Parametrización de altura de capa límite (líneas) en verano (mediana de los valores horarios entre noviembre y febrero) e invierno (entre mayo y agosto). Se indica también la mediana de la altura de capa límite observada por *Muñoz y Undurraga (2010)*.

Finalmente, el funcionamiento del modelo se puede resumir en el siguiente esquema:

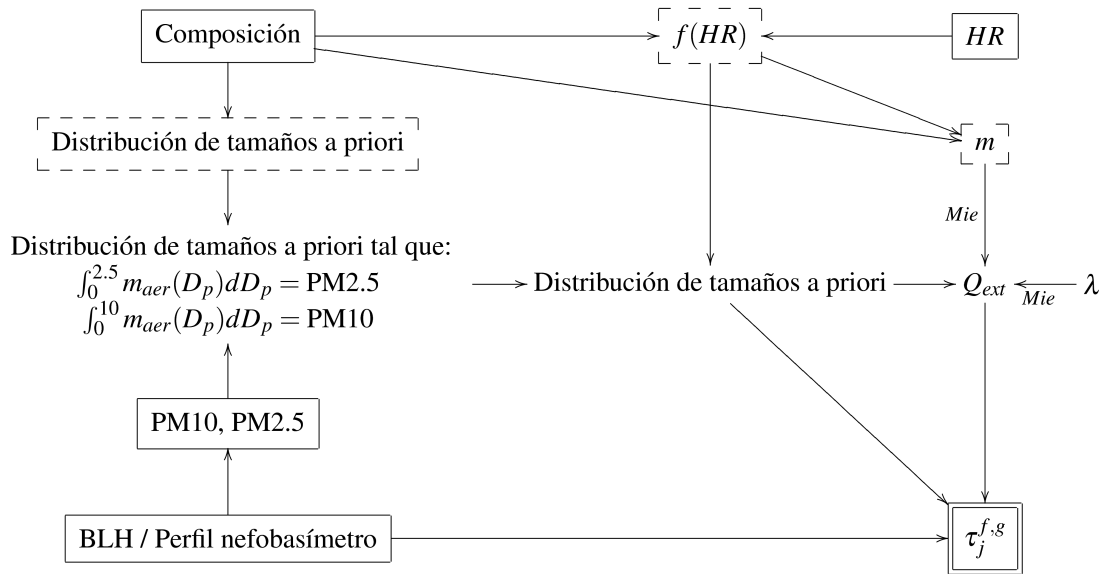


Figura 3.11: Cálculo de AOD en modelo simple donde la notación es la misma utilizada en este capítulo, f es la higroscopía de aerosoles y m_{aer} es la distribución de tamaño (en masa) de los aerosoles.

En el próximo capítulo se validará este modelo a escala estacional y diurna, comparando las medias mensuales de sus simulaciones con aquellas derivadas de datos de AERONET y utilizando datos de un fotómetro solar extraídos durante una campaña exploratoria de un día. Una vez validado el modelo y conociendo sus ventajas y limitaciones, será usado para la comparación estacional con datos de AOD de MODIS y se dará una posible explicación para las discrepancias.

Capítulo 4

Resultados

En este capítulo se presentarán los resultados de esta tesis. Para ello se hará uso de los datos de AOD descritos en el capítulo 3, los cuales serán comparados con aquellos simulados por el modelo simple, también presentado en el capítulo anterior. Las diferencias y similitudes observadas se analizarán con ayuda de las herramientas teóricas mostradas en el capítulo 2 y se construirá una explicación plausible de las inconsistencias mostradas.

En primer lugar, se explora el comportamiento del AOD sobre Santiago en base a las observaciones disponibles, en términos de variabilidad diurna y estacional. Simultáneamente se estudia el desempeño del modelo simple de AOD para estas dos escalas de tiempo. Luego, se estudia el comportamiento estacional del AOD derivado de MODIS, con la ayuda de simulaciones de AOD provenientes del modelo simple. Finalmente se explican discrepancias encontradas y se muestra un análisis similar para caso de Buenos Aires.

4.1. Resultados del modelo

4.1.1. Variabilidad estacional

Se ha comparado la variación estacional de AOD en 500 *nm* proveniente de observaciones de AERONET sobre Santiago, con simulaciones hechas por el modelo descrito en la sección anterior, para el caso de la composición referida en la Tabla 3.1. Además, debido a la incerteza de la composición de aerosoles de la Tabla 3.1, se han realizado pruebas de sensibilidad con respecto a la densidad de las partículas y a la composición de éstas (figura 4.1). En estas pruebas, la densidad se ha variado en $\pm 25\%$ con respecto a las reportadas en la Tabla 3.1 y se han probado diferentes composiciones de aerosol, incluyendo partículas compuestas únicamente de BC, polvo, nitrato de amonio o sulfato de amonio. En la Figura 4.1, el límite inferior de la región gris corresponde a la com-

binación composición/densidad con un menor coeficiente de extinción, que en este caso corresponde a partículas con alta densidad y únicamente compuestas por polvo. El límite superior es calculado con baja densidad de partículas y compuestas únicamente por BC. Además, con en fin de ajustar una distribución de BC similar a la de *Gramsch et al.* (2009), se realizaron pruebas en las cuales se cambiaron los parámetros de la distribución lognormal de la tabla 3.2 y se probaron tanto distribuciones unimodales como trimodales. Los cambios en las simulaciones debido a los cambios en estos parámetros de la distribución de BC pueden llevar a subestimaciones o sobre estimaciones sistemáticas en el AOD simulado. En este estudio, se optó por una distribución similar a la mostrada en *Gramsch et al.* (2009) para Santiago, por las razones ya mencionadas en el capítulo anterior. Cada simulación considera los valores de PM y humedad relativa más cercanos a la medición de AOD, en una ventana de una hora con respecto a la medición. Los valores mostrados en la figura son promedios de estas simulaciones cuando se agrupan según el mes de medición. Para los meses con más mediciones (entre septiembre y marzo), el AOD simulado presenta una subestimación con respecto al AOD de AERONET entre un 6% en enero y un 33% en septiembre. La poca cantidad de datos en los meses de invierno no permite evaluar el modelo para ese período. Los valores altos de AOD (mayores que 0.8) que se observan en junio del 2002 (figura 3.4) se reflejan en el alto valor del promedio mensual del AOD en junio (0.23) y su desviación estándar (0.18). En caso de excluir esos valores, el promedio en junio de AOD es de 0.2 y su desviación estándar de 0.1.

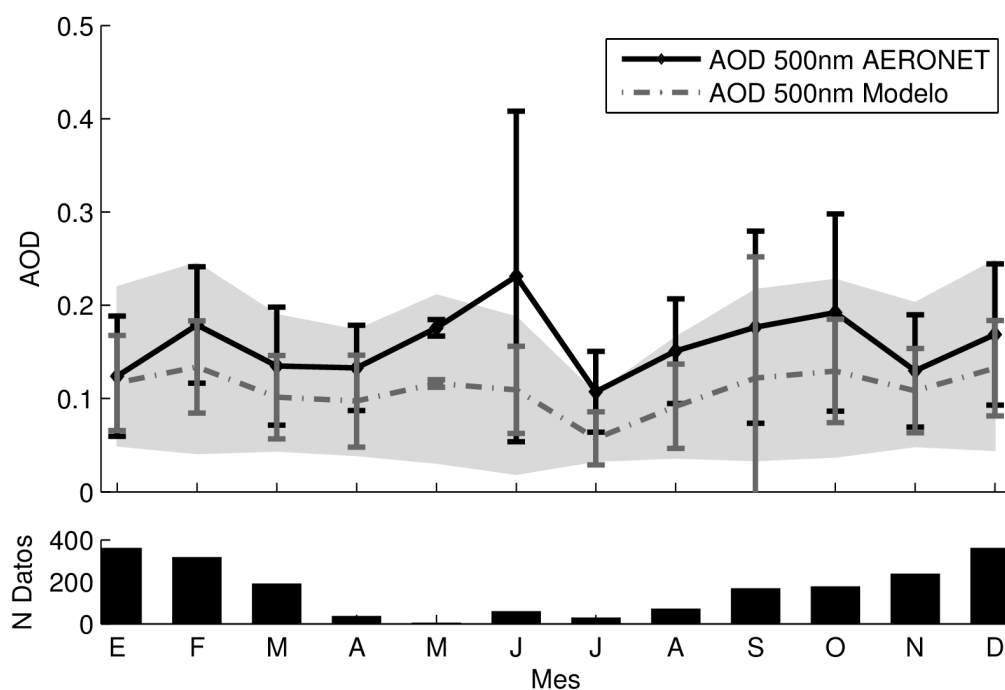


Figura 4.1: Medias mensuales del AOD simulado en 500 nm con los parámetros de la Tabla 3.1 en gris y AOD en 500 nm de AERONET en negro. Las barras en el panel inferior representan el número de mediciones disponibles de AERONET para cada mes y las barras de error en el panel superior corresponden a la desviación estándar. La región gris indica los resultados de las pruebas de sensibilidad (ver el texto para más detalles).

4.1.2. Variabilidad diurna

Se realizó una campaña exploratoria utilizando un fotómetro solar manual (Microtops II) en el techo del CMM, lo que permitió validar el modelo con respecto a variaciones diurnas (figura 4.2). No se observaron nubes durante ese día. Además, como se muestra en la señal del nefobasímetro, se observa una interesante estructura en la evolución de la capa límite. El material particulado muestra un máximo cercano a las 12:00 horas (hora local, UTC-4), mientras que el máximo del espesor óptico de aerosoles ocurre dos horas después, en coincidencia con un incremento abrupto de la altura de la capa límite de entre 150-200 m a 350-400 m. El AOD simulado muestra una subestimación sistemática ($AOD_{Simulado} \approx \frac{2}{3} AOD_{Microtops}$) aunque es capaz de capturar la variabilidad de las mediciones (con un coeficiente de correlación de 0.96) como consecuencia de una respuesta del modelo al perfil de material particulado derivado del perfil del nefobasímetro y de las mediciones de concentración de PM en superficie.

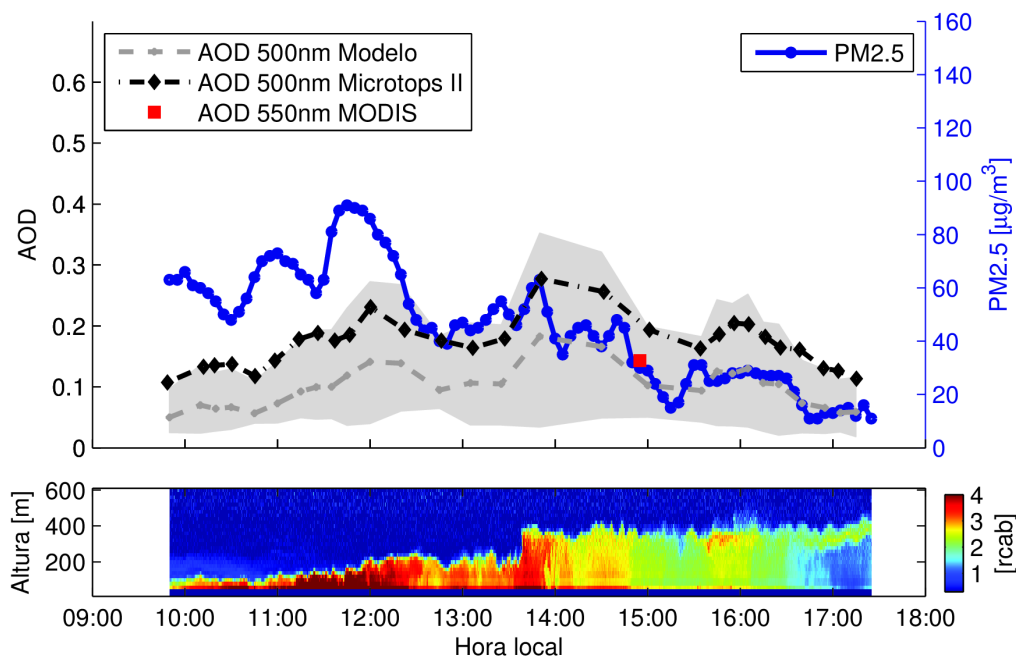


Figura 4.2: Campaña exploratoria del 22 de julio del 2011. Panel superior: AOD simulado 500 nm (gris), AOD medido por un instrumento Microtops II (negro), AOD del instrumento MODIS a bordo del satélite Aqua en 550 nm (cuadrado rojo) y concentraciones de PM2.5 en la estación Parque O'Higgins (azul). La región gris representa las pruebas de sensibilidad, al igual que en la figura 4.1. Panel inferior: *Range-corrected attenuated backscatter* del nefobasímetro ([rcab]) en unidades de $1/(10^6 \cdot \text{srad} \cdot \text{m})$.

En este modelo, además de incluir parámetros y distribuciones obtenidas de la literatura que podrían no ser una suposición realista, no se toman en cuenta algunas propiedades físicas de los aerosoles o de las poblaciones de aerosoles, como la mezcla interna de su composición, la forma de las partículas (que podrían no ser esféricas) o la existencia de capas superiores de aerosoles. Por ejemplo, *Jacobson* (2001) muestra que si se supone que

el BC está internamente mezclado con otros compuestos, se obtiene un forzamiento radiativo mucho mayor que si se supone una mezcla externa de aerosoles. Todos estos factores pueden contribuir al AOD y hasta podrían explicar la subestimación en las simulaciones, sin embargo, el modelo es capaz de capturar variabilidad diurna y estacional de AOD y por lo tanto se considera suficientemente confiable para esos propósitos. A continuación se presenta una pequeña evaluación del desempeño del modelo que permitirá conocer tanto sus ventajas como desventajas. En caso que el lector no está interesado en una evaluación del modelo, podrá continuar su lectura directamente en la sección 4.2.

4.1.3. Otros resultados del modelo

En esta sección se presenta información relevante en relación al desempeño del modelo simple. Aquí se mostraran algunos resultados del modelo para tres simulaciones principales. La primera fue realizada con el objetivo de ser comparada con los datos de AERONET y por lo tanto se simuló el AOD utilizando el material particulado observado, humedad relativa y altura de capa límite más cercanos a cada medición de AERONET. Similarmente se realizó una segunda simulación de donde se obtienen resultados del modelo para ser comparados con MODIS, es decir que las simulaciones fueron realizadas a la hora de pasada de el satélite Terra. La tercera simulación corresponde al estudio del caso del 22 de julio presentado anteriormente. En esta sección se referirá a las dos primeras simulaciones anteriores como *simulación AERONET* y *simulación MODIS*.

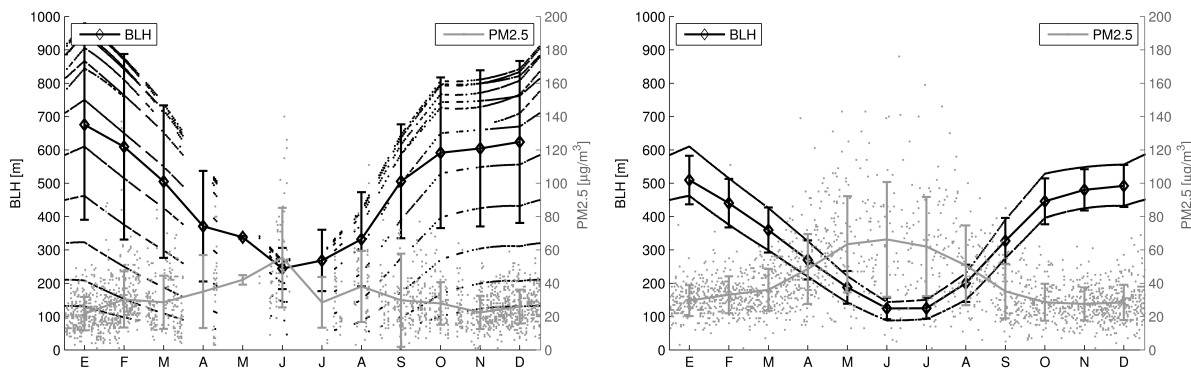


Figura 4.3: Estacionalidad de la altura de capa límite (negro) y PM2.5 (gris) utilizadas en las simulaciones de AOD para la comparación entre el modelo y AERONET (izquierda) y para la comparación entre el modelo y MODIS (derecha). Los puntos son los datos y las líneas son los promedios mensuales con sus desviaciones estándar.

En primer lugar se presenta la figura 4.3, la cual muestra la altura de capa límite simulada según la ecuación 3.3 para las simulaciones AERONET y MODIS. En estas figuras, se observa el marcado comportamiento estacional de la altura de capa límite y del material particulado. Como para las simulaciones es necesaria la información de material particulado, que tiene una resolución horaria, se puede observar que la altura de la capa límite esta compuesta de dos *curvas* en el caso de la simulación MODIS. En cada simulación se escoge la observación de material particulado más cercana a la hora

de pasada del satélite y como el satélite pasa aproximadamente a la misma hora todos los días (entre las 14 y 15 UTC), la menor de estas dos curvas es el ciclo estacional para la BLH a las 14 UTC y la mayor es a las 15 UTC. De la misma manera se observan las curvas en el ciclo estacional de la BLH en el caso de AERONET con la diferencia de que AERONET mide durante todo el día (entre la salida y puesta de sol) y por lo tanto las curvas representan la altura de capa límite para cada hora del día.

Modelo y observaciones

En la sección anterior se muestra que el modelo captura la variabilidad de las observaciones mas subestima las observaciones de AERONET y de Microtops II de la campaña del 22 de julio. En la figura 4.4 se muestra la comparación de las simulaciones con las observaciones de AERONET. La dispersión observada en esta figura se puede atribuir, a grandes rasgos, a la incertidumbre en la estimación de la altura de capa límite y una diferencia en la resolución temporal y espacial entre las mediciones de AOD y las de PM. Con respecto a la BLH, la fuente de error proviene a que no se simula la correcta variabilidad de la capa límite en una escala menor que la mensual. Esto ocurre por que se interpolan los datos *climatológicos* de Muñoz y Undurraga (2010) en cada día y hora del año. De aquí es que se justifica el buen funcionamiento del modelo a escala estacional a diferencia de cuando se comparan las mediciones versus las simulaciones de forma puntual como en la figura 4.4. Los resultados obtenidos para la campaña del 22 de julio refuerzan este argumento.

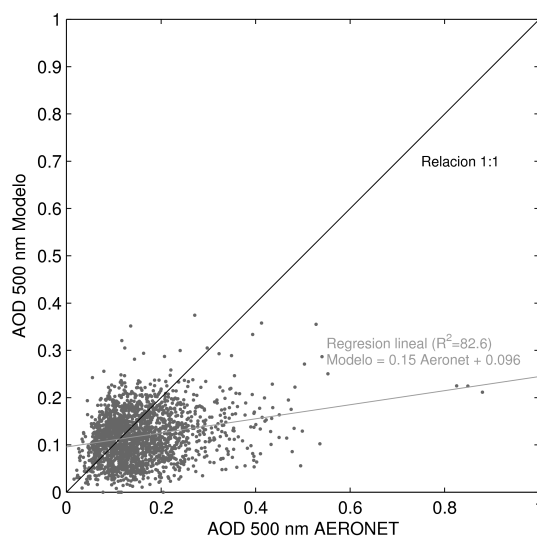


Figura 4.4: Observaciones de AOD obtenidas por AERONET versus AOD simulado. Las tildes en las leyendas se omiten por razones técnicas.

Por otro lado, el modelo subestima sistemáticamente el coeficiente de Ångström. Esto se muestra en la figura 4.5. Una posible causa de esta subestimación es que puede no estar bien representada la distribución y composición de los aerosoles.

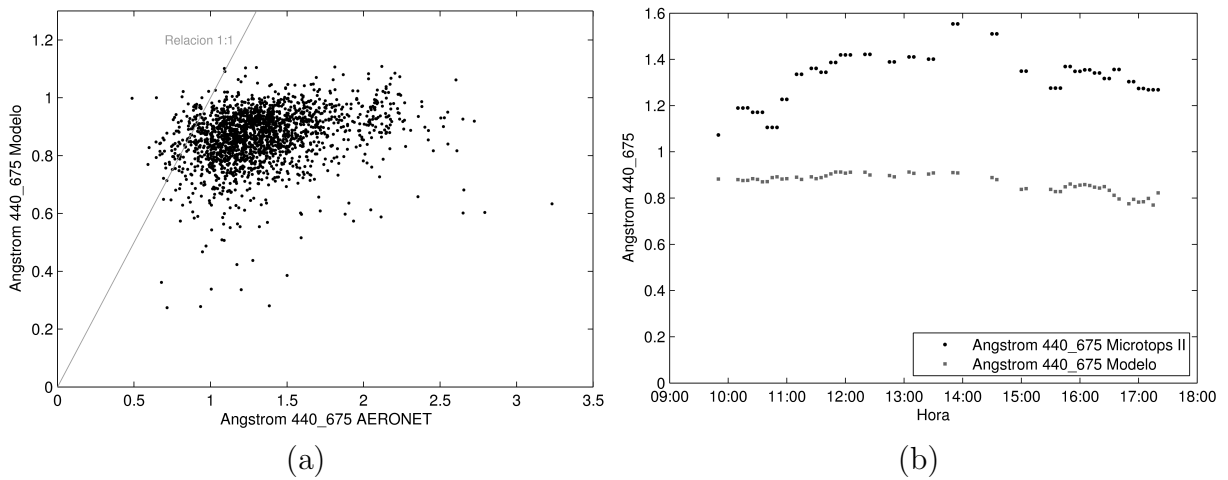


Figura 4.5: Izquierda: Exponente de Ångström derivado de AERONET y el estimado por el modelo simple mostrados en un gráfico de dispersión. Derecha: Serie de tiempo del exponente de Ångström derivado de las mediciones del 22 de julio del 2011 y el estimado por el modelo simple.

Sin embargo, como se observa en la figura 4.6, el modelo es sensible a cambios en la distribución de aerosoles. La proporción observada de material particulado fino en relación al grueso, por la ecuación 3.2, cambia la distribución de aerosol usada y con eso el coeficiente de Ångström en el modelo. Además en esta figura se da cuenta de que la higroscopía de sulfato y nitrato de amonio también incide en cambios al coeficiente de Ångström.

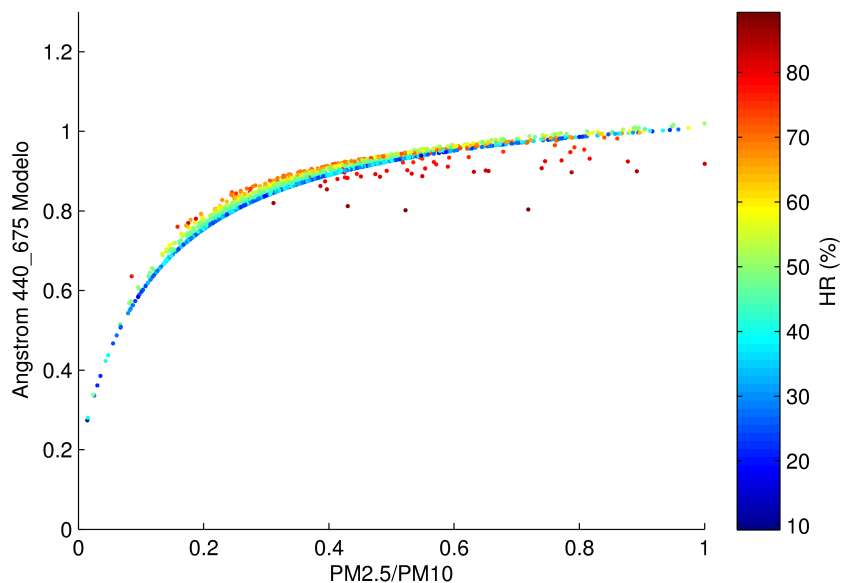


Figura 4.6: Coeficiente de Ångström en función de la fracción de PM2.5 del PM10 utilizado en el modelo (absisa) y de la humedad relativa (colores).

Estimación del coeficiente de extinción

Suponiendo que los aerosoles están bien mezclados en la capa límite, se puede calcular el coeficiente de extinción por masa (a partir de la ecuación 2.11) por:

$$b_{ext} = \frac{\tau}{BLH * PM} \quad (4.1)$$

donde PM es la concentración de material particulado total. En el caso de este trabajo se simularon las contribuciones espesor óptico debido al PM10 y al PM2.5. Siguiendo la notación de la ecuación 3.1 y con las observaciones disponibles de PM sobre Santiago y las estimaciones de altura de capa límite descritas en el capítulo 3.2 se puede estimar b_{ext} [$m^2/\mu g$] como

$$\begin{aligned} b_{ext}^f &= \frac{\tau^f}{BLH * PM2.5}, \\ b_{ext}^g &= \frac{\tau^g}{BLH * (PM10 - PM2.5)}, \\ b_{ext} &= \frac{\tau}{BLH * PM10}. \end{aligned} \quad (4.2)$$

Resultados de estas estimaciones se presentan en la figura 4.7 para el caso en que las simulaciones fueron hechas para que coincidieran con las observaciones de AERONET (como en la figura 4.1) y en la figura 4.8 en el caso de MODIS. Se puede observar una clara relación entre la carga de PM2.5 y el τ^f simulado, así como la influencia de la humedad relativa en esta relación. Por otro lado, la mediana del coeficiente de extinción estimado es de 3.12 en la figura 4.7 y de 3.42 en la figura 4.8. Si se supone que el modelo subestima en cerca de un 30% el AOD observado, se puede estimar un coeficiente de absorción por masa cercano a 4.7 [m^2/g]. Recordemos que *Horvath et al.* (1993) reporta un valor cercano a 5 [m^2/g].

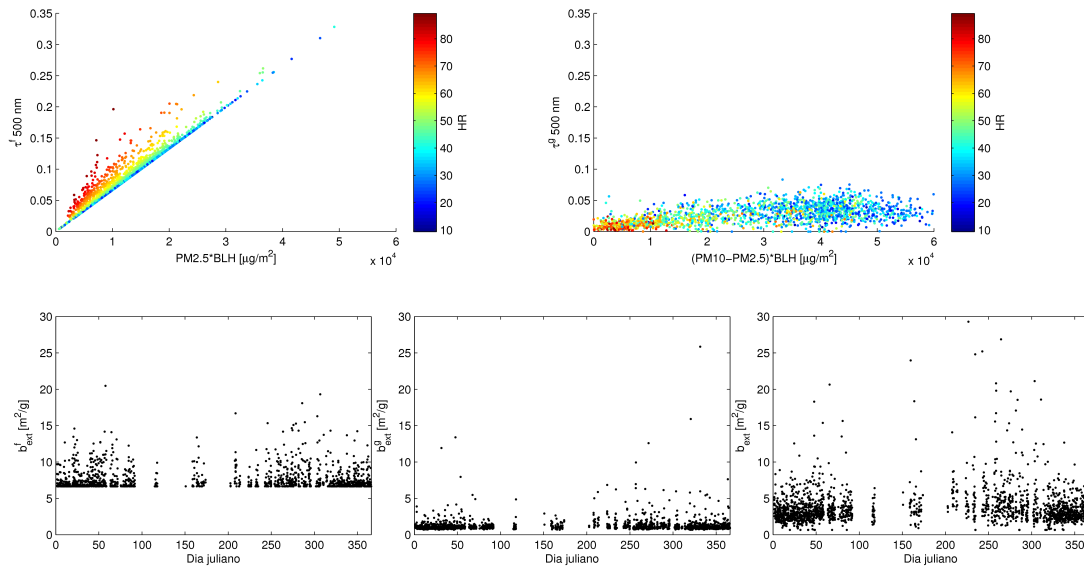


Figura 4.7: Estimaciones del coeficiente de extinción por masa para las simulaciones AERONET. En los paneles superiores se muestra la relación entre el AOD simulado y la carga de aerosoles usada. En los paneles inferiores, la estimación del coeficiente de absorción de la ecuación 4.2.

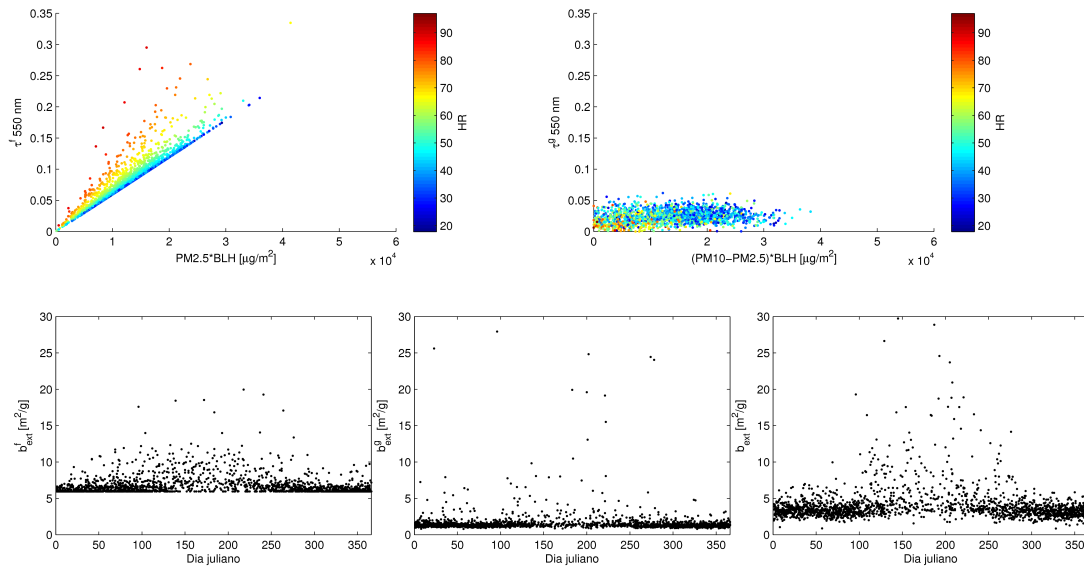


Figura 4.8: Estimaciones del coeficiente de extinción por masa para las simulaciones MODIS. En los paneles superiores se muestra la relación entre el AOD simulado y la carga de aerosoles usada. En los paneles inferiores, la estimación del coeficiente de absorción de la ecuación 4.2.

4.2. AOD de MODIS, concentraciones in situ de material particulado y simulaciones

En la figura 4.9 se muestran medias mensuales de AOD de MODIS en 550 nm y mediciones de concentración en superficie de PM_{2.5} en la estación Parque O'Higgins. En una primera aproximación, se espera que el espesor óptico este positivamente correlacionado con la concentración de PM (ver ecuaciones 2.9 y 2.11), sin embargo, sobre Santiago las concentraciones de PM_{2.5} muestran un notorio máximo en invierno, mientras que el AOD de MODIS muestra un mínimo en ese periodo.

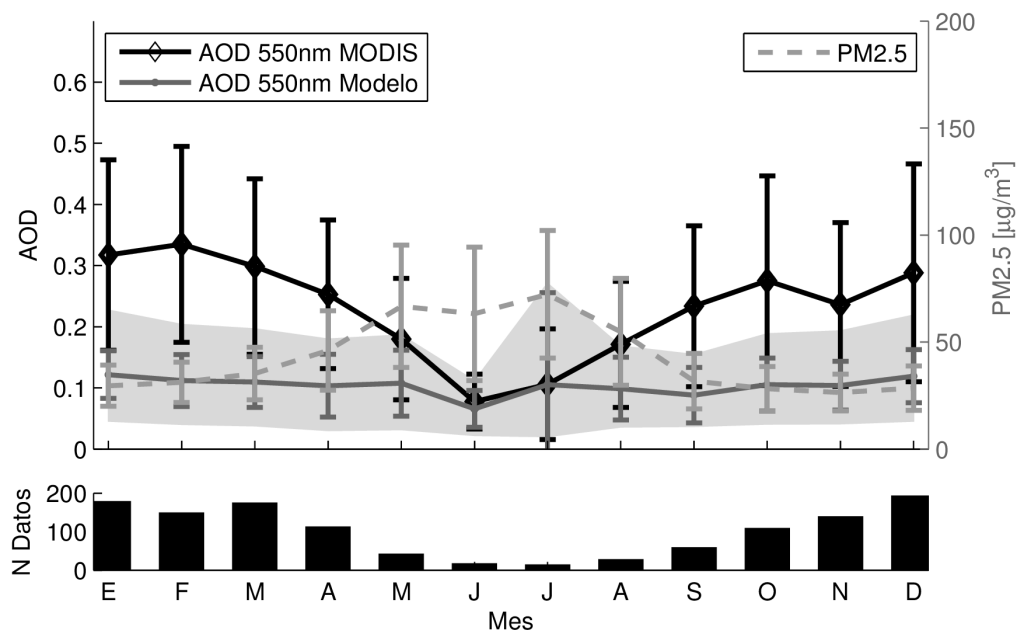


Figura 4.9: Medias mensuales de PM_{2.5} (gris claro), AOD simulado en 550 nm (gris oscuro) y AOD de MODIS en 550 nm (negro) sobre Santiago. Las barras de error representan la desviación estándar y la región gris representa las pruebas de sensibilidad, al igual que en la figura 4.1. Las barras en el panel inferior representan el número de mediciones MODIS utilizadas para cada mes entre los años 2000 y 2012.

Las simulaciones de AOD de la figura 4.9 son simultáneas (± 30 minutos) con la hora de pasada del satélite, que es cerca de las 10:30 hora local (UTC-4). La altura de capa límite tiene una fuerte estacionalidad, con valores cercanos a los 500 m en verano y a 150 m en invierno a la hora de pasada de Terra (ver figura 4.3). Esta estacionalidad de la altura de capa límite es opuesta a la de las concentraciones en superficie de PM_{2.5}. Las contribuciones de las variaciones de estas dos variables tienen una importancia similar en el cálculo del espesor óptico de aerosoles, siendo ambas de primer orden en el cálculo de AOD en el caso de Santiago. En la figura 4.10 se muestra la relación entre la contribución del PM_{2.5} al AOD simulado (τ^f), la altura de capa límite, la concentración de PM_{2.5} en superficie, la carga de PM_{2.5} (concentración de PM_{2.5} por altura de la capa límite) y la humedad relativa. En esta figura, se observa una clara relación entre la carga de material particulado, la humedad relativa y el espesor óptico simulado. La estacionalidad opuesta

entre el material particulado en superficie y la altura de capa límite lleva a una débil estacionalidad de la carga de material particulado y por lo tanto a una débil estacionalidad de las simulaciones de espesor óptico de aerosoles (figura 4.9).

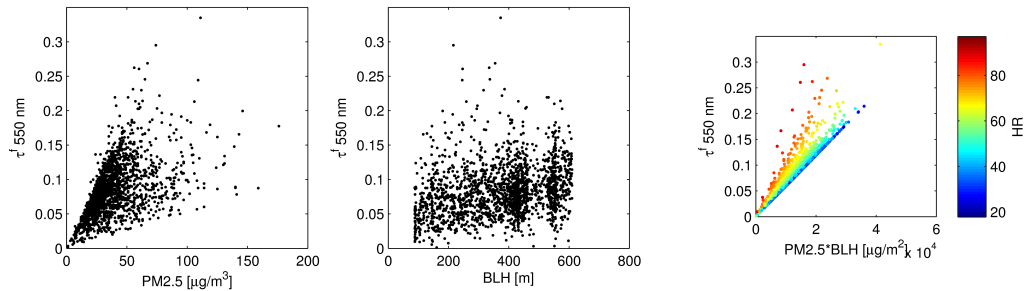


Figura 4.10: AOD en función de la altura de capa límite y concentraciones de material particulado en superficie.

4.2.1. AOD de MODIS versus simulaciones

Como se puede apreciar en la figura 4.9, existe una inconsistencia en la estacionalidad entre AOD de MODIS y el AOD simulado por el modelo. Esta diferencia puede deberse tanto a errores en el modelo como a errores relacionados con las mediciones o el algoritmo del satélite. La sección 4.1 muestra que el modelo es suficientemente confiable para estudiar AOD en términos de variabilidad estacional o diaria. Está documentado en la literatura algunos factores que pueden alterar la calidad de los productos de AOD de MODIS. Uno de ellos hace referencia a la contaminación por nubes cirrus que el algoritmo de filtro por nubosidad (o en inglés *cloud mask*) de MODIS no puede detectar en una primera instancia (Gao *et al.*, 2002). Para dilucidar si el algoritmo de aerosoles efectivamente filtra los días con nubosidad o detecta satisfactoriamente la presencia de nubes cirrus de poco espesor óptico, se han utilizado productos relacionados a nubes de MODIS (MODATML2). Estos productos fueron usados para verificar que los pixeles considerados en este estudio corresponden a situaciones de cielo despejado, en término de espesor óptico de nubes, reflectancia de cirrus y fracción de cobertura nubosa. Los días con datos de buena calidad (QAC=3) de AOD de MODIS fueron en su mayoría días despejados: el 80 % de los pixeles se constató despejado y más del 95 % de los datos presentaban una cobertura nubosa menor al 10 % (figura 4.11). Tampoco se detectó contaminación por nubes cirrus, tanto de aquellas suficientemente gruesas (en términos de espesor óptico de nubes) como para que sean visibles o de aquellas que no se pueden observar a simple vista: el 99 % de los datos seleccionados para este estudio posee una reflectancia de cirrus menor que 0.01 (figura 4.11). Por otra parte, observaciones hechas por un observador en el aeropuerto de Santiago corroboran la ausencia de nubes para la mayoría de los días (y horas) en que se consideraron datos de MODIS para este estudio: 72 % despejado, 85 % \leq 1 octa de cielo cubierto. Cabe notar que en este caso, el observador puede registrar nubes que estén fuera del rango espacial o temporal del satélite y por lo tanto esta nubosidad no necesariamente afecta los productos de MODIS en el área de interés. Lo anterior sugiere

que la contaminación de las mediciones de MODIS por nubes cirrus no es relevante en el problema de la inconsistencia estacional entre el AOD simulado y el derivado del satélite.

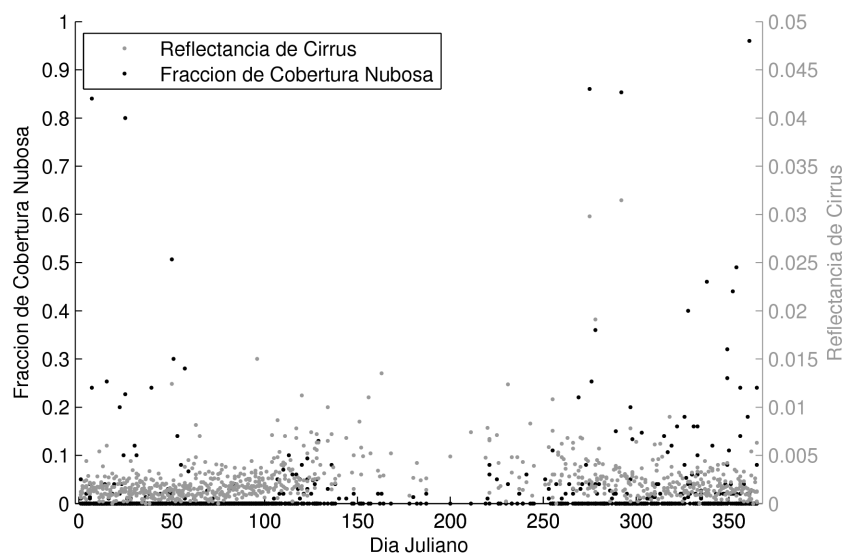


Figura 4.11: Fracción de cobertura nubosa y reflectancia de cirrus obtenidas del producto MODATML2 para los pixeles utilizados de AOD, mostrados en función del día juliano.

Como se mencionó anteriormente (sección 2.1.3), la reflectancia de la superficie es un parámetro importante en el algoritmo de MODIS. Un error de 0.01 en la reflectancia de superficie puede llevar a errores de 0.1 en el AOD (*Kaufman et al.*, 1997; *Levy et al.*, 2007a), es decir, del mismo orden de magnitud que el valor del AOD de MODIS sobre Santiago. Como se explica en la sección 2.1.3, el algoritmo de MODIS elige la mejor combinación de η y AOD de modo que la diferencia entre la reflectancia observada por MODIS y la calculada por el modelo sea mínima en el canal de $0.66 \mu m$, sujeto a que las reflectancias observadas y modeladas en los canales de 0.47 y $2.12 \mu m$ sean iguales (*Levy et al.*, 2007a,b, 2009). Con el fin de comprobar los cálculos de reflectancia de superficie del algoritmo de aerosoles, se utilizó el producto combinado de Terra-Aqua MCD43B1 nivel 3 como una guía para la reflectancia de superficie. Este producto incluye los parámetros del kernel del modelo BRDF *Ross-Thick/Li-Sparse-Reciprocal* que mejor se ajustan a la superficie observada (*Schaaf et al.*, 2002). Los parámetros de este modelo se re proyectan a una grilla similar a la utilizada por el algoritmo de aerosoles de MODIS y luego se utiliza el mismo modelo BRDF, programado por el grupo MODIS de la Universidad de Boston (<http://www-modis.bu.edu/brdf>) para simular las reflectancias de superficie en cada pasada del satélite, considerando los parámetros del modelo y el ángulo de visión del satélite para cada pixel. Los resultados de estos cálculos se encuentran en la figura 4.12, junto con la reflectancia de superficie que reporta y usa el algoritmo de aerosoles en el cálculo del AOD. De acuerdo a la figura 4.12, la reflectancia de superficie derivada del algoritmo de aerosoles no posee un ciclo estacional discernible, mientras que aquella derivada del BRDF sí lo posee y muestra valores mayores de reflectancia en verano que en invierno. Si se considera esta última reflectancia de superficie más precisa que aquella derivada del algoritmo de aerosoles, la diferencia entre estas dos debería contribuir a explicar en forma significativa la estacionalidad del AOD de MODIS sobre Santiago. Más aún, todos

los píxeles analizados fueron clasificados como aerosol compuesto de sulfato, según el algoritmo de aerosoles. Esta clasificación difiere de la composición reportada en la Tabla 3.1, así como de los valores resultantes de las inversiones de AERONET, que sugieren un aerosol moderadamente absorbente. Por otro lado, el algoritmo indica que el 99% de los píxeles corresponde únicamente a material particulado grueso (i.e., $\eta = 0$), cuando la proporción de masa observada de material particulado fino ($\frac{PM_{2.5}}{PM_{10}} \approx 0.47$) o de la proporción simulada $\eta = \frac{\tau^f}{\tau^g + \tau^f} \approx 0.8$, con τ^f y τ^g son las contribuciones del material particulado fino (PM2.5) y grueso (PM10-2.5) al AOD simulado. Diferencias positivas entre la reflectancia de superficie real y aquella calculada por el algoritmo de aerosoles llevan al algoritmo a elegir un modelo de polvo grueso como el más apropiado para la minimización del canal de $0.66 \mu m$ (Mielonen *et al.*, 2011), lo que se constata en este caso.

Consecuentemente, la subestimación de la reflectancia de superficie en el algoritmo de aerosoles y la elección de un modelo de aerosoles poco absorbente y únicamente con modo grueso, llevan al algoritmo MODIS a sobrestimar el AOD. Este sesgo es mayor cuando la diferencia entre las reflectancias de superficie calculadas por el MOD04 y el modelo BRDF son mayores, es decir, en verano.

El caso de Buenos Aires

La hipótesis de que es el cálculo inadecuado de la reflectancia de superficie de MODIS la que causa un ciclo estacional sobre Santiago puede apoyarse en los resultados de este mismo análisis para la ciudad de Buenos Aires (Argentina). En este caso, el fotómetro solar de la red AERONET estuvo operativo entre el 2000 y el 2011. Las series de tiempo de los datos MODIS y AERONET sobre Buenos Aires se presentan en el anexo A.3.

El análisis para Buenos Aires de los datos de AOD de MODIS y AERONET se muestran en la figura 4.13. El tratamiento de los datos es idéntico al descrito en el caso de Santiago. La primera observación de estos resultados es que no hay aquí una diferencia de estacionalidad entre el AOD de MODIS y el de AERONET, sin embargo, hay una diferencia en la estimación de AOD por el algoritmo de MODIS según el área considerada. Como se puede notar, en el caso en que los datos son calculados como medias de AOD sobre un área de 50 km por 50 km, el AOD de MODIS es similar al medido por AERONET (diferencias de AOD menores que 0.026). Además se observa el aumento de espesor óptico entre julio y octubre, posiblemente debido al transporte de aerosoles provenientes de la quema de biomasa en Brasil y Argentina a través de la zona de convergencia del Atlántico sur (Carvajal, 2010).

En el caso de considerar un área menor (figura 4.13, derecha) el AOD calculado por MODIS sobreestima en aproximadamente 0.05 el AOD medido por AERONET. La diferencia entre ambos resultados de MODIS se puede deber a que el área de 25 km por 25 km utilizada tiene píxeles únicamente sobre la ciudad que se podrían catalogar como urbanos; mientras que el área de 50 km por 50 km alcanza a incluir zonas rurales que pueden poseer una reflectancia de superficie diferente a la urbana (cf. figura 2.15) depen-

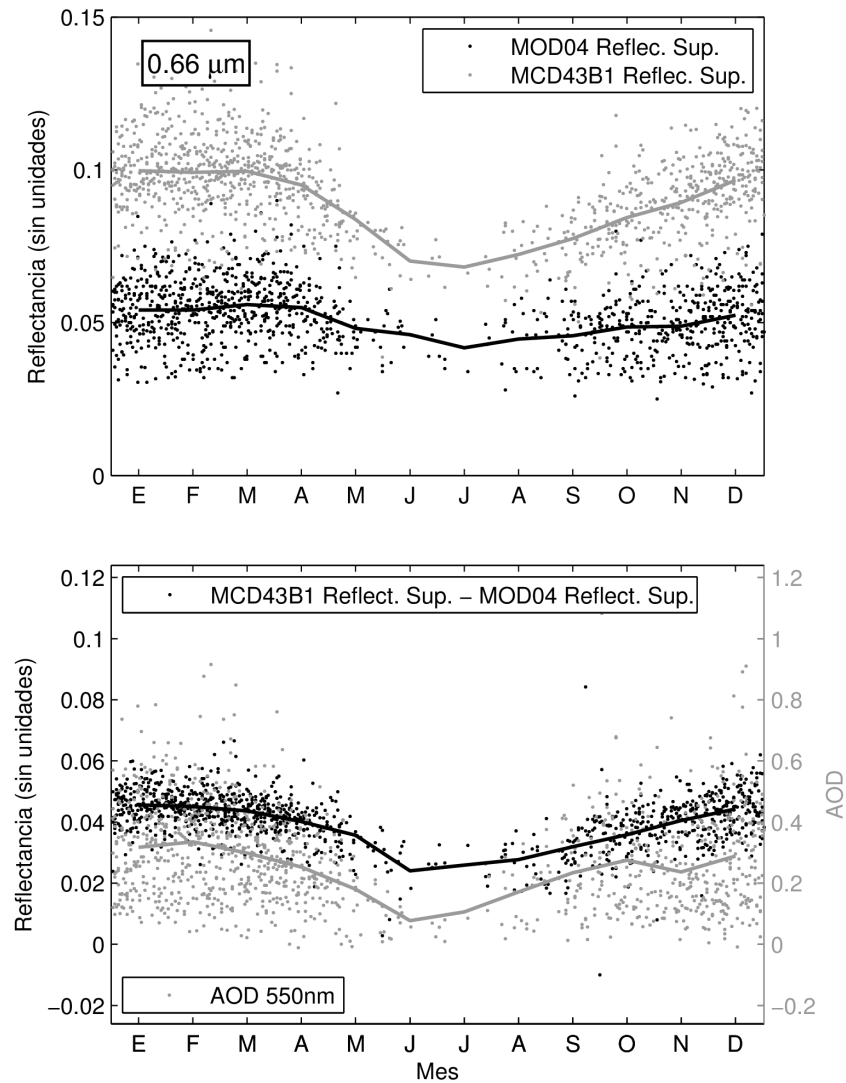


Figura 4.12: Panel superior: Reflectancia de superficie en el canal de $0.66 \mu m$ derivada por el algoritmo de aerosoles (MOD04, en negro) y por el modelo BRDF (MCD43B1, en gris). Panel inferior: Diferencia entre estas dos estimaciones de reflectancia de superficie (en negro) y AOD de MODIS en $0.55 \mu m$ (en gris) sobre Santiago. Las líneas son promedios mensuales de los valores (puntos). Para los canales de 0.47 y $2.12 \mu m$, ver el anexo A.2

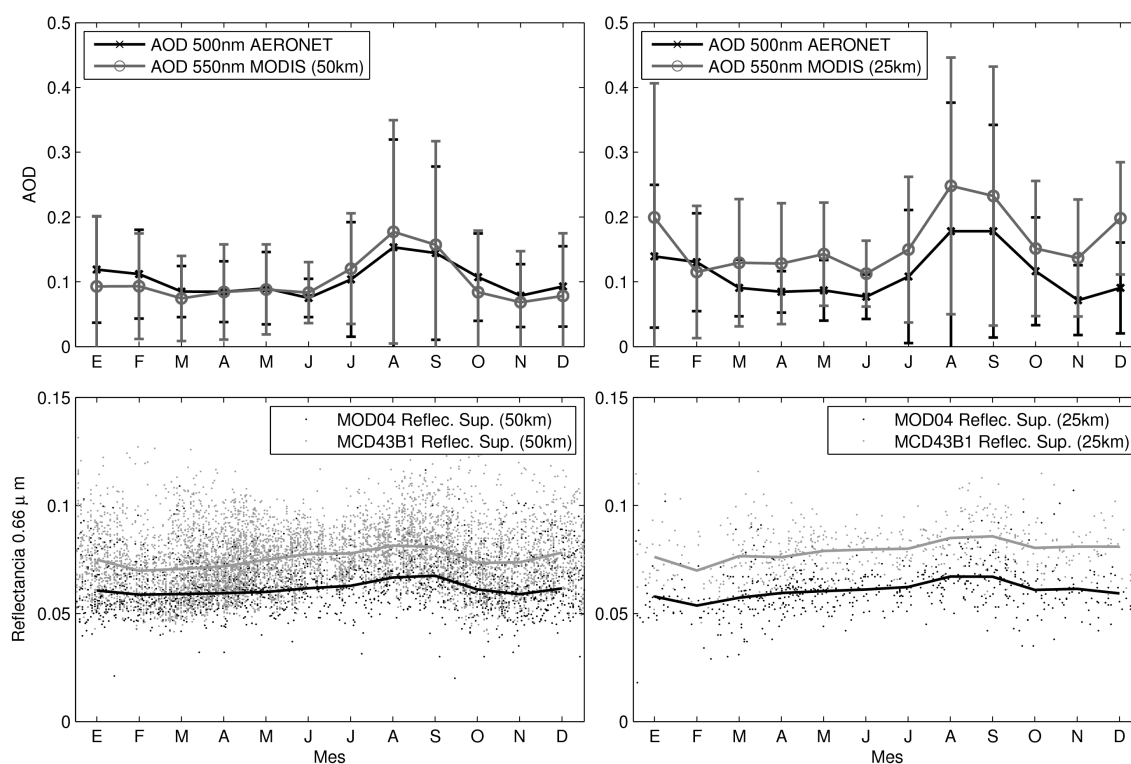


Figura 4.13: Resultados para la ciudad de Buenos Aires. Los paneles de la izquierda fueron realizados con datos en un área de 50 km por 50 km sobre Buenos Aires. Los paneles de la derecha fueron realizados con datos en un área de 25 km por 25 km sobre Buenos Aires. En los paneles superiores se indican las medias mensuales de AOD obtenidos de AERONET (negro) y MODIS/TERRA (gris). Las barras representan la desviación estándar. En los paneles inferiores se muestran las reflectancias de superficie en $0.66 \mu\text{m}$ obtenidas del algoritmo de aerosoles (MOD04, en negro) y del modelo BRDF (MCD43B1, en gris).

diendo de su cobertura. Se identifica un comportamiento similar al AOD sobre Santiago, en el cual cambios en la reflectancia de superficie puede modificar el producto de AOD de MODIS, con la diferencia que en vez de ser una variabilidad temporal (como la variación estacional de la reflectancia en Santiago), las diferencias de reflectancia de superficie se obtienen de una variabilidad espacial. En efecto, la reflectancia media de superficie obtenida a través del algoritmo BRDF para el área de 50 km por 50 km es de 0.0753, mientras que la calculada para el área de 25 km por 25 km es de 0.0795. La diferencia entre ambas es de 0.0043, es decir que si se considera el área más pequeña en vez de la más grande, la reflectancia de superficie aumenta en 0.0043 según lo calculado por el modelo BRDF. Por otro lado, la reflectancia de superficie calculada por el algoritmo de aerosoles de MODIS no aumenta al disminuir el área considerada, si no que se podría considerar similar: 0.0615 para el área de 50 km por 50 km y 0.0612 para el área de 25 km por 25 km, lo que indica un aumento de reflectancia, pero de un orden de magnitud menor que el derivado del BRDF. Cuando se incluye en esta comparación la diferencia de AOD calculado por MODIS se puede corroborar la hipótesis planteada para el caso de Santiago. La reflectancia de superficie (de BRDF) es superior en el caso de un área pequeña y esa diferencia es de aproximadamente 0.0043, mientras que la calculada por el

algoritmo de MODIS disminuye en 0.0003. Esto implica que en el caso si MODIS calcula consistentemente la carga de aerosoles en el área de 50 km por 50 km, al cambiar a un área más pequeña y más reflectiva, MOD04 también debería aumentar su reflectancia de superficie en una proporción similar a la del modelo BRDF. Con este argumento, se puede proponer que el algoritmo de aerosoles considera que la superficie en el caso de un área de 25 km por 25 km es $0.0043 + 0.0003$ más oscura de lo que debería ser considerada para una correcta estimación de AOD o, más bien, para una estimación de AOD como en el área de 50 km por 50 km. Finalmente y en base al argumento de que un error de 0.01 en la reflectancia de superficie puede llevar a errores de 0.1 en AOD en el algoritmo de MODIS (*Kaufman et al.*, 1997), el error de aproximadamente 0.05 en la estimación de AOD por MODIS en el área de 25 km por 25 km puede ser explicado por una subestimación de la reflectancia de superficie de 0.0046.

En resumen, el AOD en el área de 25 km por 25 km sobre Buenos Aires se puede corregir por:

$$\tau_c = \tau_m - 10 (\rho_{0.66}^b - \rho_{0.66}^s - 0.013), \quad (4.3)$$

donde τ_c es el AOD corregido, τ_m es el AOD en $0.55 \mu m$ de MODIS, $\rho_{0.66}^b$ es la reflectancia de superficie en $0.66 \mu m$ derivada del algoritmo BRDF, $\rho_{0.66}^s$ es la reflectancia de superficie en $0.66 \mu m$ derivada del algoritmo de aerosoles. El valor de 0.013 se incluye por ser aproximadamente ésta la diferencia entre $\rho_{0.66}^b$ y $\rho_{0.66}^s$ en el caso en que MODIS reproduce las mediciones de AERONET en Buenos Aires (en el área de 50 km por 50 km). Los resultados de este ajuste para el caso de Buenos Aires se muestran en la figura 4.14.

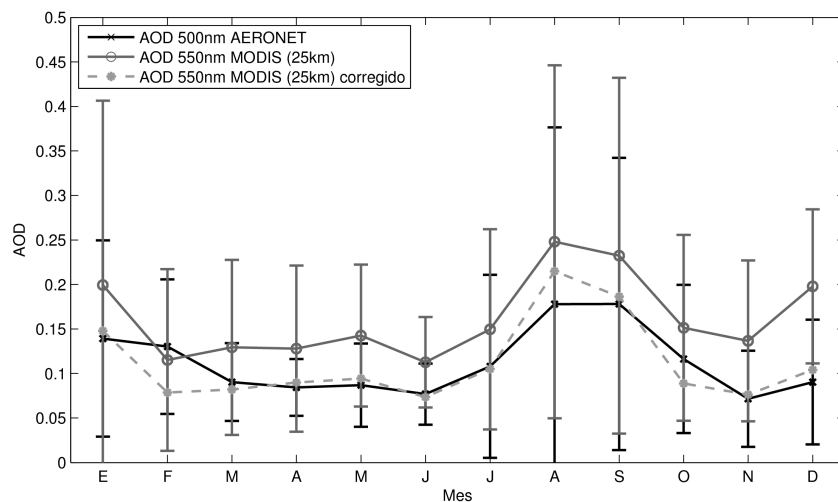


Figura 4.14: Medias mensuales de AOD en un área de 25 km por 25 km sobre Buenos Aires. Se indican (como en la figura 4.13) el espesor óptico de aerosoles derivado de MODIS y de AERONET. En línea segmentada se muestra el ajuste propuesto en la ecuación 4.3.

Capítulo 5

Conclusiones y trabajo futuro

Este estudio presenta las observaciones disponibles de espesor óptico de aerosoles sobre Santiago y trata de explicar las razones por las cuales existe una diferencia en la estacionalidad entre el AOD de MODIS y las concentraciones de material particulado observadas. Para ello, se desarrolla y aplica un modelo numérico simple de AOD que captura tanto la variabilidad estacional como la variabilidad diurna de AOD según su comparación con observaciones obtenidas mediante el uso de fotómetros solares. Este modelo toma en cuenta la altura de capa límite, la concentración de aerosoles en superficie, la higroscopía de aerosoles, la composición de aerosoles y su distribución. El modelo sugiere que las variaciones estacionales opuestas entre la altura de capa límite y la concentración de material particulado llevan a un AOD sobre Santiago con una estacionalidad débil. De esto se deduce que la variabilidad estacional de la capa límite sobre Santiago juega un rol fundamental en el comportamiento del espesor óptico de aerosoles y es el primer resultado no trivial de este trabajo.

Por otra parte, el AOD de MODIS muestra una marcada estacionalidad, con valores sobre el 50% sobre la media anual en invierno y 20% bajo ella en verano. La diferencia entre la estacionalidad del AOD simulado y el AOD de MODIS pueden ser parcialmente atribuidas a una inadecuada estimación de la reflectancia de superficie en el algoritmo de aerosoles de MODIS. Se observan significativas diferencias entre la reflectancia estimada por el algoritmo de aerosoles y aquella estimada por un modelo de reflectancia de superficie de tipo BRDF. La subestimación de la reflectancia de superficie, en conjunto con suposiciones inadecuadas de propiedades del aerosol sobre Santiago llevan al algoritmo de aerosoles a sobreestimar el espesor óptico de aerosoles en verano. El estudio del espesor óptico sobre Buenos Aires corrobora este argumento. Los cambios estacionales de composición o distribución de tamaño de aerosoles también pueden contribuir a esta diferencia, sin embargo, para determinar el rol de la distribución de tamaños y de la composición del aerosol se requiere de mediciones sistemáticas y de buena calidad acerca de la de composición, distribución y de propiedades ópticas de aerosoles. No obstante y de acuerdo a los resultados de sensibilidad del modelo para poder reproducir la variabilidad de AOD mostrada por MODIS, debería haber un gran cambio estacional de estos parámetros, como por ejemplo que en invierno la composición de la fracción fina de aerosol sea

únicamente de polvo y en verano únicamente carbón negro. En un contexto urbano como el de Santiago, no es esperable un cambio radical en la estacionalidad de la composición de aerosoles y por lo tanto se propone que la subestimación de la reflectancia de superficie es la más importante fuente de estacionalidad del AOD de MODIS. Se muestra que esta estacionalidad no es causada por la presencia de nubes cirrus como fue sugerido por *Oyanadel et al.* (2006).

Para disminuir las incertidumbres en lo que respecta a la estimación de AOD sobre Santiago es imprescindible realizar nuevas caracterizaciones de composición y distribución de aerosoles, así como de las propiedades ópticas de éstos. Esta información se puede incluir en el modelo simple de espesor óptico. Además, para mejorar los resultados del modelo simple, se podría modificar la forma en que el modelo calcula el perfil de aerosoles, por ejemplo, en caso de contar con series de tiempo largas de reflectividad de nefobasímetro, se podría reemplazar el supuesto de una capa límite bien mezclada y la parametrización de capa límite usada en las simulaciones de AOD de escala estacional de este trabajo por la metodología de estimación del perfil vertical de aerosoles realizada en el caso diurno. También se podría cambiar el supuesto de que los aerosoles están externamente mezclados por aerosoles internamente mezclados o con un núcleo de carbón recubierto por otros compuestos. Otra mejora posible al modelo es usar, en el cálculo de las propiedades radiativas de los aerosoles, un modelo que no suponga la esfericidad de éstos (e.g., *Mishchenko et al.*, 2004). Por otro lado, se podría descartar el uso de este modelo simple y adoptar uno más completo que tenga la capacidad de reflejar en sus simulaciones, las observaciones locales. En este sentido, se podría usar algún modelo meteorológico de mesoescala (con módulo de aerosoles y de transferencia radiativa adecuados) que sea capaz de asimilar las observaciones de concentración de material particulado en superficie, perfiles obtenidos del nefobasímetro o algún LIDAR (acrónimo del inglés *Light Detection And Ranging*) y que incluya los procesos dinámicos asociados a los aerosoles. El uso de un modelo de este tipo permitiría, por ejemplo, simular la distribución espacial y temporal de las propiedades ópticas de los aerosoles en Santiago o en la zona central de Chile. En caso de tener un algoritmo para la corrección del AOD derivado de MODIS sobre Santiago, el modelo podría también asimilar este espesor óptico y entregar simulaciones más confiables.

Los aerosoles sobre Santiago, además de tener un efecto en la salud de la población (*Cakmak et al.*, 2009), podría afectar el patrón de circulación, las propiedades de las nubes o el patrón de precipitación en un área de cientos de kilómetros viento abajo de Santiago así como también pueden afectar el balance radiativo sobre el océano miles de kilómetros costa afuera (*Von Glasgow et al.*, 2012 y referencias allí contenidas). Para cuantificar estos impactos a escala regional y global es necesario el estudio de los aerosoles sobre Santiago y más generalmente, el estudio de la calidad del aire en torno a las megaciudades (e.g., *Gallardo et al.*, 2012b). Un estudio más detallado del tema, como por ejemplo, la simulación de la dispersión de aerosoles mediante un modelo de mesoescala con asimilación de un AOD corregido de MODIS puede ser útil en la cuantificación de estos efectos.

Se plantea, como trabajo a futuro, realizar simultáneamente mediciones con un fotómetro solar y un LIDAR, o bien utilizar las mediciones ya existentes de LIDAR en Santiago (*Muñoz y Alcañaz*, 2012) y una estimación de AOD simulada por el modelo simple. Esto

permite una caracterización óptica del aerosol sobre Santiago en términos de coeficientes de extinción y su distribución vertical (e.g., *Cuesta et al.*, 2008).

Por otro lado y para corroborar definitivamente los resultados de este estudio, se podría recalculer el espesor óptico utilizando el algoritmo de MODIS y las radiancias medidas por el instrumento pero forzando una reflectancia de superficie y un modelo de aerosoles apropiado para Santiago. De esto se debería esperar una nueva y mejor estimación satelital del AOD sobre Santiago. Además, se podría realizar el mismo análisis para otras ciudades de la región que compartan similitudes con Santiago en términos del comportamiento de la capa límite o la cercanía de la urbe con montañas, con el fin de dilucidar si una incorrecta estimación del AOD de MODIS puede deberse a estimaciones inadecuadas de la reflectancia de superficie en este tipo de ciudades. Para lo anterior, un primer paso a seguir es identificar zonas geográficas donde existan diferencias en las estimaciones de reflectancia de superficie en una escala estacional. Los productos MODIS nivel 3 permiten este tipo de análisis a escala mensual y global. Los resultados de este análisis podrían ayudar a la generalización del problema a una escala regional o global. De acuerdo a los resultados mostrados en este trabajo, el uso del producto de AOD de MODIS para control de calidad del aire requiere principalmente de una mejor estimación de la reflectancia de superficie.

Bibliografía

- Ångström, A. (1930), On the Atmospheric Transmission of Sun Radiation II, *Geografiska Annaler*, Vol. 12, 130–159.
- Artaxo, P., Oyola, P., Martínez, R. (1999), Aerosol composition and source apportionment in Santiago de Chile, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B-Beam Interactions with Material and Atoms*, 150 (1-4), 409–416.
- ASRM, Datos observacionales pertenecientes a la autoridad regional de salud. Disponible en <http://www.seremisaludrm.cl/sitio/pag/aire/indexjs3aireindices-prueba.asp> (Octubre 2012).
- Bond, T. y Bergstrom, R. (2006), Light Absorption by Carbonaceous Particles: An Investigative Review, *Aerosol Science and Technology*, 40, 27–67.
- Boyouk, N., Leon, J., Delbarre, H., Podvin, T., Deroo C. (2010), Impact of the mixing boundary layer on the relationship between PM_{2.5} and aerosol optical thickness, *Atmospheric Environment*, 44 271–277.
- Cakmak, S., Dales, R., Blanco, C. (2009), Components of particulate air pollution and mortality in Chile , *International Journal of Occupational and Environmental Health*, 15, 152–158.
- Carvajal, P. (2010), Análise das propriedades ópticas do aerossol ao sul da América do Sul. Tesis de magíster, Universidade de São Paulo, 92 pp.
- Cuesta, J., Flamant, P., Flamant, C. (2008), Synergetic technique combining elastic backscatter lidar data and sunphotometer AERONET inversion for retrieval by layer of aerosol optical and microphysical properties, *Applied Optics*, 47, 4598–4611.
- Dubovik, O., King, M. (2000), A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, *Journal of Geophysical Research*, 105(16), 20673–20696.
- Engel-Cox, J., Holloman, C., Coutant, B., Hoff, R. (2004), Qualitative and quantitative evaluation of MODIS satellite sensor data for regional and urban scale air quality, *Atmospheric Environment*, 38, 2495–2509.
- Finlayson, B. y Pitts, J. (1999), Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere, Theory, Experiments and Applications, *Academic Press*.

- Fuentes, R. (2012), Implementación de instrumentación óptica para el monitoreo remoto de la calidad del aire, Tesis doctoral, Universidad de Concepción, 140 pp.
- Gallardo, L., Escribano, J., Dawidowski, L., Rojas, N., Andrade, M.F., Osses, M. (2012a), Evaluation of vehicle emission inventories for carbon monoxide and nitrogen oxides for Bogotá, Buenos Aires, Santiago and São Paulo, *Atmospheric Environment*, 47, 12–19.
- Gallardo, L. et al., (2012b), South American megacities in The Impacts of Megacities on Air Quality and Climate Change: An IGAC Perspective. Zhu, T., Parrish, D., Gauss, M., Doherty, S., Lawrence, M., Gallardo, L., Kanakidou, M., Konare, Editors. IGAC/WMO book and report. Disponible en http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/documents/GAW_205_DRAFT_13_SEPT.pdf (Octubre 2012)
- Gao, B., Kaufman, Y., Tanré, D., Li, R. (2002), Distinguishing tropospheric aerosols from thin cirrus clouds for improved aerosol retrievals using the ratio of 1.38- μm and 1.24- μm channels. *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, No. 18, 1890.
- Global Aerosol Climatology Project , Andrew Lacis Database of Aerosol Spectral Refractive Indices. Disponible en http://gacp.giss.nasa.gov/data_sets (Octubre 2012).
- Gysel, M., Crosier, J., Topping, D., Whitehead, J., Bower, K., Cubinson, M., Williams, P., Flynn, M., McFiggans, G., Coe, H. (2007), Closure study between chemical composition and hygroscopic growth of aerosol particles during TORCH2, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 6131–6144.
- Gramsch, E., Gidhagen, L., Wahlin, P., Oyola, P., Moreno, F. (2009), Predominance of soot-mode ultrafine particles in Santiago de Chile: Possible sources, *Atmospheric Environment*, 43, 2260–2267.
- Gong, S. L., Barrie, L. A., Blanchet, J.-P., Salzen, K. V., Lohmann, U., Lesins, G., Spacek, L., Zhang, L. M., Girard, E., Lin, H., Leaitch, R., Leighton, H., Chylek, P., and Huang, P. (2003), Canadian Aerosol Module: A size-segregated simulation of atmospheric aerosol processes for climate and air quality models 1. Module development, *Journal of Geophysical Research*, 108, 4007.
- Guang J., Xue, Y., Yingjie, L., Liang, S., Mei, L., Xu, H. 2012, Retrieval of aerosol optical depth over bright land surfaces by coupling bidirectional reflectance distribution function model and aerosol retrieval model. *Remote Sensing Letters*, 3 (7), 577-584.
- Holben B.N., Eck, T., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J., Setzer A., Vermote, E., Reagan, J., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A. (1998), AERONET-A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66, 1–16.
- Haywood, J.. y Boucher, O.. (2000), Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Reviews of Geophysics*, 38-4, 513–543.
- Horvath, H. y Trier. A. (1993), A study, of the aerosol in Santiago de Chile I, light extinction coefficients, *Atmospheric Environment*, 27A, 371–384.

- Hsu, C., Tsay, S., King, M., Herman, J. (2004), Aerosol Properties Over Bright-Reflecting Source Regions, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42-3.
- Hsu, C., Tsay, S., King, M., Herman, J. (2006), Deep Blue Retrievals of Asian Aerosol Properties During ACE-Asia, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44-11.
- Hubanks, P. et al., MODIS Atmosphere QA Plan for Collection 005 and 051, Version 3.9 (2011), disponible en http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/reference_atbd.html (Octubre 2012).
- Huneeus, N., Schulz, M., Balkanski, Y., Griesfeller, J., Prospero, J., et al. (2011), Global dust model intercomparison in AeroCom phase I, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 7781–7816.
- Hyer, E., Reid, J., Zhang, J. (2011), An over-land aerosol optical depth data set for data assimilation by filtering, correction and aggregation of MODIS Collection 5 optical depth retrievals. *Atmospheric Measurement Techniques* 4, 379-408.
- Ichoku, C., Chu, D., Mattoo, S., Kaufman, Y., Remer, L., Tanre, D. Slutsker, I., Holben, B. (2002), A spatio-temporal approach for global validation and analysis of MODIS aerosol products, *Geophysical Research Letters*, 29 (12).
- Jaenicke, R. (1993), Tropospheric Aerosols, *Aerosol-cloud-Climate Interactions*, Academic Press, 1–31.
- Jacobson, M. (2001), Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols. *Nature*, 409, 695–697.
- Jacobson, M. (2002), Atmospheric Pollution. History, science and regulation. *Cambridge University Press*.
- Kaufman, Y. J., et al. (1997), The MODIS 2.1-mm channel - Correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol, *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 35(5), 1286-1298.
- Kokhanovsky, A (2008), Aerosol Optics: Light Absorption and Scattering by Particles in the Atmosphere, Springer.
- Levoni, C., Cervino M., Guzzi, R., Torricella (1997), Atmospheric aerosol optical properties: a database of radiative characteristics for different components and classes, *Applied Optics*, Vol. 36, No. 30, 8031–8041.
- Levy, R., Remer, L., Mattoo, S., Vermonte E., Kaufman, Y. (2007a), Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance, *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Levy, R., Remer, L., Dubovik, O. (2007b), Global aerosol optical properties and application to Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol retrieval over land, *Journal of Geophysical Research*, 112.

- Levy, R., Remer, L., Tanré D., Mattoo, S., Kaufman, Y., 2009. Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol over dark targets from MODIS. Collection 005 and 051: Revision 2; Feb 2009, MODIS Algorithm Theoretical Basis Document. Disponible en http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/ATBD_MOD04-C005_rev2.pdf (Octubre 2012).
- Levy, R., Remer, L., Kleidman, R., Mattoo, S., Ichoku, C., Kahn, R., Eck, T. (2010), Global evaluation of the Collection 5 MODIS dark-target aerosol products over land, *Atmospheric Chemistry Physics*, 10, 10399–10420.
- Liou. K. N. (2002), An Introduction to Atmospheric Radiation, International Geophysics Series, Volume 84. *Academic Press*, 2da Ed.
- Mallet, M., Roger, J., Despiaud, S., Dubovik, O., Putaud, J. (2003), Microphysical and optical properties of aerosol particles in urban zone during ESCOMPTE, *Atmospheric Research* 69, 73–97.
- Mätzler, C. (2002), MATLAB Functions for Mie Scattering and Absorption, Institut für Angewandte Physik, Research Report No. 2002-08, Berna, Suiza.
- Mei, L., Xue, Y., Xu, H., Guang, J., Li, Y., Wang, Y., Ai, J., Jiang, S., He, X., (2012), Validation and analysis of aerosol optical thickness retrieval over land. *International Journal of Remote Sensing* 33 (3), 781-803.
- Mielonen, T., Levy, R., Aaltonen, V., Leeuw, G., Huttunen, J., Lihavainen, H., Kolmonen, P., Lehtinen, K., Arola, A. (2011), Evaluating the assumptions of surface reflectance and aerosol type selection within the MODIS aerosol retrieval over land: the problem of dust type selection, *Atmospheric Measurement Techniques*, Vol. 4, 201–214.
- Mishchenko, M., Videen, G., Babenko, V., Khlebtsov, N., Wriedt, T. (2004), T-matrix theory of electromagnetic scattering by particles and its applications: a comprehensive reference database. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 88, 357–406.
- Moody, E., King, M., Platnick, S., Schaaf, C. (2005), Spatially complete spectral surface albedos: Value-added datasets derived from Terra MODIS land products, *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 43, 144–158.
- Morata, D., Polvé, M., Valdés, A., Belmar, M., Dinator, M.I., Silva, M., Leiva, M., Aigouy, T., Morales, J.R. (2008), Characterization of aerosol from Santiago, Chile: an integrated PIXE-SEM-EDX study, *Environmental Geology*, 56, 81–95.
- Muñoz, R. y Undurraga, A. (2010), Daytime Mixed Layer over the Santiago Basin: Description of Two Years of Observations with a Lidar Ceilometer, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 1728–1741.
- Muñoz, R. y Alcañal, R. (2012), Variability of Urban Aerosols over Santiago, Chile: Comparison of Surface PM10 Concentrations and Remote Sensing with Ceilometer and Lidar, *Aerosol and Air Quality Research*, 12, 8–19.

- Oo, M., Jerg, M., Hernandez, E., Picón, A., Gross, B., Moshary, F., Ahmed, S. (2010), Improved MODIS Aerosol Retrieval Using Modified VIS/SWIR Surface Albedo Ratio Over Urban Scenes, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 48, N 3, 983–1000.
- Oyanadel, A., Painemal, D., León, J-F., Chiapello, I., and Gallardo, L. (2006). Aerosol Loading over Santiago de Chile (33°.3'S 70°.5'W, 500 m.a.s.l): A Comparison between Satellite and In situ Measurements, *Proceedings from the 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, American Meteorological Society. Foz de Iguazú, Brasil.
- Pelletier, B., Santer, R., Vidot, J. (2007), Retrieving of particulate matter from optical measurements: a semiparametric approach, *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Plaza, J., Pujadas, M., Gómez-Moreno, F.J., Sánchez, M., Artíñano, B. (2011), Mass size distributions of soluble sulfate, nitrate and ammonium in the Madrid urban aerosol, *Atmospheric Environment*, 45, 4966–4976.
- PPDA (2010), Revisa, reformula y actualiza Plan de Prevención y Descontaminación Atmosférica para la Region Metropolitana (PPDA). Disponible en http://www.sinia.cl/1292/articles-39262_ppda_stgo.pdf (Octubre 2012).
- R.A.C.E.F.N.(Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales) (1996), Vocabulario Científico y Técnico, 3ra Ed., *Espasa*.
- Remer, L. A., et al. (2005), The MODIS aerosol algorithm, products and validation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 947-973.
- Schaaf, C. et al. (2002), First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS, *Remote Sensing of Environment*, 83, 135–148.
- Schaap, M., Apituley, A., Timmermans, R.M.A., Koelemeijer, R.B.A., de Leeuw, G. (2008), Exploring the relation between aerosol optical depth and PM2.5 at Cabauw, the Netherlands, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 909–925.
- Seinfeld, J. and Pandis, S. (2006), *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, John Wiley & Sons, 2nd ed.
- Smirnov, A., Holben, B., Eck, T., Dubovik, O., Sluter, I. (2000), Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database, *Remote Sensing of Environment*, 73-3, 337–349.
- Song, C., Ho, C., Park, R., Choi, Y., Kim, J., Gong, D., Lee, Y. (2009), Spatial and Seasonal Variations of Surface PM10 Concentration and MODIS Aerosol Optical Depth over China, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 45, 33–43.
- Stamnes, K., Tsay, S.-C., Wiscombe, W., Jayaweera, K. (1988), A numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Applied Optics*, 27 2502–2509

- Trier, A. y Horvath. H. (1993), A study of the aerosol in Santiago de Chile II. Mass extinction coefficients, visibility and Ångström exponents, *Atmospheric Environment*, 27A, 385–395.
- Tsai, Y., Jeng, Y., Chu, A., Chen, J., Chang, S. (2011), Analysis of the relationship between MODIS aerosol optical depth and particulate matter from 2006 to 2008, *Atmospheric Environment*, 45, 4777-4788.
- Valdés, Ana (2011), Mineralogie et géochimie du matériel particulaire respirable (PM10 et PM2.5) présent dans l'air de Santiago, Chili; contribution à sa caractérisation et l'identification de ses sources, Tesis doctoral, Université Toulouse III – Paul Sabatier, 236 pp.
- Von Glasgow R., Jickells, T., Baklanov, A., et al. (2012), Megacities in the coastal zone. *AMBIO*, Manuscrito en revisión.
- Wang, J. y Christopher, S. (2003), Intercomparison between satellite-derived aerosol optical thickness and PM2.5 mass: implications for air quality studies, *Geophysical Research Letters*, 30, 21, 2095.
- Whitby, K. y Cantrell B. (1976), Fine Particles, *Proc. Int. Confe. Environmental Sensing and Assesment*, Las Vegas, Institute of Electrical and Electronic Engineers.

Apéndice A

A.1. Comparación MODIS versus AERONET

La poca cantidad de mediciones simultáneas de MODIS (con QAC=3) y AERONET no permiten una comparación rigurosa de los datos. En esta sección se muestran algunas figuras que dan cuenta de este argumento y justifican la comparación de los datos de MODIS con las simulaciones de un modelo en vez de hacerlo con las observaciones. En la figura A.1 se muestra un diagrama de dispersión que compara el producto de AOD de MODIS con el AOD observado por AERONET entre los años 2001 y 2002. En la figura A.2 se muestran los datos de MODIS y AERONET, ordenados por día juliano.

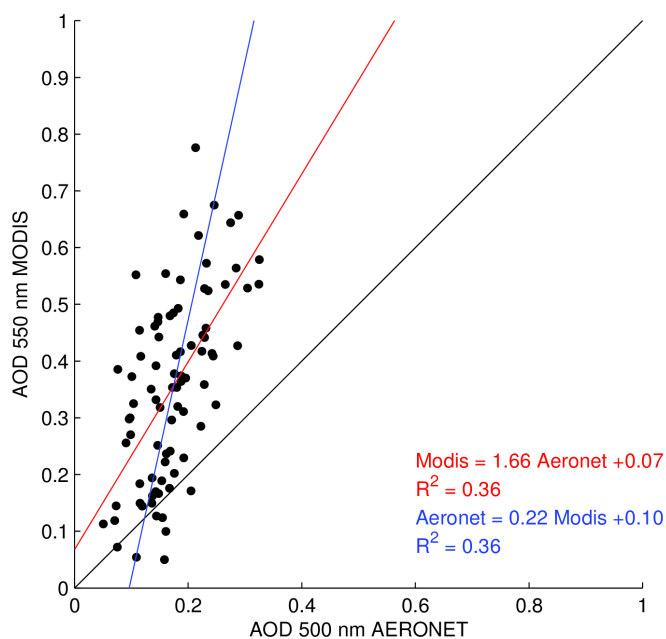


Figura A.1: AOD en 550 nm de MODIS en las ordenadas y AOD en 500 nm de AERONET en las absisas. Se indican además las regresiones lineales entre ambas variables.

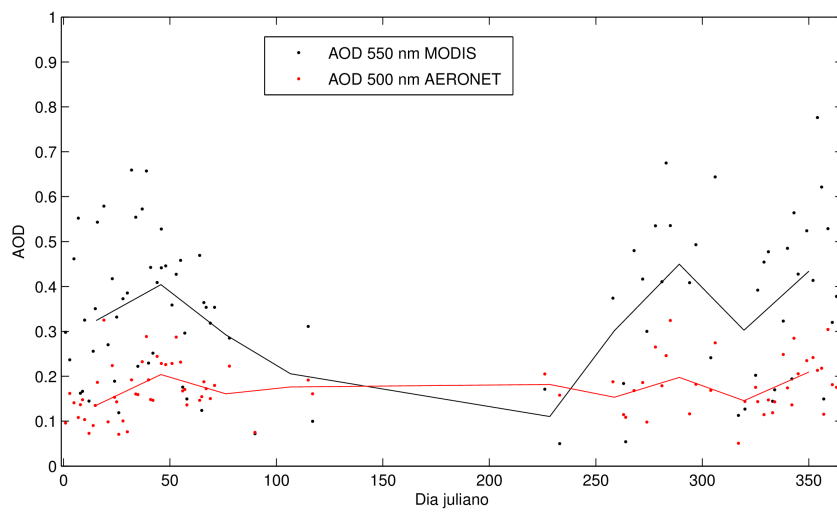


Figura A.2: Datos de AOD en 550 nm de MODIS (negro) y de AOD en 500 nm de AERONET (rojo). Las líneas indican promedios mensuales de los datos. En las absisa se encuentra el día juliano y en las ordenadas el espesor óptico

A.2. Reflectancia de superficie de MODIS

Se presentan las figuras equivalentes a la Figura 4.12 para los canales de MODIS de $0.47 \mu\text{m}$ y $2.12 \mu\text{m}$ (Figs. A.3 y A.4). En la figura A.3 se muestran además los diagramas de dispersión entre ambas reflectancias. En estos diagramas, es evidente la subestimación de la reflectancia de superficie por el algoritmo de aerosoles (MOD04) por sobre la estimada por el BRDF (MCD43B1).

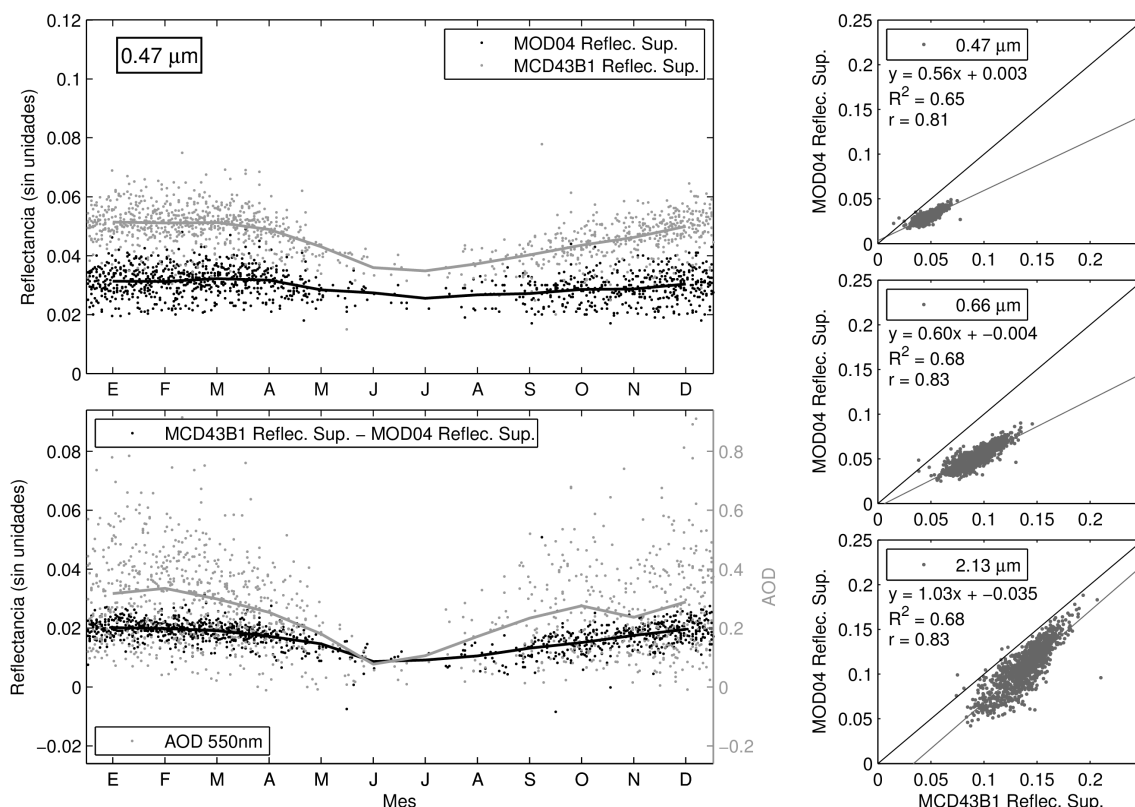


Figura A.3: Panel superior: Reflectancia de superficie en el canal de $0.47 \mu\text{m}$ derivada por el algoritmo de aerosoles (MOD04, en negro) y por el modelo BRDF (MCD43B1, en gris). Panel inferior: Diferencia entre estas dos estimaciones de reflectancia de superficie (en negro) y AOD de MODIS en $0.55 \mu\text{m}$ (en gris) sobre Santiago. Las líneas son promedios mensuales de los valores (puntos). A la derecha, los 3 paneles muestran el gráfico de dispersión entre las dos estimaciones de reflectancia de superficie

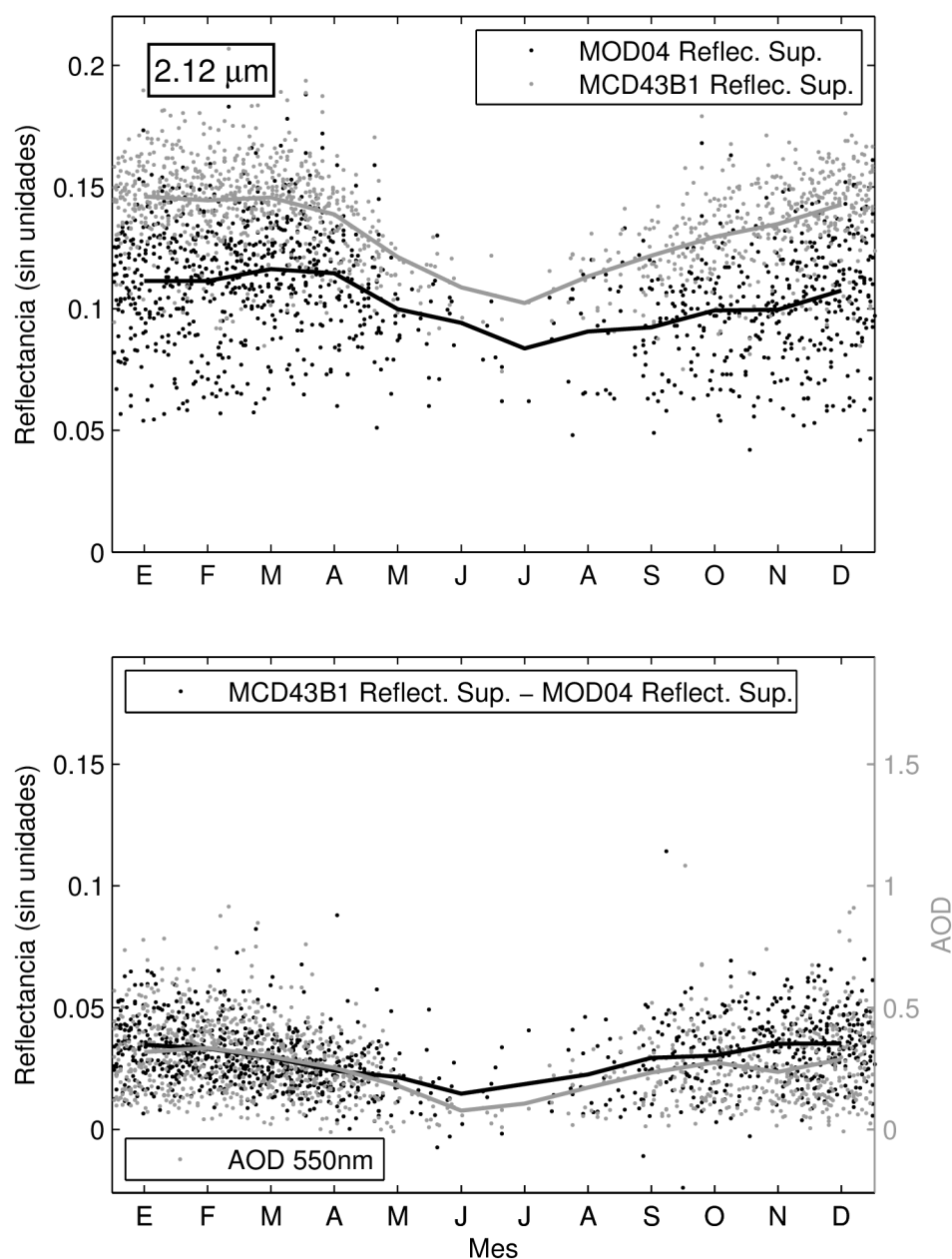


Figura A.4: Panel superior: Reflectancia de superficie en el canal de $2.12 \mu\text{m}$ derivada por el algoritmo de aerosoles (MOD04, en negro) y por el modelo BRDF (MCD43B1, en gris). Panel inferior: Diferencia entre estas dos estimaciones de reflectancia de superficie (en negro) y AOD de MODIS en $0.55 \mu\text{m}$ (en gris) sobre Santiago. Las líneas son promedios mensuales de los valores (puntos).

A.3. MODIS y AERONET en Buenos Aires

En esta sección se muestra la serie de tiempo utilizados en la última parte del capítulo de resultados. Se muestran los datos de la estación de AERONET de Buenos Aires (34.57S,58.5W) y de MODIS en un área de 50 por 50 km y de 25 por 25 km en torno a la estación de AERONET. La metodología utilizada es la misma que para el caso de Santiago. El área escogida de 50 *km* por 50 *km* está centrada en la estación de AERONET.

AERONET en Buenos Aires

La figura A.5 muestra los datos de Buenos Aires de AERONET y la figura A.6 muestra la estacionalidad de los datos.

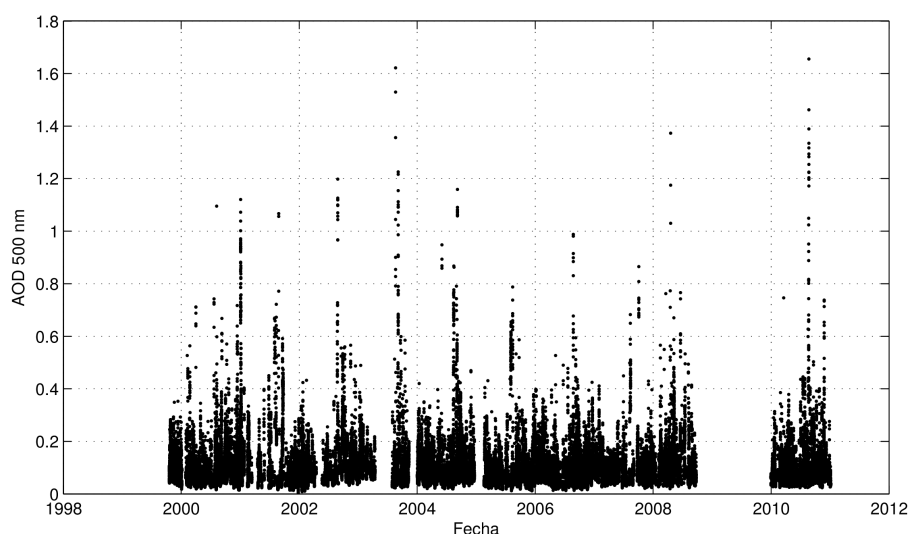


Figura A.5: Datos disponibles nivel 2 de AOD en 500 nm de la red AERONET en la estación de Buenos Aires.

Como se observa en la figura A.5, los promedios mensuales de AOD en 500 *nm* se encuentran entre los valores 0.09 y 0.12, a excepción de los meses de agosto y septiembre, que sobrepasa 0.13.

MODIS en Buenos Aires

La figura A.7 muestra la serie de tiempo de los datos de AOD para una región de 25 por 25 km sobre Buenos Aires y la figura A.8 en una región de 50 por 50 km. Además en la figura A.9 se muestra el tipo de aerosol y la fracción de moda fina reportado en el producto de AOD de MODIS.

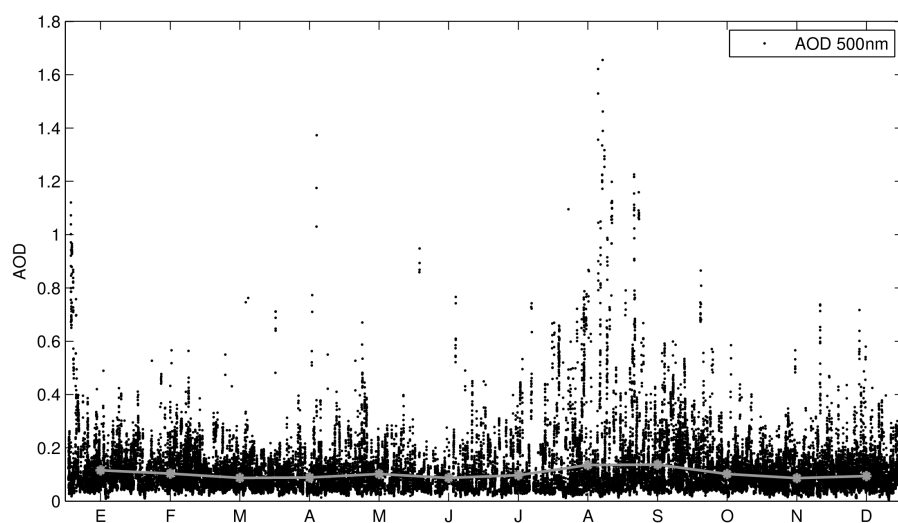


Figura A.6: Ciclo estacional del AOD en Buenos Aires. Los puntos representan las mediciones, ordenadas por el mes en que se realizaron. La línea gris representa promedios mensuales de estos valores.

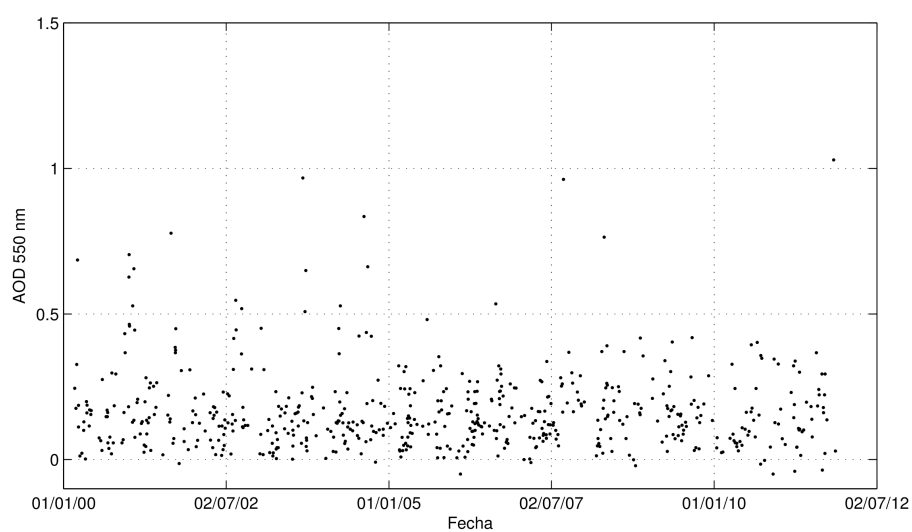


Figura A.7: Serie de tiempo de AOD MODIS sobre un área de 25 por 25 km sobre Buenos Aires.

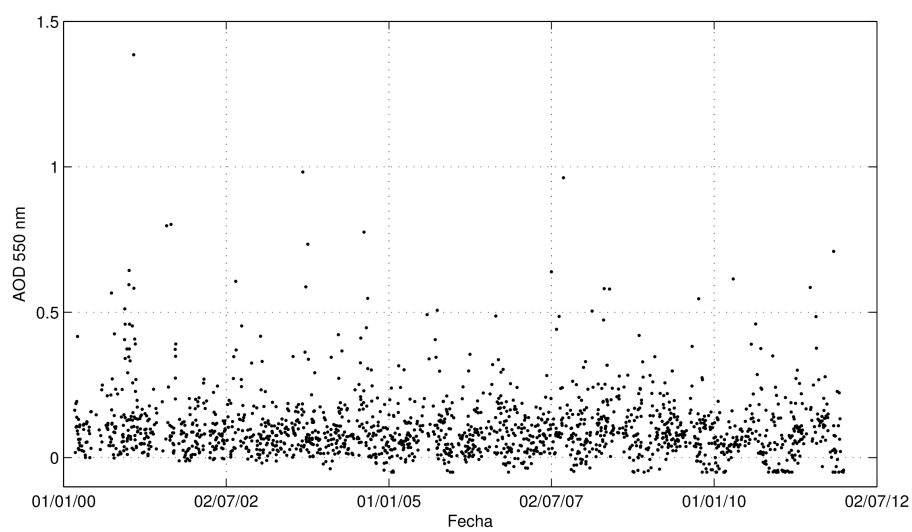


Figura A.8: Serie de tiempo de AOD MODIS sobre un área de 50 por 50 km sobre Buenos Aires.

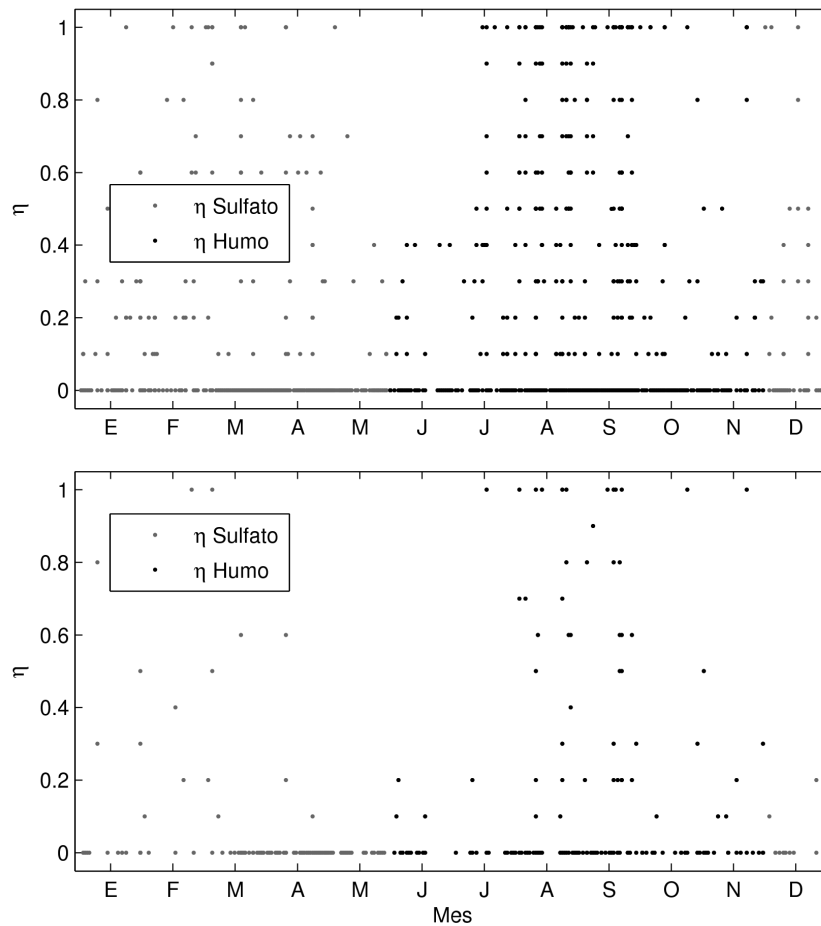


Figura A.9: Tipo de aerosol (negro y gris) y fracción de moda fina (η) reportado en el producto de AOD de MODIS sobre Buenos Aires. En el cuadro superior se muestran todos los pixeles usados y su distribución de η y tipo de aerosol en función del día juliano (indicado en la figura según el mes) en el área de 50 por 50 km. En el cuadro inferior se muestra la misma información para el área de 25 por 25 km sobre Buenos Aires. Es importante notar que en ambos casos entre diciembre y mayo el tipo de aerosol es sulfato y entre junio y noviembre es humo.

A.4. Información meteorológica 22 de julio

La figura A.10 muestra la serie de tiempo de algunas variables meteorológicas observadas en la estación DGF. En línea roja se indica el momento en el que se observa un rápido crecimiento de la capa límite. En la figura se observa que este crecimiento coincide con un aumento de viento norte y minutos más tarde cambia de dirección a viento oeste.

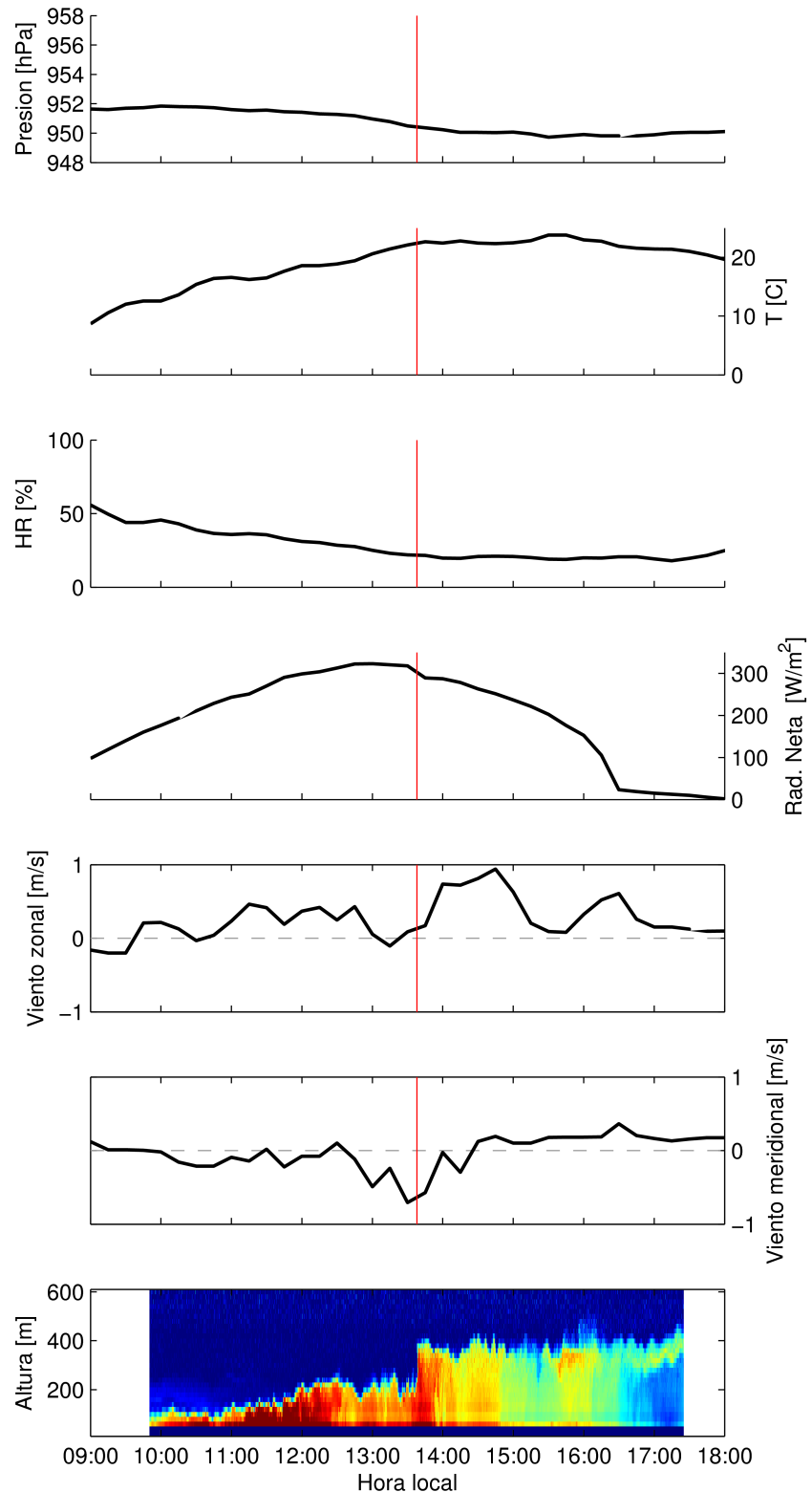


Figura A.10: Variables meteorológicas observadas en la estación DGF el 22 de julio del 2011. El último panel es idéntico al mostrado en la figura 4.2.