



Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín
Facultad de Ciencias
Escuela de Física

TESIS DOCTORAL:

**Propiedades Ópticas de los Aerosoles Atmosféricos en la Región
Andina Colombiana Mediante Análisis de Mediciones Remotas:
LIDAR, Fotométricas y Satelitales**

Presentada por Daniel José Nisperuza Toledo
como requisito parcial para optar al título
de doctor en Ciencias Física

Director:

Dr. Álvaro Efraín Bastidas Gustín

Medellín, Abril 2015

A mis padres Evangelista y Ruby quienes me han apoyado incondicionalmente. A mis hermanos Luz Mary, Jorge Luis y Elicer David que han estado conmigo en todo momento.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios por abrir cada puerta, ser mi guía y darme vida y salud durante el desarrollo de este trabajo.

Agradezco también a toda mi familia por su constante e incondicional apoyo durante los años involucrados en este trabajo. En especial quiero agradecer a mis padres Evangelista y Ruby y a mis hermanos Luz Mary, Jorge Luis y Eliecer David.

Agradezco a la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, en especial a la Escuela de Física y a su planta de profesores y profesionales quienes me brindaron los espacios y herramientas necesarias para cumplir los objetivos propuestos en esta tesis. Agradezco especialmente al profesor Álvaro Bastidas Gustín por su continua orientación y por brindarme la oportunidad de realizar esta investigación en el marco de las actividades del grupo Láseres y Espectroscopía Óptica – GLEO. Agradezco también al laboratorio de calidad del aire CALAIRE de la Facultad de Minas bajo la dirección de la profesora Carmen Elena Zapata por la continua sinergia y apoyo con GLEO. Al profesor José Fernando Jiménez por los espacios generados para la discusión de algunos temas involucrados en este trabajo.

Agradezco a mis amigos y compañeros de trabajo Andrés Bedoya, Mauricio Múnera y Dairo Alegría, compañeros de almuerzo, cafés y agradables conversaciones.

A todos quiero manifestar mis sinceros agradecimientos.

CONTENIDO	
RESUMEN	12
OBJETIVOS	13
INTRODUCCIÓN	14
CAPÍTULO 1 – Propagación de la Luz en la Atmósfera Terrestre	16
1.1. La atmósfera terrestre: Generalidades	16
1.2. El aerosol atmosférico	19
1.3. Propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos	22
1.3.1. Interacción luz-atmósfera	22
1.3.2. Dispersión de la luz en la atmósfera	23
1.3.2.1. Dispersión Rayleigh	28
1.3.2.2. Dispersión Mie	32
CAPÍTULO 2 – Técnicas de Sensado Remoto Atmosférico	40
2.1 Detección Remota: lidar, fotometría solar y lidar satelital	40
2.1.1. Técnica Lidar	40
2.1.1.1. Sistema Lidar-UNAL	41
2.1.2. Técnica de fotometría solar	43
2.1.2.1. El fotómetro Solar - NASA-AEROTNET	45
2.1.2.2. Productos CIMEL	46
2.1.3. Datos Satelitales	47
2.1.3.1. El satélite CALIPSO	48
2.1.3.1.1. Lidar CALIOP	49
CAPÍTULO 3 – Mediciones y Resultados	52
3.1. Definición de los periodos de mediciones	52
3.2. Procesamiento de Datos	55
3.2.1. Lidar-UNAL	55
3.2.1.1. Optimización del sistema lidar	55
3.2.1.2. Tratamiento de la señal	57
3.2.1.2.1. Capa límite atmosférica – CLA	65
3.2.2. Fotómetro CIMEL	93
3.2.3. CALIOP	116
CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS	148
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	151
PUBLICACIONES	156
ANEXOS	158

LISTADO DE FIGURAS

Figura 1.1.	Capas Atmosféricas	17
Figura 1.2.	Comportamiento de la CLA en el ciclo diurno bajo condiciones de cielo despejado	18
Figura 1.3.	Ubicación de la región de estudio: zona urbana del valle de Aburrá, región andina colombiana	19
Figura 1.4.	Componentes del forzamiento radiativo	21
Figura 1.5.	Dispersión de una onda electromagnética plana \vec{E}_i por una partícula de permitividad eléctrica ϵ_p que ocupa un volumen V . El campo dispersado es \vec{E}_s	24
Figura 1.6.	Superficie subtendida por un diferencial de ángulo sólido $d\Omega_s$ en la dirección de dispersión \widehat{k}_s	25
Figura 1.7.	Geometría que define el plano de dispersión como aquel que contiene a \widehat{k}_i y \widehat{k}_s . El ángulo de dispersión es θ	27
Figura 1.8.	Diagrama polar de la intensidad de la radiación dispersada en el proceso de dispersión Rayleigh. <i>curva roja</i> : componente paralela al plano de dispersión; <i>curva verde</i> : componente perpendicular al plano de dispersión; <i>curva azul</i> : intensidad total dispersada. Gráfico obtenido para incidencia de luz a $\lambda = 0.532 \mu m$ sobre una partícula esférica de radio $a = 0.03 \mu m$ e índice de refracción $m = 1.58$	30
Figura 1.9.	<i>Izquierda</i> : coeficiente de dispersión total, según ecuación (41); <i>Derecha</i> : coeficiente de retrodispersión, según ecuación (42). Curvas obtenidas para $\lambda = 0.532 \mu m$ para la atmosfera sobre la ciudad de Medellín – Colombia	32
Figura 1.10.	Geometría general de la dispersión de la luz por una esfera dieléctrica de radio a . La onda incidente se propaga en la dirección $+\hat{z}$	33
Figura 1.11.	Funciones π_n (<i>izquierda</i>) y τ_n (<i>derecha</i>) para $n = 1$ a $n = 6$. 1: violeta; 2: rojo; 3: verde; 4: azul; 5: naranja; 6: negro	35
Figura 1.12.	Diagrama polar de la intensidad de la radiación dispersada en el proceso de dispersión Mie. <i>curva roja</i> : componente paralela al plano de dispersión; <i>curva verde</i> : componente perpendicular al plano de dispersión; <i>curva azul</i> : intensidad total dispersada. Gráfico obtenido para incidencia de luz a $\lambda = 0.532 \mu m$ sobre una partícula esférica de radio $a = 0.54 \mu m$ e índice de refracción $m = 1.58$	36
Figura 1.13.	Q_a , Q_s y Q_{ext} como función del tamaño de las partículas dispersoras para radiación incidente a $\lambda = 0.532 \mu m$. <i>izquierda</i> : para el caso de una partícula no absorbente, $m = 1.58$, $Q_s = Q_{ext}$; <i>derecha</i> : para el caso de una partícula absorbente $m = 1.58 + 0.03i$	38
Figura 1.14.	Q_s^π como función del tamaño de las partículas dispersoras para radiación incidente a $\lambda = 0.532 \mu m$ para el caso de una partícula no absorbente, $m = 1.58$	39
Figura 2.1.	Esquema simple de un sistema lidar	41
Figura 2.2.	Fotografía del sistema lidar UNAL en su configuración original	42
Figura 2.3.	Esquema y fotografía del sistema Lidar-UNAL en su configuración actual	43
Figura 2.4.	Esquema de fotómetro detectando radiación solar directa	44
Figura 2.5.	Ubicación del fotómetro solar CIMEL de la red AERONET en Medellín Colombia	45
Figura 2.6.	Formación de la constelación de satélites A-Train de NASA	48

Figura 2.7.	Trayectoria diurna de CALIPSO: global, sobre América y sobre la región Andina de Colombia	49
Figura 2.8.	Esquema de la arquitectura del sistema CALIOP a bordo del satélite CALIPSO	50
Figura 3.1.	Diagrama de barras de la frecuencia de días según los rangos de humedades relativas: 20-50% y 50-100%	52
Figura 3.2.	Comportamiento anual de la HR para el periodo de Mayo de 2013 a Diciembre de 2014	53
Figura 3.3.	Clasificación por tipo de días: nublado, parcialmente nublado y despejado, para los días reportados en el cronograma general de mediciones. a) Lidar-UNAL; b) Fotómetro; c) Satélite CALIPSO	55
Figura 3.4.	Generación del tercer armónico del láser Nd:YAG	55
Figura 3.5.	Transmitancia de las lentes usadas en el expansor de haz	56
Figura 3.6.	Fotografía de la configuración de la caja de detección	56
Figura 3.7.	Fotografía del sistema electrónico LICEL TR40-160-AP	57
Figura 3.8.	Señal elástica raw a 532 nm	58
Figura 3.9.	Señal elástica lidar cruda a 532 nm en el test de zero bin. Se observa que la señal está desplazada 14 bins	59
Figura 3.10.	Medida de corriente oscura (ruido electrónico) para la señal elástica lidar a 532 nm	59
Figura 3.11.	Señal elástica lidar a 532 nm, con corrección de zero bin y de ruido de fondo	60
Figura 3.12.	<i>Curva negra:</i> señal $S_{offset}(z)$; <i>Curva roja:</i> señal suavizada $S_{offset_sm}(z)$	61
Figura 3.13.	Ejemplo de señal $SRC(z)$ para mediciones lidar a 532nm en Medellín	61
Figura 3.14.	Mapa de color lidar a 532 nm. Medidas realizadas en Medellín el 02 de Julio de 2014	62
Figura 3.15.	Diagrama de bloques de la rutina desarrollada para la inversión de las propiedades ópticas de los aerosoles a partir de mediciones Lidar-UNAL	64
Figura 3.16.	Propiedades ópticas de los aerosoles en la atmósfera de Medellín a partir de mediciones Lidar-UNAL. La curva violeta corresponde a la corrección molecular obtenida de la teoría de dispersión Rayleigh	65
Figura 3.17.	Señal lidar corregida en rango normalizada $X(z)$	66
Figura 3.18.	a) perfil de una función Haar; b) perfil de la derivada de una función gaussiana	67
Figura 3.19.	a) Señal lidar corregida en rango normalizada; b) <i>línea sólida:</i> ondita de Haar, <i>línea punteada:</i> ondita gaussiana; c) perfil de la WCT obtenido a partir de la ondita de Haar (línea continua) y de la ondita gaussiana (línea punteada)	67
Figura 3.20.	<i>Izquierda:</i> Señal lidar corregida en rango normalizada; <i>Derecha:</i> Perfil de la WCT obtenida para dos diferentes valores del parámetro de dilatación: $a = 22.5 m$ (curva sólida) y $a = 75 m$ (curva punteada)	68
Figura 3.21.	Registros Lidar-UNAL a 532 nm de las alturas de tope de la CLA sobre Medellín en el año 2013	74
Figura 3.22.	Registros Lidar-UNAL a 532 nm de las alturas de tope de la CLA sobre Medellín en el año 2014	87
Figura 3.23.	Gradientes de HR y temperatura para los casos reportados en los años 2013 y 2014	88
Figura 3.24.	Frecuencia de horarios en los que se presenta el levantamiento de la CLA	89
Figura 3.25.	Alturas promedio de la CLA sobre la ciudad de Medellín según la clasificación de días por humedades relativas. La altura promedio de la CLA	90

	para los días más secos resulta ser mayor que para los días menos secos	
Figura 3.26.	CLA sobre la ciudad de Medellín para dos días con diferentes humedades relativas. Para el 02 de Julio d 2014 con una HR=40% y para el 17 de Junio de 2014 con una HR=28.9%	90
Figura 3.27.	Coefficientes de retrodispersión y extinción lidar a 532 nm antes y después del levantamiento de la CLA sobre Medellín. La curva violeta corresponde a la corrección molecular obtenida de la teoría de dispersión Rayleigh	93
Figura 3.28.	Registros fotométricos de AOD extrapolados a 532nm. Mediciones correspondientes al año 2013	95
Figura 3.29.	Registros fotométricos de AOD extrapolados a 532nm. Mediciones correspondientes al año 2014	97
Figura 3.30.	Registros de AOD con fotómetro solar CIMEL en la ciudad de Medellín en el año 2013	101
Figura 3.31.	Registros de AOD con fotómetro solar CIMEL en la ciudad de Medellín en el año 2014	116
Figura 3.32.	Gradientes de AOD, HR y temperatura para los casos reportados en los años 2013 y 2014	117
Figura 3.33.	Mapas de color de mediciones CALIOP para datos de nivel 1 según las ecuaciones (105), tomadas el 02 de Julio de 2014. <i>arriba</i> : $\beta'_{532,total}(z)$; <i>centro</i> : $\beta'_{532,\perp}(z)$; <i>debajo</i> : $\beta'_{1064}(z)$. El recuadro rojo resalta la región de estudio en este trabajo	119
Figura 3.34.	Mapas de color de mediciones CALIOP para datos VFM de nivel 2, tomadas el 02 de Julio de 2014. <i>arriba</i> : VFM. Según la escala de colores: 1-aire limpio; 2- nubes; 3-aerosol; 4- capa estratosférica; 5- superficie; 6- subsuperficie; 7-totalmente atenuado. <i>debajo</i> : subclasificación de aerosoles. Según la escala de colores: 1-marino; 2- polvo; 3-polución continental; 4- continental limpio; 5- polvo poluido; 6-smoke. El recuadro rojo resalta la región de estudio en este trabajo	120
Figura 3.35.	Registros satelitales de propiedades ópticas de la atmósfera sobre Medellín. Resultados obtenidos desde los productos de nivel 1 y 2 del sistema CLAIOP a bordo del satélite CALIPSO de NASA	146
Figura 3.36.	Comparación de la altura de la CLA sobre Medellín obtenida con el Lidar-UNAL y la altura promedio de las capas de aerosol detectadas por CALIOP desde satélite en sus productos de nivel 2. Se observa un coeficiente de correlación entre las medidas de 0.72	147

LISTADO DE TABLAS

Tabla 1.1.	Composición gaseosa de la atmósfera	16
Tabla 1.2.	Tamaño y concentraciones de algunas partículas en la atmósfera	16
Tabla 1.3.	Sistema de vigilancia de calidad del aire AMVA	20
Tabla 1.4.	Tipos de dispersión	28
Tabla 2.1.	Características generales del sistema lidar UNAL en su configuración original	42
Tabla 2.2.	Características generales del sistema lidar UNAL en su configuración actual	43
Tabla 2.3.	Características generales del fotómetro CIMEL 317 de NASA-AERONET	46
Tabla 2.4.	Principales características del sistema CALIOP	50
Tabla 2.5.	Resoluciones horizontal y vertical como función de la altitud para los datos de CALIOP	51
Tabla 3.1.	Cronograma de mediciones. a) año 2013. b) año 2014	53
Tabla 3.2.	Generalidades del comportamiento de la CLA sobre Medellín.	88
Tabla 3.3.	Resoluciones de los datos nivel 2 del sistema CALIOP	118
Tabla 3.4.	Parámetros de datos de nivel 2, proporcionados por el sistema CALIOP	120
Tabla 3.5.	Tipos de aerosol detectados por CALIOP en su paso sobre el valle de Aburrá en 2013	148
Tabla 3.6.	Tipos de aerosol detectados por CALIOP en su paso sobre el valle de Aburrá en 2014	148

LISTADO DE ABREVIATURAS

ACTRIS	Aerosol, Cloud and Trace gases Research network
AERONET	AERosol RObotic NETwork
AMVA	Área Metropolitana del Valle de Aburrá
AOD	Aerosol Optical Depth
ASDC	LaRC Atmospheric Science Data Center
c	Velocidad de la luz en el vacío
CALAIRE	Laboratorio de calidad del aire
CALIOP	Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation
CLA	Capa Límite Atmosférica
CNES	Centre National D'Etudes Spatiales
CO	Monóxido de carbono
CSN	Capa Superficial Nocturna
E	Campo eléctrico
EARLNET	European Aerosol Research LIdar NETwork
ESA	European Space Agency
ESPALINET	Spanish and Portuguese LIdar NETwork
ESTEC	European Space research and TEchnology Centre
GAW	Gobal Atmosphere Watch
GES DISC	Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center
GIOVANNI	Geospatial Interactive Online Visualization ANd aNalysis Infrastructure
GLEO	Grupo Láseres y Espectroscopía Óptica
H	Campo magnético
HDF	Hierarchical Data Format
HYSPLIT	HYbrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory model
I	Intensidad de radiación de electromagnética
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
k	Coefficiente de extinción atmosférico
LALINET	LATinamerica LIdar NETwork
LaRC	Langley Research Center
LIDAR	LIGHT Detection And Ranging Sistema lidar desarrollado en la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín
Lidar-UNAL	
m	Índice de refracción
NASA	National Aeronautics and Space Administration
Nd:YAG	Neodimio YAG (referente al medio activo del láser)
NO ₂	Dioxido de nitrógeno
O ₃	Ozono

P	Potencia
PM10	Material particulado menor o igual a 10 micras
PM2.5	Material particulado menor o igual a 2.5 micras
PST	Partículas Suspendidas Totales
SCR	Señal lidar Corregida en Rango
SIATA	Sistema de Alerta Temprana de Medellín y el Valle de Aburrá
SO ₂	Dióxido de azufre
SVCA	Sistemas de Vigilancia de Calidad del Aire
VFM	Vertical Feature Mask
WCT	Wavelet Covariance Transform
z	Altura
a	Coefficiente de Angstrom
α	Coefficiente de absorción
β	Coefficiente de dispersión
λ	Longitud de onda
μ	Permeabilidad magnética
τ	Profundidad óptica de aerosoles (corresponde al AOD)
ω	Frecuencia angular
ε	Permitividad eléctrica
σ_s	Sección transversal de dispersión
ε''_p	Parte imaginaria de la permitividad eléctrica de una partícula
ε'_p	Parte real de la permitividad eléctrica de una partícula
σ_a	Sección transversal de absorción
σ_{ext}	Sección transversal de extinción
σ_g	Sección transversal geométrica
Q_a	Eficiencia de absorción
Q_s	Eficiencia de dispersión
Q_{ext}	Eficiencia de extinción
δ	Factor de despolarización
L_m	Razón lidar molecular
L_a	Razón lidar de aerosoles
m_{θ_0}	Masa óptica

RESUMEN

Técnicas de sensado remoto atmosférico lidar en tierra, fotometría solar, y lidar satelital fueron utilizadas en el estudio de las propiedades ópticas del aerosol con el propósito de contribuir al conocimiento de la fenomenología de la baja atmosfera en la ciudad de Medellín, la cual está ubicada en el Valle de Aburrá, zona andina tropical de Colombia, (6.26 N, 75.58 O, 1471 m.s.n.m). En este trabajo se desarrollaron actividades de monitoreo diurno de las alturas de la capa límite atmosférica CLA local durante Enero/2013 a Diciembre/2014, logrando un conjunto de datos importante para la obtención de resultados de la variabilidad típica de la CLA asociada al comportamiento del AOD, los coeficientes de retrodispersión, alturas de las capas de aerosol detectadas vía satelital, y a los registros de temperatura y humedad relativa en superficie. Como soporte a tales actividades, se desarrollaron en este trabajo diversas tareas como la implementación y optimización de los equipos de medición en la estación Lidar-UNAL, implementación de los algoritmos matemáticos de inversión, la decodificación y tratamiento de la información satelital, y el desarrollo de los códigos de modelamiento de los fenómenos de dispersión de la luz, que en definitiva condujeron al análisis conjunto de datos y a la correlación de los resultados.

OBJETIVOS

Objetivo general

Analizar las propiedades ópticas de las partículas atmosféricas de aerosol en la región andina del noroccidente de Colombia a partir de mediciones con instrumentos lidar, fotómetro solar y satelitales.

Objetivos específicos

- Implementar los canales de detección y de registro de señales de la estación lidar de la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, optimizando los sistemas emisor y receptor.
- Apropiar la tecnología de detección remota de los satélites de la NASA, (cámaras de campo extendido, espectro radiómetros y sistemas lidar), relacionada con el uso de las bases de datos que generan en su sondeo a su paso sobre el territorio Colombiano.
- Programar y realizar campañas estratégicas de mediciones de aerosoles en forma simultánea con lidar, fotómetro solar, y satélites.
- Generar una base de datos útil para realizar el proceso de inversión a partir de la elaboración de algoritmos matemáticos que permitan pasar de propiedades ópticas de aerosoles a las respectivas propiedades físicas de la atmósfera.

INTRODUCCIÓN

La actividad humana en el contexto político, económico, y tecnológico, ha influido de manera importante en el incremento de la carga de partículas de aerosol en la atmósfera terrestre, con efectos que impactan directamente la meteorología de una región, el clima, y la calidad del aire a modo de fenómenos generales. Las zonas densamente pobladas en cercanías a centros de producción industrial, regiones afectadas por contaminantes de origen volcánico y por partículas en suspensión formadas por sustancias químicas de emisiones vehiculares, representan un claro indicativo de la importancia de estudiar y comprender no sólo la información físico-química de los componentes atmosféricos, que puede obtenerse de tecnologías confiables, eficaces y accesibles, (técnica y económicamente), sino permitir el establecimiento de criterios de evaluación, comparación y control que deben involucrarse necesariamente en la definición de las políticas ambientales.

Uno de los componentes atmosféricos que desempeña un importante papel en este ámbito son las *partículas de aerosol*, considerados como sistemas coloidales embebidos en la atmósfera, cuya presencia no solo está influenciada por la dinámica atmosférica, que acaba determinando su cobertura geográfica, sino que éstos influyen sobre dicha dinámica, en una complejísima realimentación. Estas partículas que se encuentran suspendidas en el aire y pueden clasificarse en naturales, compuestos principalmente por cenizas volcánicas, esporas, polen, sal marina, polvo natural, etc., y en antropogénicos derivados de la actividad humana, como humo de chimeneas, partículas minerales que surgen de procesos industriales, y las partículas de origen fotoquímico, entre otros.

Los aerosoles suspendidos en la atmósfera terrestre, en concentraciones que van desde unos pocos microgramos por metro cúbico de un aire limpio a los $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ de una atmósfera muy contaminada, cuyo rango en tamaño varía entre $0,01 \mu\text{m}$ hasta algunas decenas de μm , ya sean de origen natural o de origen antropogénico, influyen directamente en el balance radiativo entre la superficie terrestre y la atmósfera, y son determinantes como núcleos de condensación en el proceso de formación de nubes.

Existen redes mundiales de monitoreo de aerosoles con diversas estaciones diseminadas por todo el globo terrestre, entre ellas AERONET (Aerosol RObotic NETwork), EARLINET (European Aerosol Research Lidar NETwork), SPALINET (Spanish and Portuguese Lidar NETwork), ACTRIS (Aerosol, Cloud and Trace Gases Research Network), el centro ESTEC (European Space Research and Technology Centre), que con el apoyo de la agencia espacial Europea (ESA) y de la NASA en Estados Unidos, que proporcionan información distribuida globalmente del espesor óptico de aerosoles, de la cantidad de agua precipitable y del ozono, entre otros.

El estudio y monitoreo de los aerosoles atmosféricos en Colombia se torna en una compleja actividad debido en gran parte a que está ubicada en la zona tropical, región en la que se capta significativas proporciones de energía solar. Por su topografía accidentada, la influencia de los océanos Pacífico y Atlántico, su proximidad a la región selvática del Amazonas, la presencia de la cordillera Andina en gran parte de su territorio, y la influencia continua de los vientos alisios provenientes de noreste y sureste (que hacen susceptible el transporte de biomasa del sur del continente y de aerosoles marítimos provenientes de los océanos a las regiones montañosas del territorio), la dinámica de su atmósfera en esta región se torna difícil de estudiar, sobre lo cual algunos esfuerzos se han centrado partiendo de mediciones de campo hechas en alturas muy bajas de la tropósfera, con instrumentos como impactores de material particulado y globos piloto, en la implementación de modelos numéricos que simulan la estabilidad y rompimiento de la inversión térmica en atmósferas de regiones montañosas. Los resultados muestran que la información así obtenida resulta escasa al momento de ser incluida y relacionada con datos continentales y mundiales en procura de la comprensión de la dinámica atmosférica global y su influencia en el clima.

De esta forma, este trabajo puede ser considerado como un aporte científico en procura de contribuir a la comprensión de la interacción Tierra-atmósfera en la particular y compleja región de estudio, involucrando las partículas de aerosol como trazadores de su misma dinámica.

La investigación se centra en el análisis de las propiedades ópticas de las partículas de aerosol suspendidas en la baja tropósfera de la región andina del noroccidente colombiano, soportado en el uso de las técnicas de detección remota atmosférica como mecanismo de monitoreo en tiempo real de propiedades de los aerosoles tropicales, tales como el espesor óptico (AOD), los coeficientes de retrodispersión y de extinción, y la evolución diurna de la capa límite atmosférica (CLA), en procura de cuantificar el efecto del forzado radiativo en esta región.

Este trabajo está estructurado de forma secuencial, reportando el capítulo 1, con el marco general del rol de los aerosoles atmosféricos en el balance radiativo y la calidad del aire en el valle de Aburrá, incluyendo el desarrollo matemático de los fundamentos físicos en los que se basan las técnicas de detección remota utilizadas: la dispersión Rayleigh y Mie. En el capítulo 2 se describen las técnicas lidar, fotometría solar y lidar satelital implementadas en este trabajo, describiendo el tipo de medidas y productos que cada instrumento proporciona. El capítulo 3, describe los criterios de selección y establecimiento de los periodos de medidas así como un análisis de los resultados obtenidos. Finalmente se establecen algunas conclusiones relevantes en el desarrollo de esta investigación.

Capítulo 1

Propagación de la Luz en la Atmósfera Terrestre

1.1. La atmósfera terrestre: Generalidades

La atmósfera terrestre es una relativa delgada capa gaseosa que rodea a la tierra. El 99% de su masa se encuentra distribuida en sus primeros 30km de altura. Su composición es heterogénea distinguiéndose principalmente gases y partículas en suspensión [1][2], la tabla 1.1 muestra una lista de los principales gases que componen la atmósfera y su concentración promedio. Las partículas varían en su composición química y en su tamaño, el cual puede ir típicamente desde 0.01 μm a varias decenas de micrómetros. La tabla 1.2 lista algunos ejemplos de estas partículas y sus concentraciones típicas [2].

Tabla 1.1. Composición gaseosa de la atmósfera (Kovalev K, Eichinger W, Elastic LIDAR: Theory, Practice and Analysis Methods, 2004)

Gas	Concentración	
	<i>ppm</i>	<i>ug/m³</i>
Nitrógeno	756.500	8,67 x 10 ⁸
Oxígeno	202.900	2,65 x 10 ⁸
Agua	31.200	2,30 x 10 ⁷
Argón	9.000	1,47 x 10 ⁷
Dióxido de Carbono	305	5,49 x 10 ⁷
Neón	17,4	1,44 x 10 ⁴
Helio	5,0	8,25 x 10 ²
Metano	1,16	7,63 x 10 ²
Kriptón	0,97	3,32 x 10 ³
Óxidos Nitrosos	0,49	8,73 x 10 ²
Hidrógeno	0,49	4,00 x 10 ¹
Xenón	0,08	4,17 x 10 ²
Vapores Orgánicos	0,02	--

Tabla 1.2. Tamaño y concentraciones de algunas partículas en la atmósfera (Kovalev K, Eichinger W, Elastic LIDAR: Theory, Practice and Analysis Methods, 2004)

Partícula	Tamaño		Concentración	
	<i>Um</i>		<i>ug/cm³</i>	
	<i>Desde</i>	<i>Hasta</i>	<i>Desde</i>	<i>Hasta</i>
Gotas de Agua	10 ²	10 ⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻²
Aerosoles	10 ⁻²	10 ²	10	10 ³

Una caracterización térmica permite identificar cinco capas en la atmósfera. Desde el tope superior hasta la superficie terrestre: la exósfera, la termósfera, la mesósfera, la estratósfera y la tropósfera [1][3]. Ver figura 1.1.

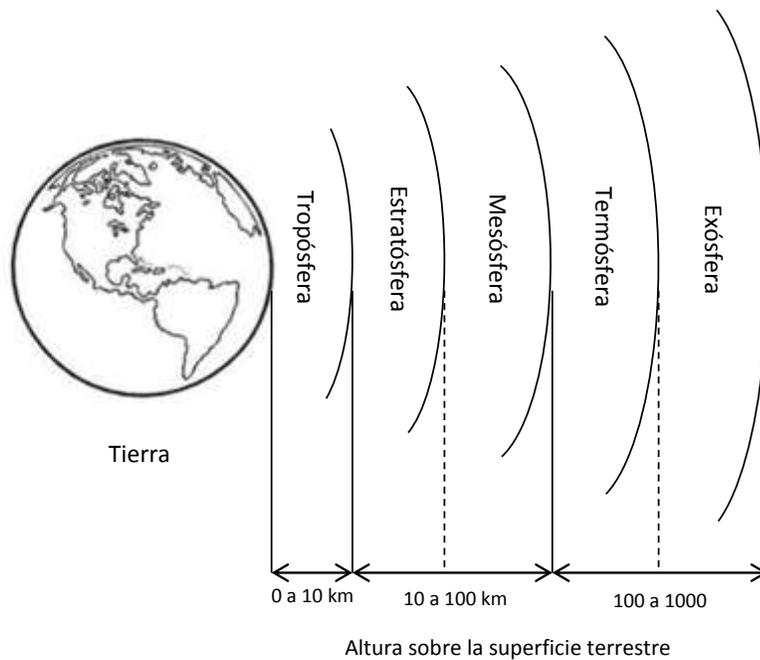


Figura 1.1. Capas Atmosféricas.

Una importante subcapa de la tropósfera es la Capa Límite Atmosférica (CLA) en la cual se desarrolla casi toda la actividad humana. Se han establecido muchas definiciones de la CLA. Una de las más utilizadas por la comunidad científica mundial es la que proporcionó Stull en 1992, al considerar la CLA como “*la parte de la tropósfera que está directamente influenciada por la rugosidad del terreno, y responde a los forzamientos superficiales en una escala de tiempo de alrededor de una hora o menos*” [4]. Debido a la turbulencia característica de esta capa, el mezclado de componentes en ella se lleva a cabo en un tiempo de alrededor de una hora. Usualmente la CLA contiene una mayor concentración de partículas de aerosol que la atmósfera directamente sobre ella conocida como atmósfera libre [5].

Un aspecto importante presente en la CLA es su variación diurna, la cual tiene su origen en la radiación solar [5]: La atmósfera terrestre es ampliamente transparente a la radiación electromagnética proveniente del sol, así, gran parte de ella logra atravesarla y alcanza la superficie de la tierra. En contraste la superficie terrestre es opaca a la radiación solar y consecuentemente la mayor parte de ésta es absorbida provocando un calentamiento de la superficie. Ésta reemite este calor en forma de radiación electromagnética infrarroja, parte de la cual escapa de la atmósfera al espacio exterior y otra es retenida por ella. De esta manera la atmósfera es calentada desde su parte más baja en lo que se denomina un proceso convectivo. La ausencia de sol durante la noche causa que los procesos convectivos

desaparezcan, provocando una estratificación vertical de la atmósfera, la cual procede a desvanecerse con la convección diurna, ver figura 1.2. Cuando la convección ocurre el mezclado ocurre típicamente hasta alturas menores a 1 o 2 kilómetros. Esta altura es comúnmente tomada como la altura de la CLA (*la altura de la CLA es un parámetro crucial en estudios de calidad del aire, debido a que ella determina el volumen atmosférico en el cual los poluentes de se pueden mezclar*) [6].

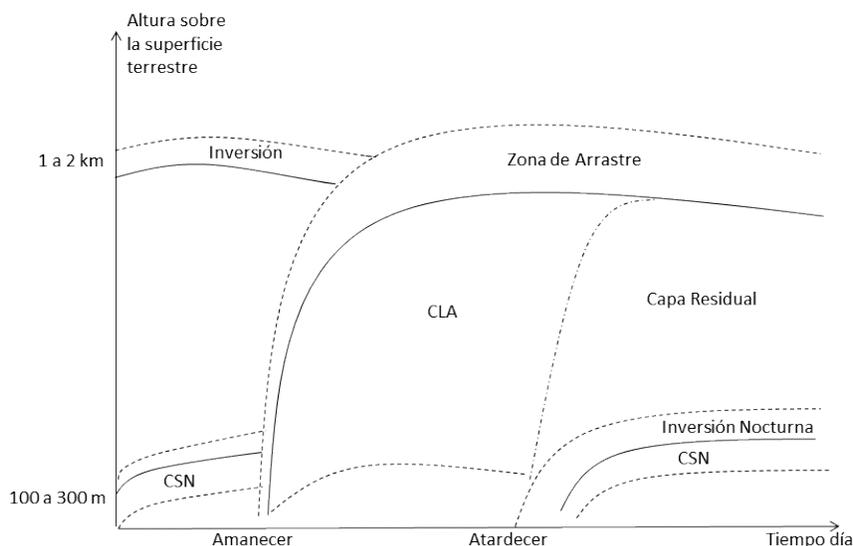


Figura 1.2. Comportamiento de la CLA en el ciclo diurno bajo condiciones de cielo despejado (Wallace, J., Hobbs, P. Atmospheric Science: An Introductory Survey, 2006).

La figura 1.2 describe el comportamiento variable de la CLA en condiciones de cielo despejado. La noche generalmente termina con una capa superficial nocturna (CSN) en la cual el mezclado es causado por el viento, y su altura depende drásticamente de la velocidad del viento y de la rugosidad del terreno, pero raramente supera los 300m. Sobre la CSN la atmósfera está ligeramente estratificada debido a la pérdida de calor hacia el espacio exterior. Cuando el sol aparece en la mañana, la atmósfera empieza a calentarse desde su parte más baja dando lugar a turbulencia y a los movimientos convectivos. La convección fluye penetrando la capa estratificada sobre la CSN, reemplazándola por la capa límite convectiva. La parte más baja de la CLA, donde la turbulencia producida por el viento es comparable con la producida por la convección, se conoce como la capa superficial. En un caso ideal a medida que avanza el tiempo el espesor de la región convectiva alcanza la altura que poseía el día anterior. En el atardecer el flujo de calor desde la superficie cesa, y lo que era la CLA se transforma en una calmada capa mezclada denominada capa residual. Cerca de la superficie, el viento causa fricción y genera una nueva CSN [5][7][8] [9][10].

Los resultados y análisis reportados en este trabajo corresponden a las propiedades ópticas de las partículas de aerosol dentro de la CLA.

1.2.El aerosol atmosférico

Los aerosoles son partículas suspendidas en la atmósfera, pueden hallarse en estado sólido, o líquido, y su influencia resulta fundamental en el clima del planeta. En términos más rigurosos los aerosoles son sistemas coloidales en los que [11]:

- La velocidad de sedimentación es pequeña
- Los efectos inerciales durante su movimiento son despreciables
- Su movimiento se debe básicamente al movimiento Browniano

El aerosol atmosférico se puede clasificar según diferentes criterios. Desde el punto de vista del origen, puede ser natural o antropogénico. Atendiendo al mecanismo de formación, las partículas de aerosol se clasifican en primarias cuando son emitidas como tales a la atmósfera como los provenientes de los océanos, regiones áridas, volcanes o todo aerosol de origen biológico; y secundarias cuando son generados a través de reacciones químicas de gases o compuestos presentes en la atmósfera. Según su fuente podemos encontrar aerosoles: extraterrestres, partículas marinas, minerales, sulfatos y derivados, nitratos y derivados, orgánicos, carbonáceos, volcánicos y biológicos. Los aerosoles pueden también ser clasificados según su tamaño (diámetro) como [11][12]:

- Modo de condensación o núcleos Aitken, cuyas dimensiones oscilan desde unos nm hasta 0,1 μm .
- Modo o rango de acumulación, que ocupa entre 0,1 y 1-2 μm .
- Partículas gruesas (o coarse), que van desde 1 a decenas de μm .

El estudio de los aerosoles debe abordarse desde diferentes puntos de vista. En Colombia, siguiendo el esquema de monitoreo atmosférico comúnmente usado a nivel mundial, los aerosoles se han venido estudiando desde los años 80s mediante sistemas de vigilancia de calidad del aire (SVCA) que evalúan con variedad de equipamiento en superficie la concentración del material particulado PM10 y PM2.5. En la región Andina noroccidental del país (región de estudio de este trabajo), específicamente en el Valle de Aburrá (6.26°N, 75.58°O), ver figura 1.3, la SVCA encargada de monitorear los niveles de los contaminantes es el Área Metropolitana del Valle de Aburrá (AMVA), la cual monitorea variables como: material particulado PM10 y PM2.5, SO₂, NO₂, CO y O₃ [13] [14]. La tabla 1.3 lista las estaciones pertenecientes al AMVA y los parámetros monitoreados por cada una de ellas.



Figura 1.3. Ubicación de la región de estudio: zona urbana del valle de Aburrá, región andina colombiana.

Tabla 1.3. Sistema de vigilancia de calidad del aire AMVA.

Nombre de la estación	Fecha de inicio de operación	Contaminantes monitoreados						
		SO ₂	NO ₂	O ₃	CO	PM10	PM2.5	PST
Barbosa	2001					X		
Girardota	2007					X		
Copacabana	2004					X		
Bello	2007					X		
Aguinaga	2003	X	X		X	X	X	
Universidad Nacional de Colombia	2000	X	X		X	X	X*	
Universidad de Antioquia	2001					X		
Universidad de Medellín	2001					X		
UPB								
CORANTIOQUIA	2002					X		
Politécnico	1993	X	X			X	X	
San Antonio Poblado - CES	2007					X		
Itaguí	2008			X	X		X	
Itaguí	1994	X	X			X		
PTAR	2002			X		X		
Ditaires	2008			X	X	X	X	
La Estrella	2008					X		
Sabaneta	2004					X		
Caldas	2007					X		
Movil	2004	X	X	X	X	X		

*Recientemente incluida

En un análisis más profundo del papel de los aerosoles en la atmósfera, estos interactúan con la radiación solar y térmica modulando el balance radiativo de la Tierra [15]. La Tierra absorbe una parte de la radiación solar que incide sobre ella y refleja el resto. Esta energía que entra es redistribuida por las circulaciones atmosféricas y oceánicas y reemitida al espacio en longitudes de onda del infrarrojo. De este modo, se produce un balance global entre la energía entrante, de origen solar, y la saliente, emitida por la Tierra [16]. Los aerosoles pueden alterar el intercambio radiativo de la Tierra con el espacio, esto se denomina forzamiento radiativo y puede entenderse como cualquier cambio en el balance de energía del sistema Tierra-Atmósfera. Se habla de forzamiento positivo si el efecto es producir un calentamiento de la superficie terrestre y de la baja atmósfera, y negativo en caso contrario.

Es característico del aerosol atmosférico que el forzado sea completamente variable], tanto espacial como temporalmente, debido a las múltiples contribuciones posibles. Aunque la mayor parte del aerosol se localiza en las capas bajas de la troposfera (dentro de la CLA), el efecto radiativo depende de su distribución vertical en la atmósfera, que se ve

sustancialmente alterada por la presencia de capas de aerosol en la troposfera libre en procesos de transporte de partículas a media y larga distancia. Esto causa grande incertidumbres en la cuantificación del efecto de los aerosoles en el forzamiento radiativo.

Los efectos radiativos de los aerosoles se pueden clasificar como directos o indirectos. Los efectos directos están relacionados con la absorción y la dispersión de la radiación solar y terrestre. Las variables claves para entender y cuantificar el forzamiento radiativo directo son las propiedades ópticas de los aerosoles, que dependen de la longitud de onda de la radiación que interactúe con ellos, su composición, concentración y distribución espacio-temporal. Los efectos radiativos indirectos se manifiestan en la modificación de las propiedades microfísicas de las nubes ya que actúan como núcleos de condensación y núcleos de formación de hielo, e influyen en la química del ozono al modificar la radiación ultravioleta. Se debe mencionar que no sólo los aerosoles causan un forzado radiativo, tal como lo evidencia el último reporte (2013) del Panel Intergubernamental de Cambio Climático, IPCC por sus siglas en inglés [17], ver figura 1.4.

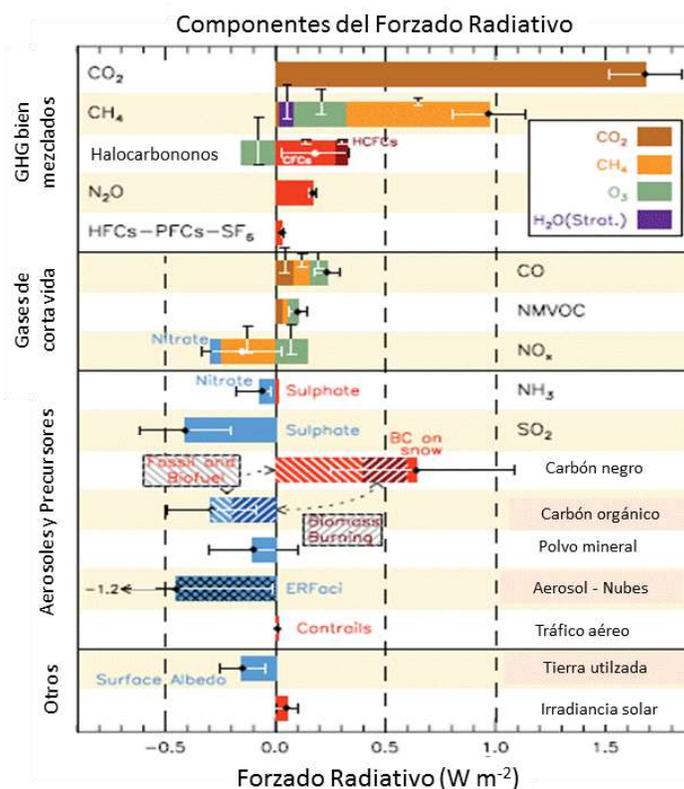


Figura 1.4. Componentes del forzamiento radiativo (Reporte del IPCC sobre el cambio climático, 2013).

En este trabajo se busca cuantificar los efectos de los aerosoles (contenidos en la CLA) a través del análisis de sus propiedades ópticas, determinadas mediante la sinergia entre mediciones con técnicas de detección remota: Lidar (LIght Detection And Ranging), fotometría solar y satelitales [18][19][20][21][22][23]. Estas técnicas están fundamentadas en los procesos físicos involucrados en la interacción de la radiación electromagnética con los diferentes componentes en los distintos estratos de la atmósfera. En las subsecciones

siguientes se hará una descripción detallada sobre estos procesos físicos, describiendo los parámetros fundamentales involucrados en las propiedades ópticas de los aerosoles.

1.3. Propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos

1.3.1. Interacción luz-atmósfera

Cuando la luz se propaga a través de la atmósfera interactúa con las partículas y moléculas que la componen. A medida que la luz se propaga, su intensidad (energía por unidad de área por unidad de tiempo, J/m^2s) es atenuada debido, principalmente, a los procesos de dispersión y absorción: en el primero, existe una redistribución espacial de la energía de la onda electromagnética que interactúa con los diferentes componentes atmosféricos; en el segundo, parte de la energía de la onda incidente se transfiere a las partículas y/o moléculas incrementando su energía interna y retransmitiéndose luego al medio generalmente en forma de calor [24].

La atenuación de la luz en la atmósfera está adecuadamente descrita por la conocida ley de Beer-Lambert-Bouguer [1][8][25]:

$$I_{\lambda}(z) = I_{0\lambda} \text{Exp}\left[-\int_0^z k(\lambda) dz\right] \quad (1.1)$$

donde $I_{0\lambda}$ es una intensidad referencia a la longitud de onda λ (en m) y $k(\lambda)$ es el coeficiente de atenuación atmosférico (en m^{-1}); En la atmósfera terrestre, en condiciones de cielo despejado, las contribuciones debidas a la dispersión múltiple pueden ser ignoradas [26].

Cuatro procesos individuales son determinantes en el coeficiente de atenuación atmosférico: la absorción molecular, la dispersión molecular, la absorción por partículas o aerosoles y la dispersión por partículas o aerosoles. De esta manera $k(\lambda)$, en la ecuación (1.1), puede escribirse como [21][25] [26] [27][28]:

$$k(\lambda) = \alpha(\lambda)_m + \beta(\lambda)_m + \alpha(\lambda)_a + \beta(\lambda)_a \quad (1.2)$$

donde α denota la absorción, β la dispersión, m la contribución molecular y a la contribución de los aerosoles.

En las técnicas de medición involucradas en este trabajo el proceso de dispersión predomina sobre la absorción, debido a que las longitudes de onda de la radiación electromagnética empleada caen en lo que se conoce como ventanas atmosféricas [3], o regiones específicas del espectro electromagnético en las que la radiación se propaga a través de la atmósfera terrestre sin ser absorbida drásticamente. De esta manera, el coeficiente de atenuación atmosférica en la ecuación (1.2) se reduce a [27]:

$$k(\lambda) = \beta(\lambda)_m + \beta(\lambda)_a \quad (1.3)$$

y las propiedades ópticas de los constituyentes atmosféricos quedan asociadas a la determinación de los coeficientes de dispersión $\beta(\lambda)$ y de atenuación $k(\lambda)$, según la ecuación (1.3) [29][30][31][32].

Una propiedad óptica importante en estudios atmosféricos derivada directamente de la ley de Beer-Lambert-Bouguer es la profundidad óptica de aerosoles $\tau(\lambda)$ (AOD por sus siglas del inglés Aerosol Optical Depth) [1][8][33][34]:

$$\tau(\lambda) = \int_0^{z_1} k(\lambda) dz \quad (1.4)$$

El AOD es una cantidad adimensional, que está relacionado con la cantidad de partículas presentes en una columna de atmósfera, a mayor cantidad de partículas mayor el valor de AOD, por lo que es un parámetro óptico que puede relacionarse de manera directa con la calidad del aire en una región. El comportamiento del AOD durante el día está estrechamente ligado a los procesos de forzado radiativo. Detalles sobre esta variable óptica y sobre su medición con la técnica de fotometría solar se presentan en el capítulo 2.

1.3.2. Dispersión de la luz en la atmósfera

La dispersión es el proceso mediante el cual los componentes atmosféricos hacen que un haz radiante incidente sobre ellos pueda desviarse a cualquier dirección posible, representando de este modo una redistribución espacial de la energía [1][8][25][26][35]. Este complejo proceso depende de la longitud de onda de la radiación usada, de la composición química de los dispersores (componente atmosférico que causa la dispersión), su índice de refracción y del tamaño y forma de los mismos [35]. La dispersión de la luz puede ser de naturaleza elástica o inelástica [27]: elástica si la longitud de onda de la radiación que ha sufrido la dispersión es la misma que la de la radiación incidente, e inelástica si estas longitudes de onda no son iguales. En el contexto de este trabajo se centrarán las discusiones a los procesos de dispersión elástico.

Para describir los parámetros básicos involucrados en la dispersión de la luz, considérese una onda electromagnética plana incidiendo sobre una partícula la cual tiene una permitividad eléctrica ϵ_p diferente de la permitividad del medio que la rodea ϵ [35]. El origen del sistema coordenado es tomado sobre la partícula, ver figura 1.5.

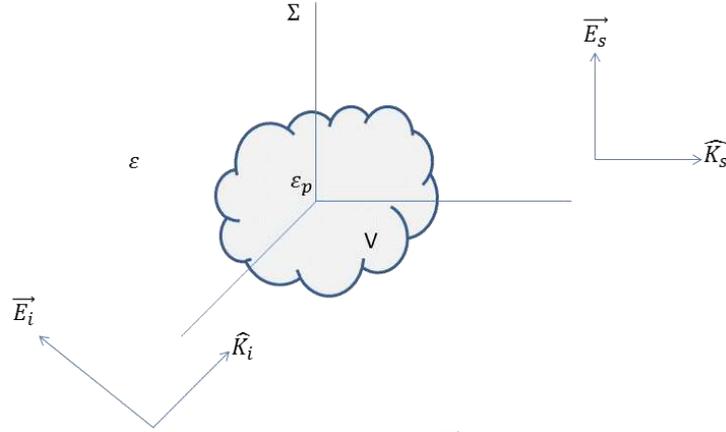


Figura 1.5. Dispersión de una onda electromagnética plana \vec{E}_i por una partícula de permitividad eléctrica ϵ_p que ocupa un volumen V . El campo dispersado es \vec{E}_s .

La onda incidente se propaga en la dirección \hat{k}_i y su campo eléctrico se orienta en una dirección \hat{e}_i perpendicular a esta. El campo eléctrico de la onda incidente se puede escribir como [26][35]:

$$\vec{E}_i(\vec{r}) = \hat{e}_i E_0 e^{ik \hat{k}_i \cdot \vec{r}} \quad (1.5)$$

donde $\vec{r} = x\hat{i} + y\hat{j} + z\hat{k}$ es el vector posición medido desde el origen del sistema de referencia Σ , E_0 representa la amplitud del campo eléctrico, $k = \omega\sqrt{\mu\epsilon} = \frac{2\pi}{\lambda}$ es el número de onda en la cual ω representa la frecuencia angular, μ representa la permeabilidad magnética del medio que rodea la partícula y λ representa la longitud de onda. La dependencia armónica en el tiempo $e^{i\omega t}$ no se ha tenido en cuenta en la ecuación (1.5).

La partícula dispersa ondas en todas las direcciones. En el campo lejano la onda dispersada (en español suele denominarse así a la onda que ha sufrido dispersión) es una onda esférica. Sea \vec{E}_s la onda dispersada en el campo lejano en la dirección \hat{k}_s , de tal manera que [26][35]:

$$\vec{E}_s(\vec{r}) = \hat{e}_s f(\hat{k}_s, \hat{k}_i) E_0 \frac{e^{ikr}}{r} \quad (1.6)$$

donde \hat{e}_s es perpendicular a \hat{k}_s y $f(\hat{k}_s, \hat{k}_i)$ es la denominada amplitud de dispersión desde la dirección \hat{k}_i a la \hat{k}_s .

El campo magnético asociado a la onda incidente se puede escribir como:

$$\vec{H}_i = \frac{1}{\sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}}} \vec{k}_i \times \vec{E}_i \quad (1.7)$$

El vector de Poynting [36][37][38][39][40] denota el flujo de potencia por unidad de área en la dirección de propagación de la onda. Se tendrá entonces:

$$\vec{S}_l = \frac{1}{2} \text{Re} \{ \vec{E}_l \times \vec{H}_l \} = \frac{|E_l|^2}{2\sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}}} \hat{k}_l \quad (1.8)$$

Para onda dispersada se satisface también que:

$$\vec{H}_s = \frac{1}{\sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}}} \vec{k}_s \times \vec{E}_s \quad (1.9)$$

y

$$\vec{S}_s = \frac{1}{2} \text{Re} \{ \vec{E}_s \times \vec{H}_s \} = \frac{|\vec{E}_s|^2}{2\sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}}} \hat{k}_s \quad (1.10)$$

Reemplazando la ecuación (1.6) en la (1.10) se tiene que:

$$\vec{S}_s = \frac{|f(\hat{k}_s, \hat{k}_l)|^2}{r^2} \frac{|E_0|^2}{2\sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}}} \hat{k}_s \quad (1.11)$$

Considérese ahora un diferencial de ángulo sólido en la dirección de dispersión \hat{k}_s , $d\Omega_s = \text{Sen } \theta_s d\theta_s d\phi_s$. En la distancia r , el área de la superficie subtendida por este diferencial de ángulo sólido es $dA = r^2 d\Omega_s = r^2 \text{Sen } \theta_s d\theta_s d\phi_s$, ver figura 1.6:

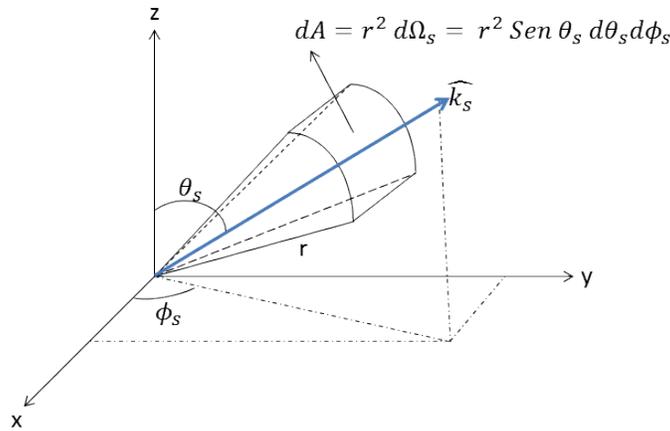


Figura 1.6. Superficie subtendida por un diferencial de ángulo sólido $d\Omega_s$ en la dirección de dispersión \hat{k}_s .

Entonces la potencia dispersada a través de dA será:

$$dP_s = |\vec{S}_s| dA = |\vec{S}_s| r^2 d\Omega_s \quad (1.12)$$

Reemplazando la ecuación (1.11) en la (1.12) se tiene que:

$$dP_s = |f(\hat{k}_s, \hat{k}_l)|^2 \frac{|E_0|^2}{2\eta} d\Omega_s \quad (1.13)$$

Dividiendo ahora esta última ecuación por la magnitud de vector de Poynting de la onda incidente (intensidad de la onda incidente), se tiene:

$$\frac{dP_s}{|S_i|} = |f(\widehat{k}_s, \widehat{k}_i)|^2 d\Omega_s \quad (1.14)$$

Integrando (1.14) sobre todos los posibles ángulos de dispersión, se tiene que:

$$\frac{P_s}{|S_i|} = \int |f(\widehat{k}_s, \widehat{k}_i)|^2 d\Omega_s \quad (1.15)$$

La ecuación (1.15) tiene unidades de área (m²) por lo que es comúnmente conocida como sección transversal de dispersión σ_s [25][26][35]. De esta manera:

$$\sigma_s = \int |f(\widehat{k}_s, \widehat{k}_i)|^2 d\Omega_s \quad (1.16)$$

En el caso de que la partícula dispersora pueda absorber energía de la radiación incidente, entonces la potencia absorbida puede expresarse como [38]:

$$P_a = \frac{1}{2} \omega \int \varepsilon''_p(\vec{r}) |\overrightarrow{E}_{int}|^2 dV \quad (1.17)$$

donde $\varepsilon''_p(\vec{r})$ representa la parte imaginaria de la permitividad eléctrica de la partícula (la cual es ahora de la forma $\varepsilon_p(\vec{r}) = \varepsilon'_p(\vec{r}) + i \varepsilon''_p(\vec{r})$) asociada con la absorción de energía, \overrightarrow{E}_{int} denota el campo eléctrico en el interior de la partícula y la integración se hace sobre el volumen V de la partícula.

De esta manera se puede definir una sección transversal de absorción como:

$$\sigma_a = \frac{P_a}{|S_i|} \quad (1.18)$$

y la sección transversal de extinción o total de la partícula como la suma de las ecuaciones (1.16) y (1.18) [26][35]:

$$\sigma_{ext} = \sigma_a + \sigma_s \quad (1.19)$$

Se pueden relacionar las secciones transversales de absorción, dispersión y extinción a la sección transversal geométrica σ_g de la partícula para obtener parámetros adimensionales, conocidos como factores de eficiencias de absorción, dispersión y extinción, así [2][26][27][35][41]:

$$Q_a = \frac{\sigma_a}{\sigma_g}$$

$$Q_s = \frac{\sigma_s}{\sigma_g} \quad (1.20)$$

$$Q_{ext} = \frac{\sigma_{ext}}{\sigma_g}$$

En general, tanto las secciones transversales como los factores de eficiencia dependen de la forma y orientación de la partícula así como del estado de polarización de la luz incidente].

En orden a incluir los efectos de la polarización de la luz en los procesos de dispersión, considérese (ver figura 1.7) que la onda incidente está linealmente polarizada [35][37], de tal manera que:

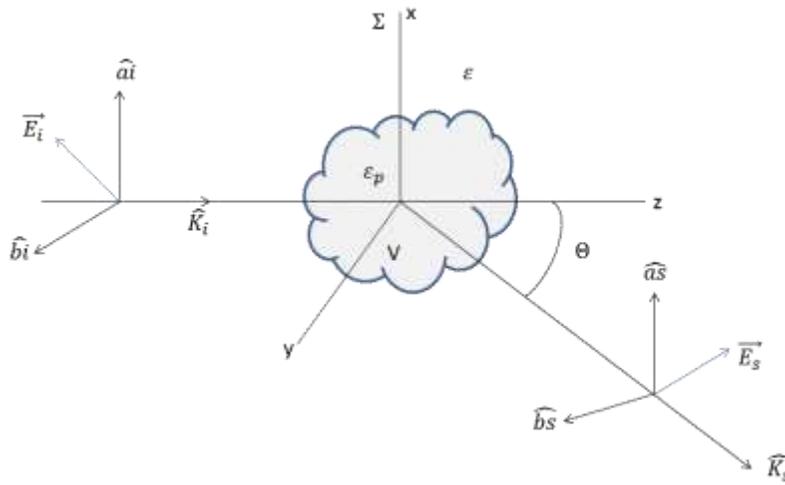


Figura 1.7. Geometría que define el plano de dispersión como aquel que contiene a \hat{k}_i y \hat{k}_s . El ángulo de dispersión es θ .

$$\vec{E}_i = (E_{ai}\hat{a}_i + E_{bi}\hat{b}_i) e^{ik\hat{k}_i \cdot \vec{r}} \quad (1.21)$$

y

$$\vec{E}_s = (E_{as}\hat{a}_s + E_{bs}\hat{b}_s) \frac{e^{ikr}}{r} \quad (1.22)$$

donde las direcciones \hat{k}_i , \hat{a}_i y \hat{b}_i son ortogonales entre sí, así como \hat{k}_s , \hat{a}_s y \hat{b}_s .

La relación entre las componentes del campo dispersado y las componentes del campo incidente puede expresarse mediante una matriz denominada matriz de amplitud de dispersión, que en forma simplificada puede expresarse así [26][35]:

$$\begin{pmatrix} E_{as} \\ E_{bs} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} f_1(\theta) & f_2(\theta) \\ f_3(\theta) & f_4(\theta) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_{ai} \\ E_{bi} \end{pmatrix} \quad (1.23)$$

El campo dispersado queda entonces totalmente descrito si se determinan las funciones $f_1(\theta)$, $f_2(\theta)$, $f_3(\theta)$ y $f_4(\theta)$. Una vez conocido el campo dispersado se pueden obtener las secciones transversales de absorción, dispersión y extinción y los parámetros de eficiencia de las partículas dispersoras, dando lugar (como se describirá en las secciones siguientes) a la obtención de las propiedades ópticas de los dispersores tales como los coeficientes volumétricos de atenuación y de dispersión descritos en la ecuación (1.3).

Para partículas dispersoras con mucha simetría, las funciones de amplitud de dispersión pueden tomar formas muy simples [26][35]. En este trabajo se considera que las partículas dispersoras son esféricas de radio a .

El tamaño de los dispersores con los que la luz puede interactuar en la atmósfera varía grandemente. En la tabla 1.4 se hace un resumen de los posibles tipos de dispersión atendiendo a la magnitud relativa del tamaño a de los dispersores respecto a la longitud de onda λ de la radiación incidente [25][27].

Tabla 1.4. Tipos de dispersión.

Tamaño del dispersor	Tipo de dispersión
Menor que λ	Rayleigh
Comparable con λ	Mie
Mucho mayor que λ	No selectivo

Dentro de la CLA la dispersión se debe predominantemente a las partículas de aerosol atmosférico y es del tipo Rayleigh y Mie.

1.3.2.1. Dispersión Rayleigh

Cuando radiación incide sobre una partícula y el tamaño de esta es mucho menor que la longitud de onda de la luz incidente, se produce un desplazamiento de las cargas que componen la partícula induciendo un momento dipolar \vec{p} en ella, el cual puede expresarse en términos del campo eléctrico externo aplicado como [26][37]:

$$\vec{p} = \alpha \vec{E}_i \quad (1.24)$$

donde α es la polarizabilidad de la partícula (cuyas unidades son de volumen, m^3).

Si el campo externo aplicado corresponde al campo periódico de una onda incidente plano-polarizada, entonces el dipolo oscilante inducido en la partícula radiará en todas las direcciones posibles, a la misma frecuencia que la radiación incidente. Este tipo de dispersión es llamado dispersión Rayleigh [1][25][27].

El campo dispersado por el dipolo se puede expresar como[26]:

$$E_s = \frac{k^2 p \text{Sen } \gamma}{r} e^{-i k r} \quad (1.25)$$

donde γ es el ángulo formado entre la dirección de dispersión \widehat{k}_s y el vector momento dipolar inducido en la partícula \vec{p} .

Las correspondientes intensidades de la radiación incidente y dispersada (en unidades gaussianas) son [26]:

$$\langle |\vec{S}_i| \rangle = \frac{c}{8\pi} |E_0|^2 \quad (1.26)$$

$$\langle |\vec{S}_s| \rangle = \frac{c}{8\pi} |E_s|^2 \quad (1.27)$$

donde c denota la velocidad de la luz en el vacío y se ha hecho un promedio temporal sobre el vector de Poynting.

Integrando la ecuación (1.27) sobre todas las posibles direcciones de dispersión, se obtiene la energía total dispersada por unidad de tiempo (potencia dispersada) P_s [26][35][37]:

$$P_s = \frac{1}{3} k^4 c |\mathbf{p}|^2 \quad (1.28)$$

Dividiendo la ecuación (1.28) por la intensidad de la radiación incidente expresada en la ecuación (1.26) se obtiene la sección transversal de dispersión [26][35]:

$$\sigma_s = \frac{8}{3} \pi k^4 |\alpha|^2 \quad (1.29)$$

En el caso de que el dispersor sea isotrópico [37], α puede ser considerado como un escalar constante. Si $\theta = \theta$ es el ángulo de dispersión, la componente perpendicular al plano de dispersión tendrá $\gamma = 90^\circ$ y la componente paralela $\gamma = 90^\circ - \theta$, de tal manera que [35]:

$$\begin{pmatrix} f_1(\theta) & f_2(\theta) \\ f_3(\theta) & f_4(\theta) \end{pmatrix} = i k^3 \alpha \begin{pmatrix} \cos \theta & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (1.30)$$

El desarrollo de una rutina algorítmica en el programa Mathematica [42] permitió en este trabajo la generación de diagramas polares de la intensidad de la radiación dispersada, como el mostrado en la figura 1.8, donde se observan las componentes paralela y perpendicular de la luz dispersada [25], así como la componente total de la misma. Se resalta en este diagrama la tendencia a producirse una dispersión homogénea en todas las direcciones.

En caso de que el dispersor sea esférico de radio \mathbf{a} y volumen $V = \frac{4}{3} \pi \mathbf{a}^3$, Lorentz mostró que la polarizabilidad estaría dada por una expresión independiente de la dirección [26]:

$$\alpha = \frac{3(m^2-1)}{4\pi(m^2+2)} V = \frac{(m^2-1)}{(m^2+2)} \mathbf{a}^3 \quad (1.31)$$

Donde m es el índice de refracción [37][43] de la partícula. Sustituyendo la ecuación (1.30) en la expresión para σ_s dada en la ecuación (1.29) se tiene [25][26]:

$$\sigma_s = \frac{8}{3} \pi k^4 a^6 \left\{ \frac{m^2-1}{m^2+2} \right\}^2 \quad (1.32)$$

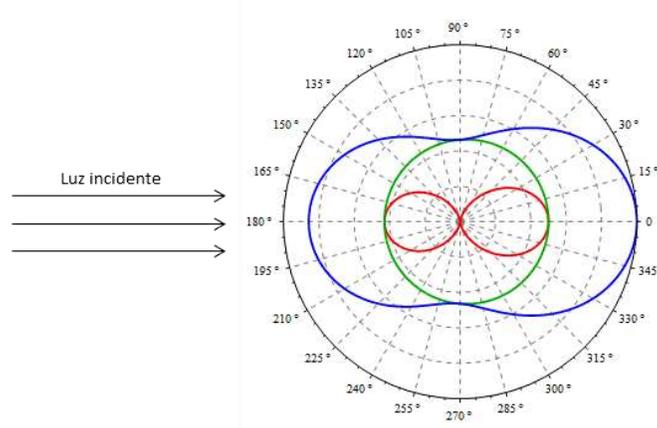


Figura 1.8. Diagrama polar de la intensidad de la radiación dispersada en el proceso de dispersión Rayleigh. *curva roja*: componente paralela al plano de dispersión; *curva verde*: componente perpendicular al plano de dispersión; *curva azul*: intensidad total dispersada. Gráfico obtenido para incidencia de luz a $\lambda = 0.532 \mu\text{m}$ sobre una partícula esférica de radio $a = 0.03 \mu\text{m}$ e índice de refracción $m = 1.58$.

Por otro lado, si la partícula dispersora no es isotrópica el momento dipolar inducido se puede expresar como [37]:

$$\vec{p} = \alpha_1 E_1 \hat{e}_1 + \alpha_2 E_2 \hat{e}_2 + \alpha_3 E_3 \hat{e}_3 \quad (1.33)$$

Y los elementos fuera de la diagonal en la matriz de amplitud de dispersión ($f_2(\theta)$ y $f_3(\theta)$) serán diferentes de cero. Este es el caso más probable en el proceso de dispersión Rayleigh en la atmósfera, en la que la naturaleza y composición de los dispersores es bastante diversa. Van de Hulst mostró que en el caso de dispersores anisotrópicos la sección transversal de dispersión estaría dada por [25][26][44]:

$$\sigma_s = \frac{8}{3} \pi k^4 \alpha^2 \left\{ \frac{6+3\delta}{6-7\delta} \right\} \quad (1.34)$$

donde δ es el factor de depolarización o razón de depolarización, que da cuenta del cambio en el estado de polarización de la luz luego de ser dispersada.

En aplicaciones atmosféricas σ_s se puede expresar como:

$$\sigma_s = \frac{8\pi^3}{3\lambda^4} \frac{(m^2-1)}{N^2} \left\{ \frac{6+3\delta}{6-7\delta} \right\} \quad (1.35)$$

donde N representa la densidad volumétrica de dispersores o el número de dispersores por unidad de volumen presentes en una columna de atmósfera. La cantidad $\frac{6+3\delta}{6-7\delta}$ da cuenta de la anisotropía de los dispersores [25][26].

De esta manera, la contribución molecular al coeficiente de atenuación atmosférico $k(\lambda)$ en la ecuación (1.3) se puede calcular mediante [44]:

$$\beta(\lambda)_m = \sum_{i=1}^M N_i \sigma_{si}(\lambda) = \sum_{i=1}^M \frac{8\pi^3}{3\lambda^4} \frac{(m_i^2-1)}{N_i} \left\{ \frac{6+3\delta}{6-7\delta} \right\} \quad (1.36)$$

donde el subíndice i rotula las especies moleculares existentes en la atmósfera.

La evaluación de la ecuación (1.36) resulta en la práctica difícil de llevar a cabo, por lo que generalmente se simplifica al restringir la sumatoria sobre los componentes moleculares más comunes en la atmósfera. De esta manera:

$$\beta(\lambda, z)_m = N_{aire}(z) \sigma_{aire}(\lambda) \quad (1.37)$$

donde se ha incluido la dependencia con la altura z en la densidad de dispersores y la dispersión molecular.

Correcciones en la ecuación (1.36) han sido sugeridas en orden a evaluar de manera realista la contribución de la dispersión Rayleigh en los procesos de interacción de la luz con la atmósfera. La expresión actualmente utilizada toma la forma [44]:

$$\sigma_s(\lambda) = \frac{24 \pi^3 \{m_{aire}^2(\lambda)-1\}^2}{\lambda^4 N_{aire}^2 \{m_{aire}^2(\lambda)+2\}^2} \left\{ \frac{6+3\delta}{6-7\delta} \right\} \quad (1.38)$$

En la cual la densidad molecular es tomada para una atmósfera estándar ($2.547 \times 10^{19} \text{ cm}^{-3}$) y m_{aire} es la parte real del índice de refracción del aire en una atmósfera estándar obtenido mediante la expresión empírica [43][44][45]:

$$m_{aire}(\lambda) = 10^{-8} \left\{ \frac{5791817}{238.0185 - (1/\lambda)^2} + \frac{167909}{57.362 - (1/\lambda)^2} \right\} + 1 \quad (1.39)$$

La ecuación (1.38) es válida para longitudes de onda mayores a 230 nm.

El coeficiente volumétrico total de dispersión Rayleigh (en m^{-1}) como una función de la longitud de onda a una atmósfera estándar está dado por:

$$\beta(\lambda)_{std} = N_{std} \sigma_{aire}(\lambda) \quad (1.40)$$

De las ecuaciones (1.37) y (1.40) se tiene que [44]:

$$\beta(\lambda, z)_m = \beta(\lambda)_{std} \frac{N_{aire}(z)}{N_{std}} = \beta(\lambda)_{std} \frac{P_{aire}(z)}{P_{std}} \frac{T_{std}}{T_{aire}(z)} \quad (1.41)$$

donde $\beta(\lambda)_{std}$, P_{std} y T_{std} son calculados para una atmósfera estándar; $P_{aire}(z)$ y $T_{aire}(z)$ se pueden obtener mediante radiosondeos o simulados numéricamente en buena aproximación con paquetes computacionales como HYSPLIT [46].

En el caso de mediciones lidar se evalúa el retrodispersión (luz que ha sido dispersada en dirección opuesta a la dirección de propagación de la radiación incidente) producido por las partículas (aerosoles) atmosféricas, por lo que el coeficiente de retrodispersión molecular (Rayleigh) se debe calcular mediante la siguiente formulación [44][47]:

$$\beta_m^\pi(\lambda, z) = \frac{\beta(\lambda, z)_m}{4\pi} P^\pi[\delta(\lambda)] \quad (1.42)$$

donde $\beta(\lambda, z)_m$ está dado por la ecuación (1.41) y $P^\pi[\delta(\lambda)]$ es la amplitud de retrodispersión, en la que $\delta(\lambda)$ es el factor de depolarización que en general depende de la longitud de onda de la radiación incidente. $P^\pi[\delta(\lambda)]$ está dado por:

$$P^\pi[\delta(\lambda)] = \frac{3}{[2+\delta(\lambda)]} \quad (1.43)$$

Perfiles en altura de las funciones $\beta(\lambda, z)_m$ y $\beta_m^\pi(\lambda, z)$ expresadas en las ecuaciones (1.41) y (1.42), para un modelo de atmosfera estándar sobre la ciudad de Medellín – Colombia, se muestran en la figura 1.9.

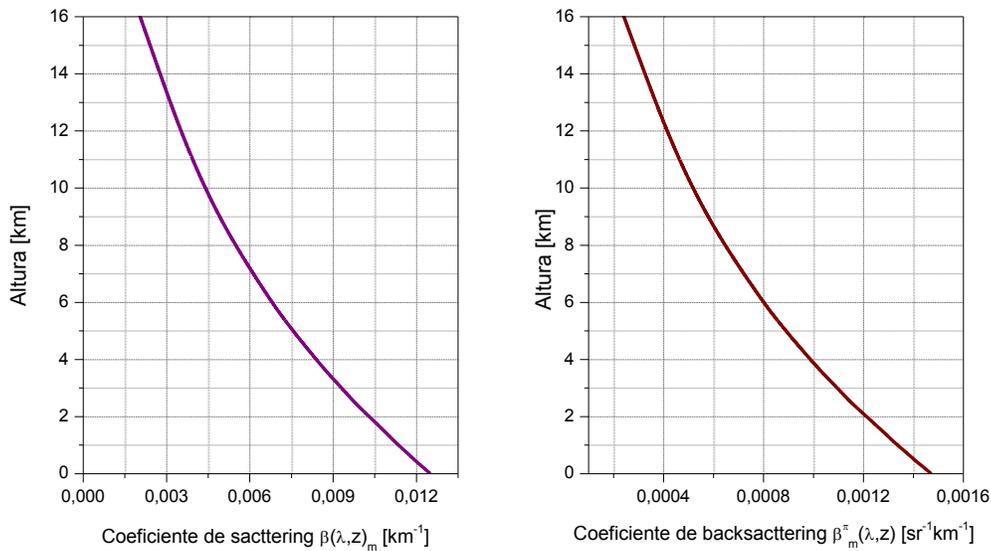


Figura 1.9. *Izquierda:* coeficiente de dispersión total, según ecuación (41); *Derecha:* coeficiente de retrodispersión, según ecuación (42). Curvas obtenidas para $\lambda = 0.532 \mu m$ para un modelo de atmosfera estándar sobre la ciudad de Medellín – Colombia.

1.3.2.2. Dispersión Mie

El meteorólogo Alemán Gustav Mie, en 1908, publicó una solución rigurosa al problema de la dispersión de la luz por partículas cuyo tamaño es comparable con la longitud de onda de la radiación incidente [26][27]. Este tipo de dispersión es un complejo problema electrodinámico, en el que se debe tener en cuenta la forma, el tamaño, el índice de refracción y la absorptividad de las partículas dispersoras. Tal como se mencionó en la sección 1.3.2. se considerará que los dispersores son esferas dieléctricas de radio **a** y

permitividad eléctrica ε_p . También se asumirá que la dispersión es del tipo simple por partículas independientes, en el que la intensidad de la luz dispersada es proporcional número de partículas dispersoras y que tales partículas se encuentran lo suficientemente alejadas unas de otras como para estudiar la dispersión debida a una sola de ellas sin hacer referencia a las demás.

Considérese entonces la dispersión de la luz debido a una esfera dieléctrica de radio a y permitividad eléctrica ε_p . Sea $k_p = \omega \sqrt{\mu \varepsilon_p}$ y la esfera centrada en el origen del sistema coordenado [35], ver figura 1.10.

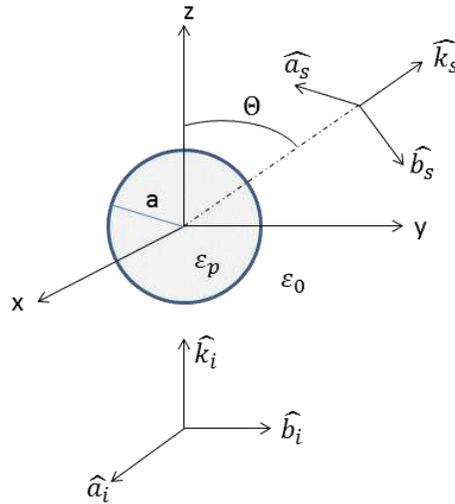


Figura 1.10. Geometría general de la dispersión de la luz por una esfera dieléctrica de radio a . La onda incidente se propaga en la dirección $+\hat{z}$.

El objetivo, como se describió en la sección 1.3.2. es encontrar la forma explícita de la matriz de amplitud de dispersión:

$$\begin{pmatrix} f_1(\theta) & f_2(\theta) \\ f_3(\theta) & f_4(\theta) \end{pmatrix} \quad (1.44)$$

Para ello y sin pérdida de generalidad, considérese $\hat{k}_i = \hat{z}$ y \hat{k}_s en el plano x-y con $\phi = 90^\circ$. Entonces:

$$\begin{aligned} \theta &= \theta \\ \hat{a}_i &= \hat{s}_s = \hat{x} = -\hat{\phi} \\ \hat{b}_i &= \hat{y} \\ \hat{b}_s &= \hat{k}_s \times \hat{a}_s = \hat{\theta} \end{aligned} \quad (1.45)$$

En coordenadas esféricas, las ondas incidente, dispersada y en el interior de la partícula pueden expresarse respectivamente de la forma [26][35]:

$$\vec{E}_i = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-1,1} i^n \frac{(2n+1)}{n(n+1)} \left[\frac{\hat{e}_i \cdot \vec{C}_{-mn}(0,0)}{\gamma_{mn}} Rg\vec{M}_{mn}(kr, \theta, \phi) - i \frac{\hat{e}_i \cdot \vec{B}_{-mn}(0,0)}{\gamma_{mn}} Rg\vec{N}_{mn}(kr, \theta, \phi) \right] \quad (1.46)$$

$$\vec{E}_s = - \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-1,1} i^n \frac{(2n+1)}{n(n+1)} \left[\frac{\hat{e}_i \cdot \vec{C}_{-mn}(0,0)}{\gamma_{mn}} b_n \vec{M}_{mn}(kr, \theta, \phi) - i \frac{\hat{e}_i \cdot \vec{B}_{-mn}(0,0)}{\gamma_{mn}} a_n \vec{N}_{mn}(kr, \theta, \phi) \right] \quad (1.47)$$

$$\vec{E}_{int} = - \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-1,1} i^n \frac{(2n+1)}{n(n+1)} \left[\frac{\hat{e}_i \cdot \vec{C}_{-mn}(0,0)}{\gamma_{mn}} d_n Rg\vec{M}_{mn}(kr, \theta, \phi) - i \frac{\hat{e}_i \cdot \vec{B}_{-mn}(0,0)}{\gamma_{mn}} c_n Rg\vec{N}_{mn}(kr, \theta, \phi) \right] \quad (1.48)$$

donde $\gamma_{mn} = \left\{ \frac{(2n+1)(n-m)!}{4\pi n(n+1)(n+m)!} \right\}^{1/2}$; $\vec{P}_{mn}(\theta, \phi)$, $\vec{B}_{mn}(\theta, \phi)$ y $\vec{C}_{mn}(\theta, \phi)$ son los vectores armónicos esféricos [48] los cuales definen una base ortogonal para la representación de las ondas en el proceso de dispersión Mie (*el vector $\vec{P}_{mn}(\theta, \phi)$ no aparece en las ecuaciones (1.46) a la (1.48)*); $Rg\vec{L}_{mn}(kr, \theta, \phi)$, $Rg\vec{M}_{mn}(kr, \theta, \phi)$, $Rg\vec{N}_{mn}(kr, \theta, \phi)$ son las ondas esféricas vectoriales regulares que están definidas en función de los vectores armónicos esféricos (*$Rg\vec{L}_{mn}(kr, \theta, \phi)$ no aparece en las ecuaciones (1.46) a la (1.48)*); y a_n , b_n , c_n y d_n son funciones a determinar. Para detalles sobre la representación en coordenadas esféricas de las ondas incidente, dispersada y en el interior de la partícula remitirse al Anexo I.

Ahora, la condición de continuidad el campo eléctrico exige que sea continuo en $r = a$ [39][40]. Esto es:

$$\hat{r} \times (\vec{E}_i + \vec{E}_s)|_{r=a} = \hat{r} \times \vec{E}_{int}|_{r=a} \quad (1.49)$$

$$\hat{r} \times \nabla \times (\vec{E}_i + \vec{E}_s)|_{r=a} = \hat{r} \times \nabla \times \vec{E}_{int}|_{r=a} \quad (1.50)$$

La aplicación de las ecuaciones (1.49) y (1.50) sobre las ecuaciones (1.46) a la (1.48) conduce a:

$$j_n(ka) - b_n h_n(ka) = d_n j_n(k_p a) \quad (1.51)$$

$$\frac{[ka j_n(ka)]'}{ka} - a_n \frac{[ka h_n(ka)]'}{ka} = c_n \frac{[k_p a j_n(k_p a)]'}{k_p a} \quad (1.52)$$

$$[ka j_n(ka)]' - b_n [ka h_n(ka)]' = d_n [k_p a j_n(k_p a)]' \quad (1.53)$$

$$k j_n(ka) - a_n k h_n(ka) = c_n k_p j_n(k_p a) \quad (1.54)$$

donde las $j_n(x)$ son las funciones esféricas de Bessel y las $h_n(x)$ son las funciones esféricas de Hankel.

Las ecuaciones (1.51) a la (1.54) establecen un sistema lineal de ecuaciones 4x4 para las a_n , b_n , c_n y d_n . La solución algebraica de este sistema conduce a:

$$a_n = \frac{k_p^2 a^2 j_n(k_p a) [k a j_n(k a)]' - k^2 a^2 j_n(k a) [k_p a j_n(k_p a)]'}{k_p^2 a^2 j_n(k_p a) [k a h_n(k a)]' - k^2 a^2 h_n(k a) [k_p a j_n(k_p a)]'} \quad (1.55)$$

$$b_n = \frac{j_n(k_p a) [k a j_n(k a)]' - j_n(k a) [k_p a j_n(k_p a)]'}{j_n(k_p a) [k a h_n(k a)]' - h_n(k a) [k_p a j_n(k_p a)]'} \quad (1.56)$$

$$c_n = \frac{i k_p a}{k_p^2 a^2 j_n(k_p a) [k a h_n(k a)]' - k^2 a^2 h_n(k a) [k_p a j_n(k_p a)]'} \quad (1.57)$$

$$d_n = \frac{i}{k a j_n(k_p a) [k a h_n(k a)]' - h_n(k a) [k_p a j_n(k_p a)]'} \quad (1.57)$$

Ahora, la sustitución directa de los valores de a_n y b_n , expresadas por las ecuaciones (1.55) y (1.56), en la ecuación (1.47) para \vec{E}_s ; ajustando $\hat{e}_i = \hat{x}$ y $\phi = 90^\circ$, conduce a [35]:

$$\vec{E}_s = -\frac{i e^{i k r}}{k r} \hat{\phi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} [a_n \pi_n(\text{Cos}\theta) + b_n \tau_n(\text{Cos}\theta)] \quad (1.58)$$

donde $\pi_n(\text{Cos}\theta) = -\frac{P_n^l(\text{Cos}\theta)}{\text{Sen}\theta}$ y $\tau_n(\text{Cos}\theta) = -\frac{dP_n^l(\text{Cos}\theta)}{d\theta}$ [26][35]. El comportamiento de estas funciones π_n y τ_n ha sido tabulado para $n = 1$ a $n = 6$ y se muestra en la figura 1.11.

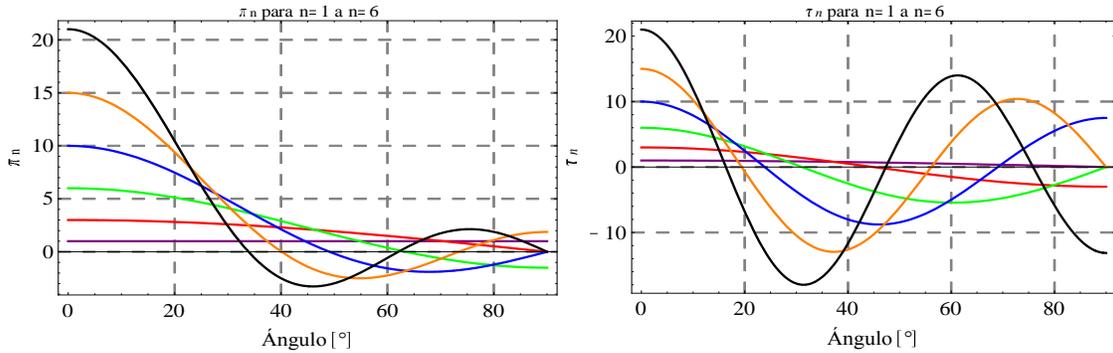


Figura 1.11. Funciones π_n (izquierda) y τ_n (derecha) para $n = 1$ a $n = 6$. 1: violeta; 2: rojo; 3: verde; 4: azul; 5: naranja; 6: negro.

De la ecuación (1.58) se identifican los primeros términos de la matriz de amplitud de dispersión en la ecuación (1.44):

$$f_1(\theta) = \frac{i}{k} S_1(\theta) \quad (1.59)$$

$$f_3(\theta) = 0 \quad (1.60)$$

con $S_1(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} [a_n \pi_n(\text{Cos}\theta) + b_n \tau_n(\text{Cos}\theta)]$.

Las otras componentes de la matriz se obtiene ajustando $\hat{e}_i = \hat{y}$ y $\phi = 90^\circ$ [35]. Con lo que:

$$\vec{E}_s = \frac{ie^{ikr}}{kr} \hat{\theta} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} [a_n \tau_n(\text{Cos}\theta) + b_n \pi_n(\text{Cos}\theta)] \quad (1.61)$$

y consecuentemente:

$$f_2(\theta) = 0 \quad (1.62)$$

$$f_4(\theta) = \frac{i}{k} S_2(\theta) \quad (1.63)$$

$$\text{con } S_2(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} [a_n \tau_n(\text{Cos}\theta) + b_n \pi_n(\text{Cos}\theta)].$$

De esta manera la matriz de amplitud de dispersión en el proceso de dispersión Mie es [26][35]:

$$\begin{pmatrix} f_1(\theta) & f_2(\theta) \\ f_3(\theta) & f_4(\theta) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{i}{k} S_1(\theta) & 0 \\ 0 & \frac{i}{k} S_2(\theta) \end{pmatrix} \quad (1.64)$$

El desarrollo de una rutina algorítmica en el programa Mathematica permitió en este trabajo la generación de diagramas polares de la intensidad de la radiación dispersada en el caso de dispersión Mie, como el mostrado en la figura 1.12, donde se observan las componentes paralela y perpendicular de la luz dispersada, así como la componente total de la misma. Se resalta en este diagrama la tendencia a producirse un dispersión en la misma dirección de propagación de la onda incidente.

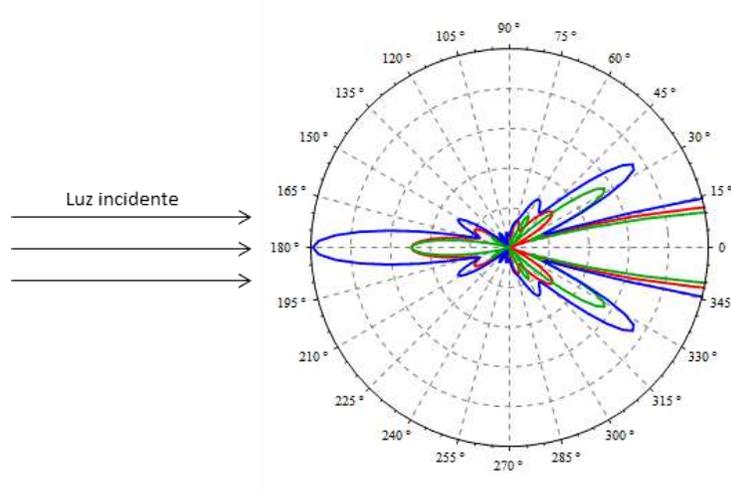


Figura 1.12. Diagrama polar de la intensidad de la radiación dispersada en el proceso de dispersión Mie. *curva roja*: componente paralela al plano de dispersión; *curva verde*: componente perpendicular al plano de dispersión; *curva azul*: intensidad total dispersada. Gráfico obtenido para incidencia de luz a $\lambda = 0.532 \mu\text{m}$ sobre una partícula esférica de radio $a = 0.54 \mu\text{m}$ e índice de refracción $m = 1.58$.

Para obtener la sección transversal de dispersión, se considera $\widehat{k}_i = \hat{z}$ y $\vec{E}_i = \hat{x} e^{ikz}$ [35]. Sea entonces:

$$\widehat{k}_s = \hat{x} \text{Sen}\theta \text{Cos}\phi + \hat{y} \text{Sen}\theta \text{Sen}\phi + \hat{z} \text{Cos}\theta \quad (1.65)$$

con lo que:

$$\begin{aligned} \widehat{a}_i &= \widehat{a}_s = -\widehat{\phi} = \hat{x} \text{Sen}\phi - \hat{y} \text{Cos}\phi \\ \widehat{b} &= \hat{z} \times \widehat{a}_i = \hat{x} \text{Cos}\phi + \hat{y} \text{Sen}\phi \\ \widehat{b}_s &= \widehat{k}_s \times (-\widehat{\phi}) = \widehat{\theta} \end{aligned} \quad (1.66)$$

Así, de esta manera:

$$\vec{E}_i = (\widehat{a}_i E_{ai} + \widehat{b}_i E_{bi}) e^{ikz} \quad (1.67)$$

donde $E_{ai} = \widehat{a}_i \cdot \hat{x} = \text{Sen}\phi$ y $E_{bi} = \widehat{b}_i \cdot \hat{x} = \text{Cos}\phi$.

De esta manera se tiene que:

$$\begin{pmatrix} E_{as} \\ E_{bs} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} f_1(\theta) & f_2(\theta) \\ f_3(\theta) & f_4(\theta) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_{ai} \\ E_{bi} \end{pmatrix} = \frac{i}{k} \begin{pmatrix} S_1(\theta) \text{Sen}\phi \\ S_2(\theta) \text{Cos}\phi \end{pmatrix} \quad (1.68)$$

de donde se deduce que:

$$\vec{E}_s = \frac{ie^{ikr}}{kr} [\widehat{\theta} S_2(\theta) \text{Cos}\phi - \widehat{\phi} S_1(\theta) \text{Sen}\phi] \quad (1.69)$$

Ahora, la sección transversal de dispersión σ_s se obtiene integrando la potencia total dispersada sobre el ángulo sólido 4π , resultando [2][26][27][35][41]:

$$\sigma_s = \frac{\pi}{k^2} \int_0^\pi d\theta \text{Sen}\theta (|S_1(\theta)|^2 + |S_2(\theta)|^2) = \frac{2\pi}{k^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2) \quad (1.70)$$

La sección transversal de extinción σ_{ext} se obtiene considerando $\theta = 0^\circ$, conduciendo a [2][26][35][41]:

$$\sigma_{ext} = \frac{2\pi}{k^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(a_n + b_n) \quad (1.71)$$

Las eficiencias de dispersión y extinción son entonces fáciles de evaluar a partir de las ecuaciones (1.70) y (1.71), dividiendo estas entre la sección transversal geométrica $\sigma_g = \pi a^2$ de la esfera dispersora. Así [2][26][27][35][41]:

$$Q_s = \frac{\sigma_s}{\sigma_g} = \frac{2}{(ak)^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2) \quad (1.72)$$

$$Q_{ext} = \frac{\sigma_{ext}}{\sigma_g} = \frac{2}{(ak)^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(a_n + b_n) \quad (1.73)$$

En el caso de que la partícula pueda absorber energía de la onda incidente, entonces la eficiencia de absorción se obtiene directamente de la relación [2][26][27][35][41]:

$$Q_a = \frac{\sigma_{abs}}{\sigma_g} = Q_{ext} - Q_{sca} \quad (1.74)$$

El comportamiento característico de las funciones Q_a , Q_s y Q_{ext} como función del tamaño de las partículas dispersoras es mostrado en la figura 1.13. Nótese la tendencia de Q_{ext} hacia el valor de 2 a medida que aumenta el tamaño de las partículas, significando que estas afectan el campo incidente más allá de sus límites geométricos.

La contribución de los aerosoles al coeficiente de atenuación atmosférico $k(\lambda)$ en la ecuación (1.3) se puede calcular mediante:

$$\beta(\lambda)_a = \int_{r_1}^{r_2} N(r) \sigma_s(\lambda) dr = \int_{r_1}^{r_2} \frac{2\pi}{k^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2) N(r) dr \quad (1.75)$$

donde $N(r)$ representa la densidad de dispersores con radios entre r_1 y r_2 en la columna atmosférica y la integral se realiza sobre tamaño de las partículas.

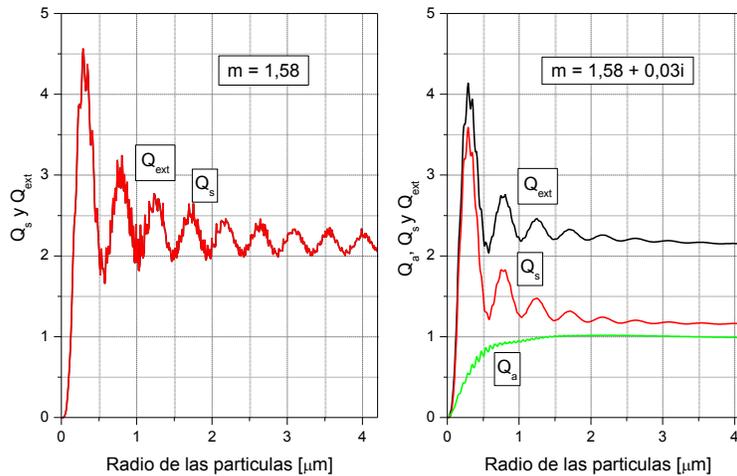


Figura 1.13. Q_a , Q_s y Q_{ext} como función del tamaño de las partículas dispersoras para radiación incidente a $\lambda = 0.532 \mu m$. izquierda: para el caso de una partícula no absorbente, $m = 1.58$, $Q_s = Q_{ext}$; derecha: para el caso de una partícula absorbente $m = 1.58 + 0.03i$.

El retrodispersión es evaluado considerando $\theta = \pi$ en las funciones $S_1(\theta)$ y $S_2(\theta)$ [25][27][41]. De esta manera se puede tener la eficiencia de retrodispersión $Q_s^\pi = \frac{4}{(ak)^2} |S_1(\pi)|^2$ y el coeficiente volumétrico de retrodispersión a partir de:

$$\beta_a^\pi(\lambda, z) = \int_{r_1}^{r_2} \pi a^2 Q_s^\pi N(r) dr \quad (1.76)$$

La figura 1.14 muestra el comportamiento típico de la eficiencia de retrodispersión.

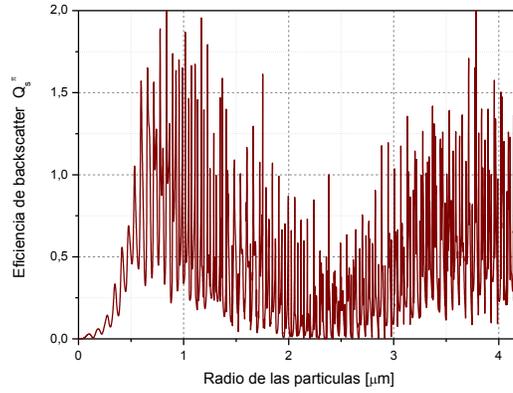


Figura 1.14. Q_s^π como función del tamaño de las partículas dispersoras para radiación incidente a $\lambda = 0.532 \mu\text{m}$ para el caso de una partícula no absorbente, $m = 1.58$.

Capítulo 2

Técnicas de Sensado Remoto Atmosférico

2.1. Detección Remota: lidar, fotometría solar y lidar satelital

La detección remota consiste en adquirir información sobre un sistema sin entrar en contacto físico con él. En este sentido la detección remota comprende un extenso campo en relación a las aplicaciones, técnicas de medidas, análisis y procesamiento de datos. En relación a las aplicaciones atmosféricas, las técnicas de detección remota se han convertido en las últimas décadas en herramientas útiles en el monitoreo de la estructura vertical de la atmósfera terrestre [21][27]. Se limitará la descripción de las técnicas sólo a las pertinentes al contexto de este trabajo.

Las técnicas lidar, fotometría solar y mediciones satelitales utilizan la luz para obtener información acerca de las propiedades físico-químicas de los constituyentes atmosféricos. Los instrumentos usados en cada técnica se pueden clasificar como: activos y pasivos [18][27]. Los instrumentos activos cuentan con una fuente de luz propia, la cual dirigen al sistema bajo estudio y luego de que esta interactúa con él un dispositivo detector colecta parte de esta luz para luego ser analizada, este el caso de un sistema lidar. Los instrumentos pasivos, en cambio, no cuentan con una fuente de luz propia sino que se valen de una fuente de luz externa, como por ejemplo el sol, la cual luego de interactuar con el medio bajo estudio llega al instrumento para ser analizada, este es el caso de un fotómetro solar. Los satélites destinados a estudios atmosféricos poseen instrumentos tanto pasivos como activos.

2.1.1. Técnica Lidar

La palabra lidar es el acrónimo para *Light Detection And Ranging*. Un sistema lidar es un instrumento de detección remota activo, cuyo principio físico de funcionamiento es la dispersión de la luz por moléculas y partículas. En un lidar un haz láser es enviado a la atmosfera en forma de pulsos, donde una porción de la luz propagante interactúa con los varios elementos que la constituyen y es dispersada, mientras que el resto de la luz continua con su propagación y es progresivamente atenuada con la distancia. La luz retrodispersada (retrodispersión) es recogida por un sistema óptico, detectada y convertida en señal eléctrica. Los datos adquiridos son almacenados en una memoria y procesados en un computador. El intervalo temporal entre el momento en que el pulso láser es emitido y la señal luminosa es registrada se relaciona con la distancia alcanzada por la luz [18][27]. El perfil lidar es entonces obtenido midiendo la señal en diferentes instantes, y así a diferentes altitudes, ver figura 2.1.

Los componentes básicos de un sistema lidar son [18][25][27]:

- *El sistema emisor*: es el encargado de generar pulsos de luz y dirigirlos a la atmósfera. Está generalmente constituido por un láser, un telescopio expansor y un espejo plano de envío.

- *El sistema colector:* recolecta y procesa la luz láser dispersada y la dirige al detector. Generalmente consta de un telescopio y óptica especializada encargada de procesar espectralmente la luz colectada.
- *El sistema detector:* Convierte la luz en una señal eléctrica para luego ser almacenada en un computador. Generalmente se usan tubos fotomultiplicadores y fotodiodos de avalancha para convertir la luz en señal eléctrica. Los sistemas actuales poseen dispositivos electrónicos de alta velocidad de muestreo y adquisición para el registro de esta señal.

Dependiendo del tipo de dispersión detectado se caracteriza el tipo de lidar, así, para la dispersión Rayleigh y Mie se tiene un lidar elástico [25][27], en el cual la longitud de onda de la luz detectada es la misma que la de la luz emitida por el láser. Este tipo de lidar es ideal para estudios de las propiedades ópticas de los aerosoles en la baja tropósfera. En este trabajo las mediciones lidar se realizaron con el sistema lidar elástico desarrollado por el grupo de Láseres y Espectroscopía Óptica – GLEO - de la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, denominado en adelante como Lidar-UNAL [27].

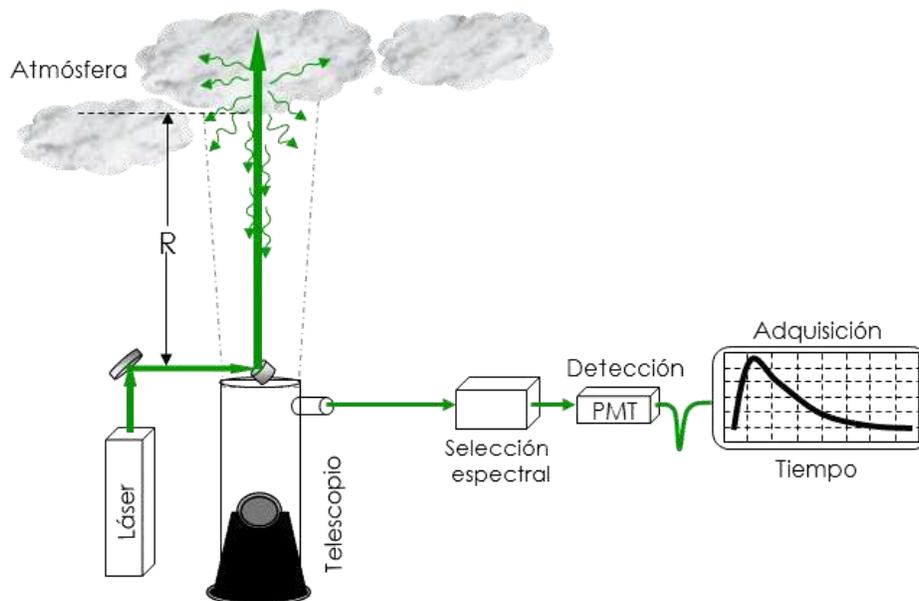


Figura 2.1. Esquema simple de un sistema lidar.

2.1.1.1. Sistema Lidar-UNAL

Como resultado de la tesis de maestría “*Diseño y Construcción de un Sistema Óptico de Monitoreo Atmosférico Aplicado a la Determinación de la Capa Límite Atmosférica en la Ciudad de Medellín* [27], el GLEO se convierte desde el año 2010 en pionero en el desarrollo y aplicación de las técnicas de detección remota para estudios de la estructura atmosférica en la zona urbana del Valle de Aburrá (6.26°N, 75.58°O). El sistema Lidar-UNAL, que opera regularmente desde Diciembre de 2012, fue originalmente concebido en una configuración monostática coaxial, basado en un láser pulsado de estado sólido tipo

Nd:YAG sintonizable a 1064 nm y 532 nm. Como colector se usó un telescopio reflector tipo Newtoniano de 8'' de apertura y 1.2 m de distancia focal, en la selección espectral se tenían filtros de interferencia para seleccionar la señal elástica a 532 nm. El detector era un tubo fotomultiplicador (PMT) de alta eficiencia y sensibilidad, que convertía la luz en señal eléctrica, la cual era registrada y almacenada por un osciloscopio, La tabla 2.1 resume las principales características del sistema lidar original [27].

Tabla 2.1. Características generales del sistema lidar UNAL en su configuración original.

Láser Nd:YAG	532 nm
Max. Energía por pulso	200 mJ
Longitud de pulsos	6 ns
Frecuencia de repetición de pulsos	10 Hz
Divergencia del haz	0,3 mrad
Apertura del telescopio	8"
Detector	PMT
Registro	Osciloscopio Tektronix DPO 7104
Resolución espacial	30 m

Una fotografía de ese sistema se muestra en la figura 2.2.

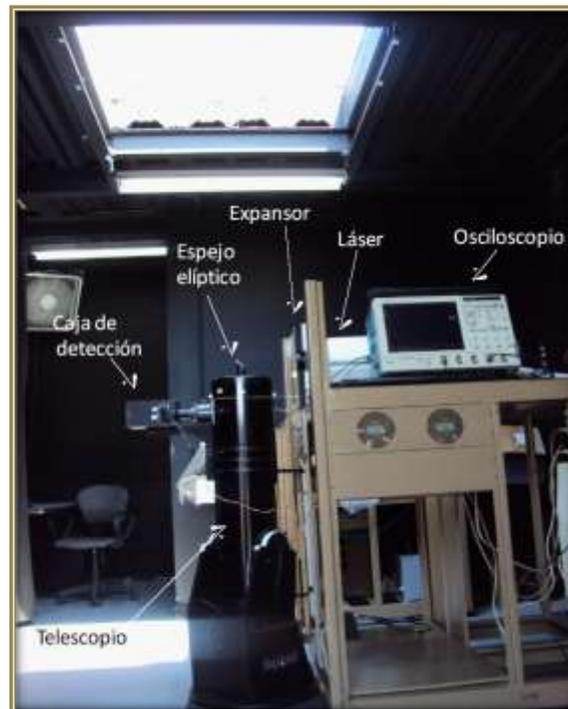


Figura 2.2. Fotografía del sistema lidar UNAL en su configuración original.

Durante el desarrollo de este trabajo se realizaron mejoras significativas a este sistema. Las mejoras se hicieron en infraestructura y en los métodos de procesamiento e inversión de la señal lidar para la obtención de las propiedades ópticas de los aerosoles en la baja tropósfera de la zona urbana del Valle de Aburrá. La tabla 2.2 resume las principales

características del sistema lidar en su configuración actual. La figura 2.3 muestra un esquema y fotografía del sistema Lidar-UNAL en la actualidad [5][48][49].

Tabla 2.2. Características generales del sistema lidar UNAL en su configuración actual.

Láser		Colector		Especificaciones	
Medio activo	Nd:YAG	Telescopio	Newtoniano	Configuración	Vertical coaxial
Energía	0.4 J/1064 nm	Longitud Focal	1.2 m	Min. potencia Detectada	< 5 nW
	0.2 J/532 nm				
	0.1 J/355 nm				
Divergencia	0.5 mrad	Diámetro	0.2 m	Acquisición	20 MS/s @ 16 bit
		Detectores	PMT	Resolución espacial	
Longitud de pulso	6 ns	Respuesta	$6 \times 10^1 - 3 \times 10^6$ V/W		3.75 m; 7.5m
Frecuencia de repetición de pulsos	10 Hz				

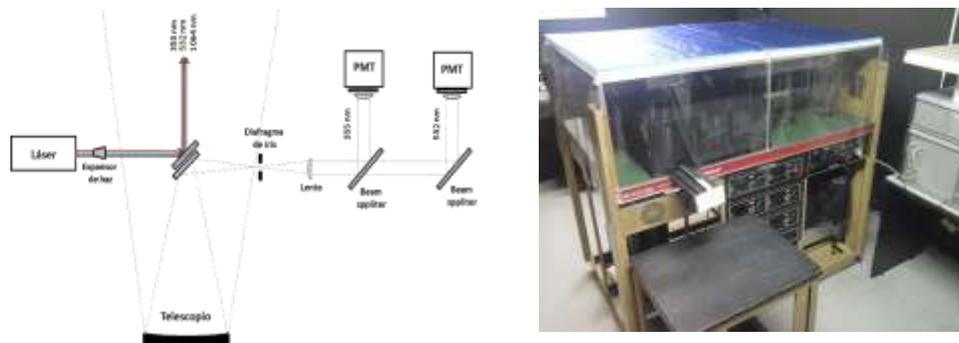


Figura 2.3. Esquema y fotografía del sistema Lidar-UNAL en su configuración actual.

2.1.2. Técnica de fotometría solar

La fotometría solar es una técnica de detección remota pasiva en la que radiación solar a longitudes de onda específicas desde el ultravioleta, pasando por el visible, hasta el infrarrojo cercano del espectro de las ondas electromagnéticas, es detectada y analizada luego de interactuar con la atmósfera terrestre.

La luz proveniente del sol, en un ángulo cenital θ_0 , atraviesa la atmósfera, hasta llegar al instrumento, el cual mide la intensidad solar directa en longitudes de onda específicos, ver figura 2.4.

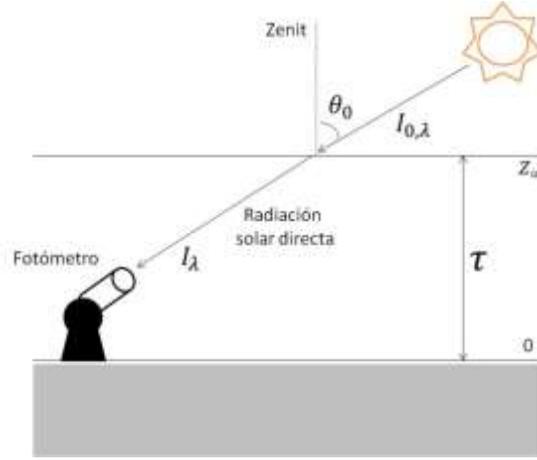


Figura 2.4. Esquema de fotómetro detectando radiación solar directa.

Considerando la ley de Beer-Lambert-Bouguer, según la ecuación (1.1), la intensidad solar para una longitud de onda dada, medida en la superficie terrestre puede ser escrita como [21]:

$$I_\lambda = \left(\frac{z}{z_0}\right)^2 I_{0,\lambda} e^{-(\tau_\lambda m_{\theta_0})} \quad (2.13)$$

donde z y z_0 son las distancias real y media entre el sol y al tierra; $I_{0,\lambda}$ es la intensidad de la radiación solar en el tope superior de la atmósfera terrestre a la longitud de onda λ a distancia media Tierra - Sol; τ_λ es la profundidad óptica total de la atmósfera compuesta por la contribución de aerosoles, moléculas, ozono y dióxido de nitrógeno; y $m_{\theta_0} = \frac{1}{\cos\theta}$ es el factor de masa óptica que relaciona la profundidad óptica y el espesor óptico de la atmósfera.

La profundidad óptica de aerosoles, $\tau(\lambda)$, expresada en la ecuación (1.4) puede obtenerse a partir de mediciones fotométricas mediante [21][50]:

$$\tau(\lambda) = \frac{1}{m_{\theta_0}} (\ln I^*(\lambda) - \ln I(\lambda)) - \tau_R(\lambda) - \tau_{O_3}(\lambda) - \tau_{NO_2}(\lambda) \quad (2.14)$$

en la cual los términos de profundidad óptica debido a la contribución molecular, de la capa de ozono y dióxido de nitrógeno, $\tau_R(\lambda)$, $\tau_{O_3}(\lambda)$ y $\tau_{NO_2}(\lambda)$ respectivamente, pueden ser calculados usando datos atmosféricos y modelos según la teoría de dispersión Rayleigh. El término $I^*(\lambda) = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 \ln I(\lambda)$ puede ser calculado utilizando el método de Langley el cual permite estimar el valor de la radiancia solar en el tope de la atmósfera.

El AOD proporcionado por el fotómetro permite estimar de manera aproximada la razón lidar de aerosoles L_a [51], según lo expresado en la ecuación (2.5), en la medida en que se asuma un valor de L_a tal que satisfaga la condición de que la suma en una columna de atmósfera del coeficiente de atenuación atmosférica $k(\lambda, z)$, sea igual al valor de la

profundidad óptica de aerosoles suministrada por el fotómetro solar para una misma longitud de onda en ambos instrumentos, tal que:

$$\tau(\lambda) = \int_{z_0}^z k(\lambda, z) dz = \int_{z_0}^z L_a * \beta_a^\pi(\lambda, z) dz \quad (2.15)$$

En busca de estandarizar los algoritmos de procesamiento de datos y minimizar las incertidumbres en las medidas, se han establecido algunas redes mundiales de seguimiento de propiedades de aerosoles basadas en la técnica fotométrica, con diversas estaciones diseminadas por todo el globo, entre ellas la red robótica de aerosoles AERONET (Aerosol RObotic NETwork) [52] perteneciente a la NASA [53]. La cual proporciona información globalmente distribuida de las propiedades ópticas de los aerosoles. En el desarrollo de este trabajo se contó con los datos suministrados por el fotómetro CIMEL 317 perteneciente a esta red.

2.1.2.1. El fotómetro Solar- NASA-AERONET

Por sus aportes científicos a la comunidad local e internacional, el GLEO ha logrado establecer y firmar un convenios interinstitucionales de investigación con entidades como el Gobar Atmosphere Watch – GAW [54], *NASA-AERONET-UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA: Sensado Remoto Atmosférico*, en Julio 2011, y recientemente con el Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure Network – ACTRIS [55] de la unión Europea. Mediante los cuales se logra, por primera vez en Colombia, contar con un fotómetro solar que de manera automática proporciona información acerca de las propiedades ópticas y algunas microfísicas de los aerosoles suspendidos en la atmósfera de la ciudad de Medellín, ver figura 2.5. La información obtenida ha sido procesada por algoritmos desarrollados y validados por NASA.



Figura 2.5. Ubicación del fotómetro solar CIMEL de la red AERONET en Medellín Colombia (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

En base a medidas de radiación directa y difusa de la radiación solar que llega a la superficie terrestre, este equipo proporciona información globalmente distribuida de la profundidad óptica de aerosoles, entre otros productos. Cuenta con un colimador de aproximadamente 33 cm de longitud, con un campo de visión de aproximadamente 1.2° y detectores de sílice para observaciones espectrales entre 300 nm y 1020 nm. Los detectores están protegidos contra la humedad para evitar daños en ellos y en la electrónica del sistema. El instrumento posee 8 canales de medida: 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940, y 1020 nm; con filtros de interferencia de anchos de banda de 2,5 nm para 340 y 380nm y de

10 nm para el resto de longitudes de onda [21]. Las características generales de este fotómetro se listan en la tabla 2.3.

Tabla 2.3. Características generales del fotómetro CIMEL 317 de NASA-AERONET.

Elemento	Característica
Detector	Sílice
Número de filtros	8
Número de colimadores	2
Campo de vista	1.2°
Escáner solar	detector de 4 cuadrantes
Escáner celeste	motores para acimut y cenit
Frecuencia de adquisición	15 minutos
Canales de medidas (nm)	340
	380
	440
	500
	675
	870
	940
	1020

2.1.2.2. Productos CIMEL

El fotómetro solar CIMEL 3317 ha sido posicionado en el campus de la Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, junto a la estación Lidar-UNAL, permitiendo una alta correlación entre las mediciones de los dos instrumentos. El sistema se encuentra operando regularmente desde Septiembre de 2012, proporcionando productos clasificados en dos grupos [56][57]:

- Productos de medidas directas
- Productos de inversión

Los primeros corresponden a resultados de medidas espectrales de radiación directa del sol a las longitudes de onda citadas en la tabla 2.3. Entre estos se tienen las medidas del AOD y el parámetro de Angstrom, con una clasificación en niveles 1, 1.5 y 2. Los datos de nivel 1 corresponden a datos sin un filtrados de nubes por lo que se debe tener mucho cuidado si se desea trabajar con ellos; los datos de nivel 1.5 han pasado por un filtrado de nubes por lo que la información correspondiente a las propiedades ópticas de los aerosoles es más confiable, se recomienda sin embargo ser cauteloso al momento de utilizar estos datos; los datos de nivel 2 además del filtrado de nubes poseen una calidad garantizada por parte de NASA y su uso en investigaciones es confiable.

Los productos de inversión tales como: distribución de tamaño de aerosoles, índice de refracción (parte real e imaginaria), albedo de dispersión simple, factor de asimetría y funciones de fase (a las longitudes de onda citadas en la tabla 2.3), son obtenidos a partir de

procesamientos en algoritmos desarrollados y validados por NASA que toman cómo parámetros principales de entrada los productos de medidas directas. Estos productos solo se encuentran disponibles en niveles 1.5 y 2 de procesamiento.

En este trabajo se utilizan los productos de medidas directas, especialmente las medidas espectrales de AOD, de niveles 1.5.

2.1.3. Datos Satelitales

Los instrumentos de detección remota posicionados en satélites tiene la posibilidad de explorar extensas regiones aún en zonas de difícil acceso en el globo terráqueo. El camino que un satélite describe alrededor de la tierra se denomina órbita y depende del objetivo y tipo de sistema detector remoto que tenga abordo. Aquellos llamados geoestacionarios tienen como principal característica el hecho de que observan siempre la misma porción de la superficie terrestre, lo que les permite obtener información sobre una región específica de la atmósfera terrestre. Estos satélites orbitan a grandes altitudes, aproximadamente a 36000 km. Los satélites con órbita polar giran alrededor de la tierra en sentido norte – sur. Asociado al movimiento de la tierra en sentido occidente - oriente, esos satélites realizan una cobertura completa del globo terrestre en un cierto periodo de tiempo. Generalmente los satélites con órbita polar son sincronizados con la posición solar, de tal manera que realizan medidas de un área específica de la superficie terrestre a la misma hora cada día. Tales satélites realizan trayectorias de norte a sur en las regiones de la tierra donde es de noche, y trayectorias de sur a norte en aquellas regiones donde aún es de día. El área de la superficie terrestre monitoreada por los satélites depende de cada instrumento de detección instalado a bordo, puede ir desde unos metros hasta centenas de kilómetros.

Las agencias espaciales desarrollan plataformas web para la visualización y descarga de los datos suministrados por los satélites. Es así como, la NASA a través del *Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center* (GES DISC) desarrolló la plataforma web GIOVANNI [58] que provee una simple e intuitiva forma de visualizar, analizar y acceder a la información de una amplia variedad de estudios relacionados con ciencias de la tierra. GIOVANNI es el acrónimo para *Geospatial Interactive Online Visualization ANd aNalysis Infrastructure*.

Para la comunidad científica GIOVANNI comprende una variedad de interfaces o portales, cada una orientada a suministrar acceso a información de un área específica en las ciencias de la tierra. El portal de datos de la constelación de satélites A-Train: OCO, Aqua, CloudSat, CALIPSO, PARASOL, Glory y Aura, está diseñado para acceder los datos suministrados por los equipos de detección remota instalados en estos satélites y que fueron concebidos para estudiar las nubes y los aerosoles atmosféricos.

En este trabajo se trabaja con datos de este portal, específicamente con los proporcionados por el satélite CALIPSO.

2.1.3.1. El satélite CALIPSO

La misión *Cloud – Aerosol LIDAR Infrared Pathfinder Satellite Observations* (CALIPSO) lanzada el 28 de Abril de 2006 es el resultado de la colaboración entre NASA *Langley Research Center* (LaRC) y el *Centre National D’Etudes Spatiales* (CNES) [59]. Su principal objetivo es el estudio global de los efectos radiativos de los aerosoles y las nubes en el clima. Posee una órbita polar en formación con la constelación de satélites denominada A-Train [60], a una altura aproximada de 705 km sobre la superficie terrestre, cruzando el ecuador alrededor de las 13:30 (hora local) en su trayectoria diurna. Una imagen de la formación del A-Train se muestra en la figura 2.6.

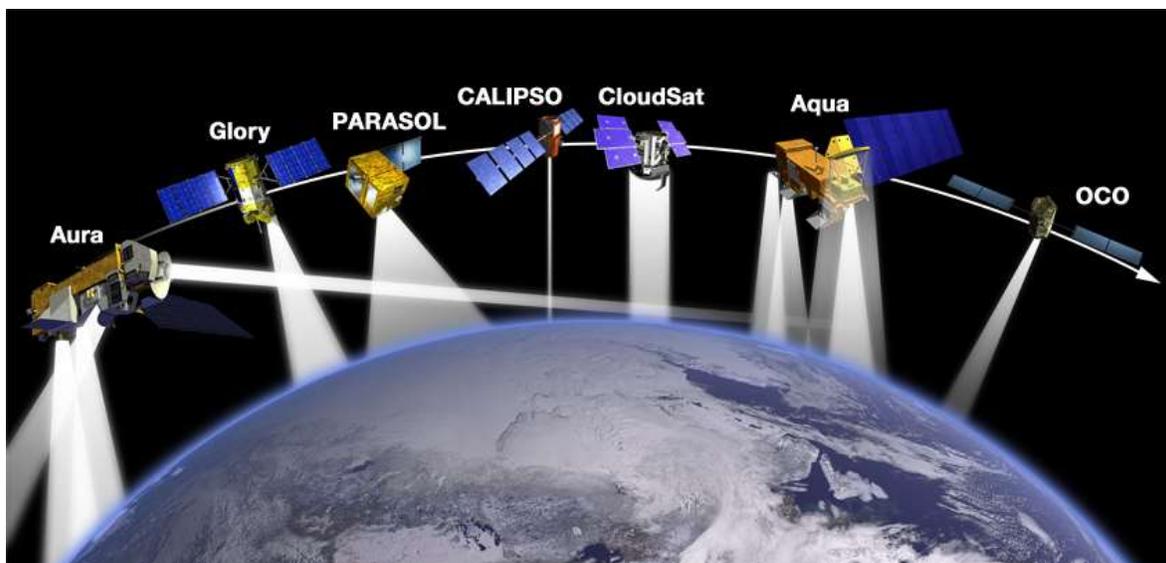


Figura 2.6. Formación de la constelación de satélites A-Train de NASA (<http://www-calipso.larc.nasa.gov/about/atrain.php>).

En un día CALIPSO da 14.55 vueltas alrededor de la tierra con una separación de 24.7° hacia el oeste entre cada una de sus órbitas, logrando una cobertura global total en 16 días de mediciones.

En su trayectoria diurna CALIPSO pasa cada 16 días sobre la región Andina del noroccidente colombiano, ver figura 2.7.

El satélite CALIPSO está equipado con tres instrumentos coalineados [61][62][63]:

- Un LIDAR operando a dos longitudes de onda (CALIOP).
- Un Radiómetro IR (IIR).
- Una Cámara de Campo Amplio y alta resolución (WFC).

El principal de todos es el *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization – CALIOP*, cuyos datos son usados y reportados en este trabajo.

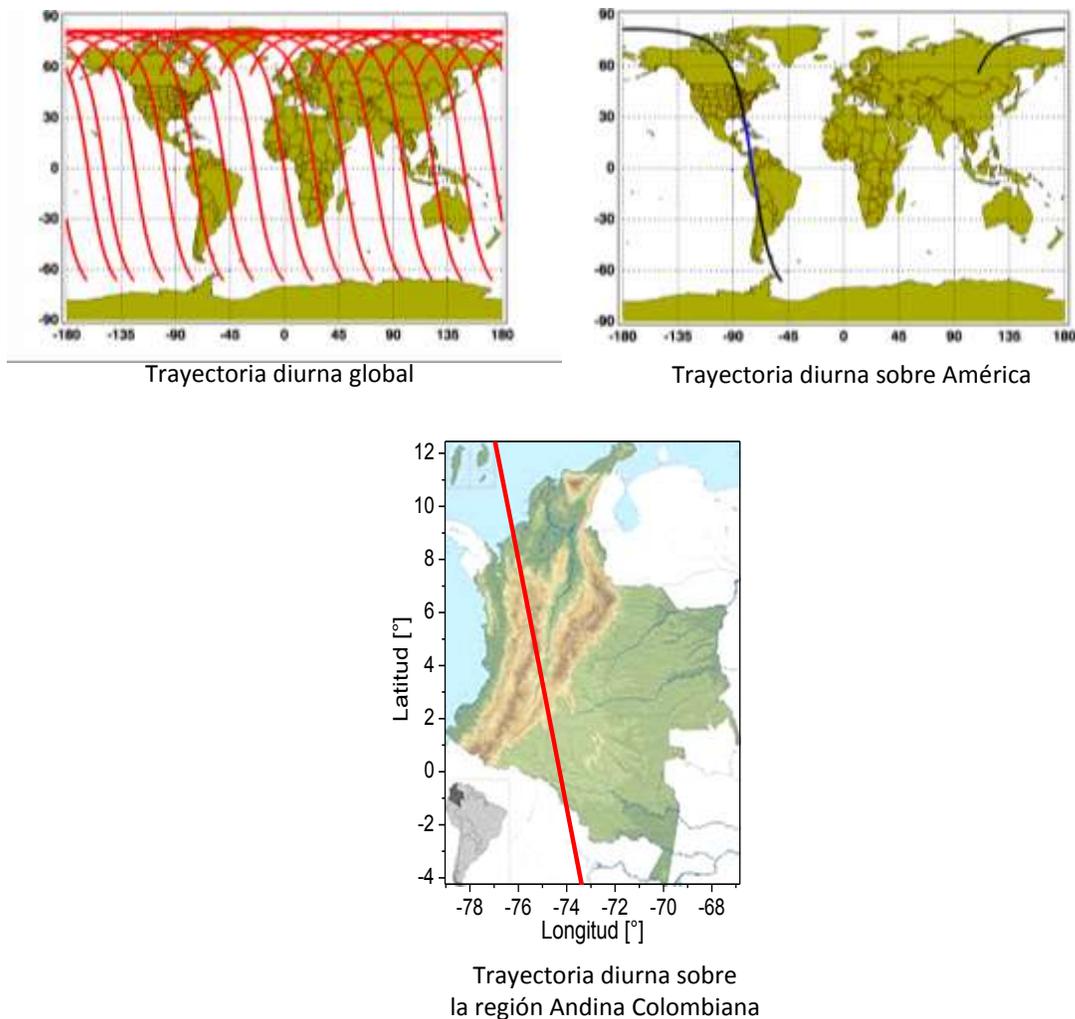


Figura 2.7. Trayectoria diurna de CALIPSO: global, sobre América y sobre la región Andina de Colombia (http://www-calipso.larc.nasa.gov/products/lidar/browse_images/show_detail.php?s=expedited&v=V3-30&browse_date=2014-07-02&orbit_time=18-00-00&page=2&granule_name=CAL_LID_L1_Exp-Prov-V3-30.2014-07-02T18-00-00Z.hdf).

2.1.3.1.1. Lidar CALIOP

El lidar CALIOP provee información sobre la distribución vertical de los aerosoles y las nubes, la fase de las partículas nubosas y la clasificación de tamaños de aerosoles mediante el registro de la intensidad de la luz retrodispersada a 1064nm y las dos componentes ortogonalmente polarizadas de la señal retrodispersada a 532nm. Su láser orientado hacia el nadir opera simultáneamente a 532nm y 1064nm a una frecuencia de repetición de pulsos de 20,16 Hz. La tabla 2.4 resume sus principales características. Un esquema de la arquitectura de este sistema se muestra en la figura 2.8.

La información suministrada por CALIOP es procesada por el *LaRC Atmospheric Science Data Center (ASDC)* quien archiva y distribuye los datos y productos CALIPSO a la comunidad científica en formato *Hierarchical Data Format (HDF)* [64].

Tabla 2.4. Principales características del sistema CALIOP.

Láser	Nd: YAG.
Longitudes de onda	532 nm, 1064 nm
Energía por pulso	220 mJ/@ 1064 nm 110 mJ/@ 532 nm
Taza de repetición de pulsos	20.16 Hz
Telescopio receptor	1.0 m diámetro
Polarización	Lineal Paralela y Perpendicular a 532 nm
FOV	130 μ rad
Resolución vertical	30-60 m
Resolución horizontal	333 m, 1.5km, 5km
Rango dinámico lineal	22 bits
Taza de muestreo	316 kbps

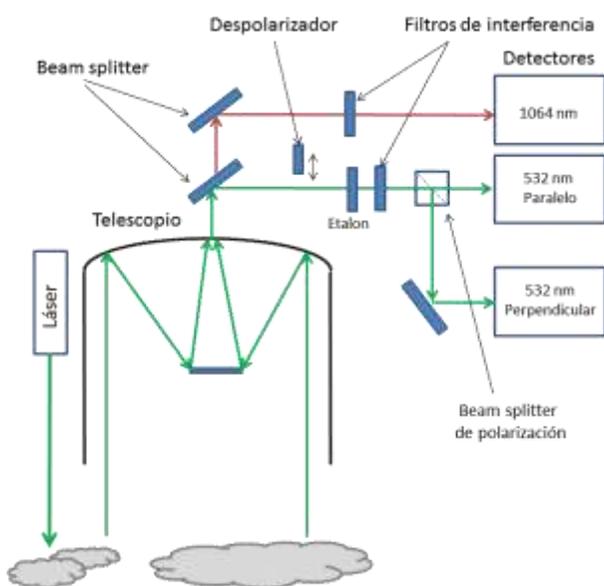


Figura 2.8. Esquema de la arquitectura del sistema CALIOP a bordo del satélite CALIPSO (http://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/pdfs/PC-SCI-202.Part1_v2-Overview.pdf).

La adquisición de datos de CALIOP empieza tiempo después de haber sido enviado el láser a la atmósfera, a una altura de 115 km sobre el nivel medio del mar. El ruido de fondo o señal de background es tomado entre los 97 y 112 km, región en la que la contribución atmosférica en la señal retrodispersada es despreciable, siendo posible caracterizar dicha

señal como ruido de fondo el cual es sustraído de la señal medida. La resolución nominal del sistema CALIOP es de 30 m en vertical y de 333 m en horizontal. En la vertical la resolución espacial varía con la altura debido principalmente a la necesidad de realizar promedios en los perfiles medidos en grandes altitudes donde la señal detectada se hace bastante débil. En la baja tropósfera la resolución usada es la nominal. La región entre los -0.5 a -2 km es utilizada para la detección de eventuales fotones retrasados reflejados por la superficie terrestre [21][64][65][66]. Los valores de las resoluciones vertical y horizontal son resumidos en la tabla 2.5.

Tabla 2.5. Resoluciones horizontal y vertical como función de la altitud para los datos de CALIOP.

Altitud [km]	Res. Horizontal [km]	Res. Vertical [m] a 532 nm	Res. Vertical [m] a 1064 nm
30,1 a 40	5	300	--
20,2 a 30,1	1,67	180	180
8,2 a 20,2	1	60	60
-0,5 a 8,2	0,33	30	60
-2 a -0,5	0,33	300	300

Capítulo 3

Mediciones y Resultados

3.1. Definición de los periodos de mediciones

Las técnicas de detección remota utilizadas en este trabajo (lidar, fotometría solar y satelitales) se fundamentan en el comportamiento de la atenuación de la luz por efectos de la atmósfera terrestre. En este sentido, en procura de realizar una evaluación de la atmósfera de la zona urbana de Medellín, asegurando una transmitancia apropiada para la óptima operatividad de cada instrumento, se estableció como criterio general trabajar en condiciones de atmósfera liviana con relativa baja carga de partículas. Tales condiciones se tienen en aquellos días de cielo despejado y eventualmente en de baja nubosidad. En este trabajo se consideraron solamente mediciones diurnas y la selección de días útiles para este estudio se fundamentó en los registros de temperatura y de humedad relativa proporcionados por una estación meteorológica del Sistema de Alerta Temprana – SIATA [67], ubicada en el mismo sitio de la estación Lidar-UNAL.

En el periodo comprendido entre Mayo de 2013 y Diciembre de 2014, en procura de la mayor cantidad de días con datos útiles, se clasificaron los días bajo condiciones atmosféricas de cielo despejado y de baja nubosidad.

En la figura 3.1 se presentan los diagramas de barras correspondientes a los años 2013 y 2014 donde se puede apreciar el predominio de valores de la humedad relativa en el rango de 20% - 50% en la ciudad de Medellín.

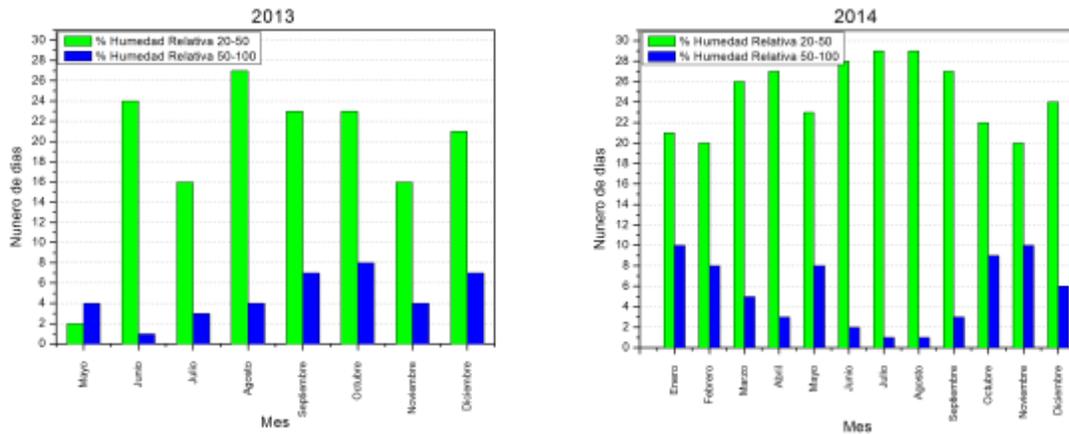


Figura 3.1. Diagrama de barras de la frecuencia de días según los rangos de humedades relativas: 20-50% y 50-100%.

El comportamiento anual de la humedad relativa se muestra en la figura 3.2 para los años 2013 y 2014.

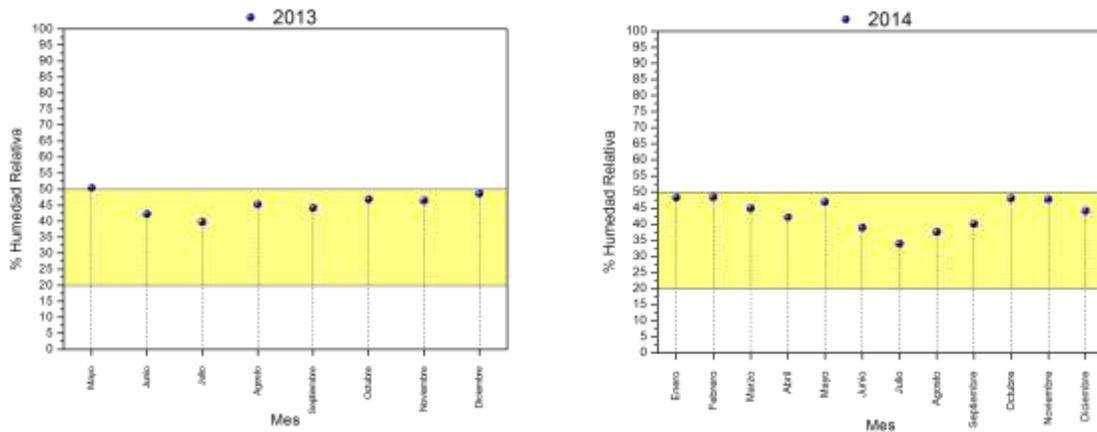


Figura 3.2. Comportamiento anual de la HR para el periodo de Mayo de 2013 a Diciembre de 2014.

En definitiva, el cronograma de mediciones involucradas en este trabajo es el siguiente:

Tabla 3.1. Cronograma de mediciones. a) año 2013. b) año 2014.

	Lidar -UNAL
	Fotómetro
	CALIPSO
	CALIPSO+Fotómetro
	Lidar-UNAL+Fotómetro
	Lidar-UNAL+Fotómetro+CALIPSO

a)

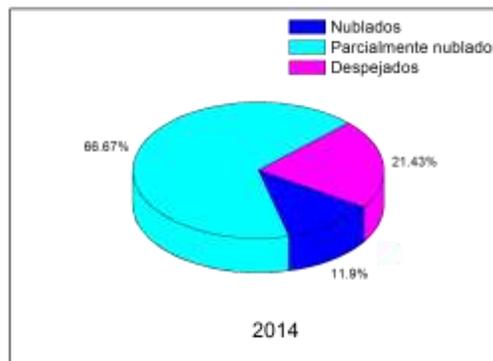
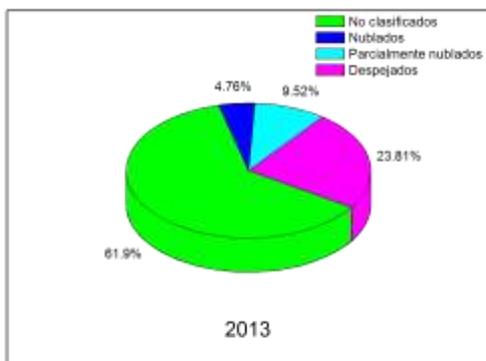
Año	Mes	Día																															
2013	Ene.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Feb.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28				
	Mar.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Abr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
	May.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Jun.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
	Jul.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Ago.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Sep.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
	Oct.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Nov.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
	Dic.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	

b)

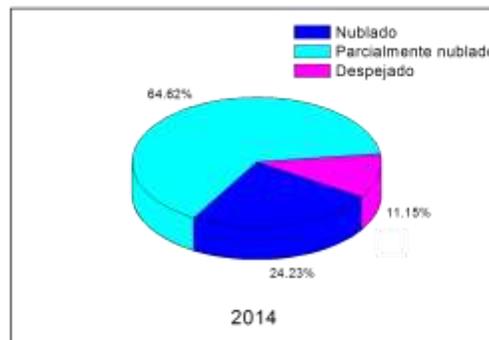
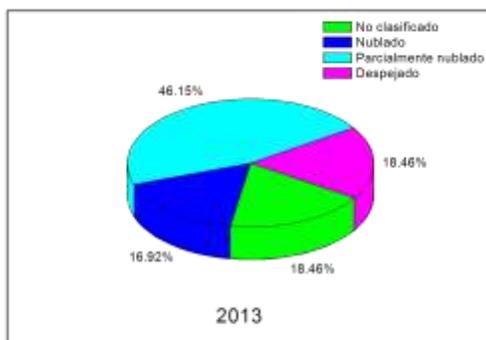
Año	Mes	Día																															
2014	Ene.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Feb.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28				
	Mar.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Abr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
	May.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Jun.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
	Jul.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Ago.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Sep.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
	Oct.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
	Nov.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
	Dic.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	

Una clasificación de días como nublados, parcialmente nublados y despejados para los días resaltados en el cronograma general se muestra en la figura 3.3.

a) Lidar-UNAL



b) Fotómetro



c) Satélite CALIPSO

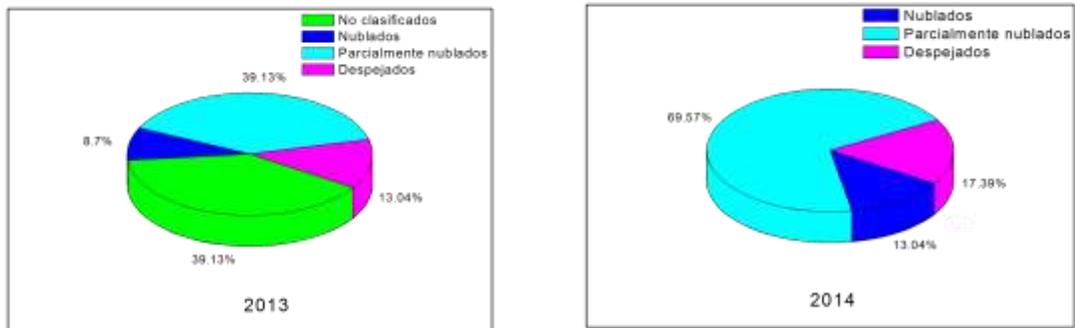


Figura 3.3. Clasificación por tipo de días: nublado, parcialmente nublado y despejado, para los días reportados en el cronograma general de mediciones. a) Lidar-UNAL; b) Fotómetro; c) Satélite CALIPSO.

3.2 Procesamiento de Datos

3.2.1. Lidar-UNAL

3.2.1.1. Optimización del sistema lidar

En procura de garantizar la buena calidad de datos lidar, en esta investigación se realizó un trabajo experimental de optimización de los sistemas emisor y detector del sistema Lidar-UNAL: El reemplazo de la lámpara de Xenón la cual excita ópticamente el medio activo del láser y el alineamiento de la cavidad resonante. Posteriormente se realizó el trabajo de habilitación un segundo canal de mediciones lidar soportado en la generación de la línea láser a esta longitud a través del método de triplicado de la frecuencia fundamental del láser. Una vez esto, el sistema lidar-UNAL puede operar simultáneamente a dos longitudes de onda, 355 nm y 532 nm [49]. Ver la figura 3.4. En este trabajo únicamente se utilizaron los datos lidar a 532 nm

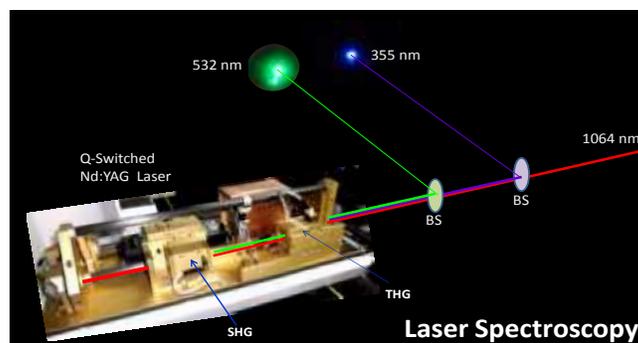


Figura 3.4. Generación del tercer armónico del láser Nd:YAG.

Por otra parte, fue necesario diseñar la óptica de envío de forma tal que permita enviar las tres longitudes de onda del láser simultáneamente hacia la atmosfera. Concretamente, un expansor del haz láser fue diseñado y acoplado al sistema de envío con unas características de transmitancia espectral favorables para tal fin. Ver la figura 3.5.

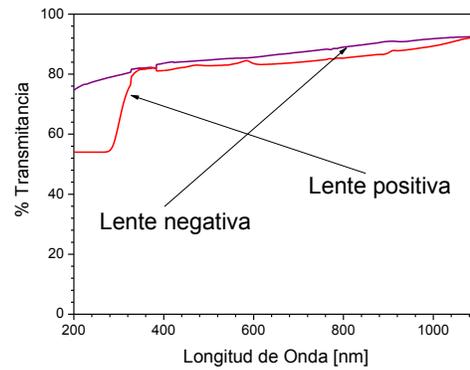


Figura 3.5. Transmitancia de las lentes usadas en el expansor de haz.

La configuración monostática coaxial se mantiene, garantizando simetría en la señal detectada y una altura de overlap relativamente baja (~ 100 m).

Se rediseñó la caja de detección en orden a separar espectralmente y detectar de manera simultánea las señales elásticas a 355 nm y 532 nm. Un esquema de la configuración es mostrada en la figura 2.3 y una fotografía en la figura 3.6.

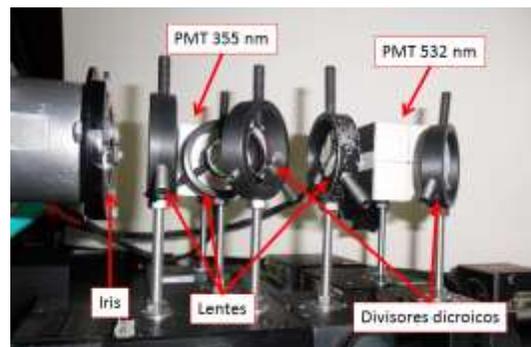


Figura 3.6. Fotografía de la configuración de la caja de detección.

Los detectores se utilizados fueron del tipo de tubos fotomultiplicadores H5783P-03 de Hamamatsu [68][69], mientras que la adquisición y almacenamiento de las señales registradas pasó de hacerse con un osciloscopio de alta velocidad de muestreo al sistema electrónico LICEL (TR40-160-AP)[70], el cual cuenta con las siguientes características:

- Dos paneles con dos canales cada uno: Análogo y conteo de fotones.
- Instrumento virtual para monitoreo de señal en vivo y proceso de alineación, **TCPIP live display**.

- Instrumento virtual para adquisición de datos lidar, **TCPIP Acquis**.
- Instrumento virtual para procesamiento de señales lidar y representación de perfiles en modo singular, corregidos en altura, calibrado de perfiles en su nivel base y mapa de color, **Advanced viewer**.

La figura 3.7 muestra una fotografía del sistema LICEL interfazado al computador donde se almacenan las medidas.



Figura 3.7. Fotografía del sistema electrónico LICEL TR40-160-AP.

3.2.1.2. Tratamiento de la señal

La luz láser retrodispersada por las partículas atmosféricas sobre Medellín, la cual es detectada en la estación Lidar-UNAL obedece a la siguiente ecuación:

$$P(\lambda, z) = \frac{C \xi(z)}{z^2} \beta^\pi(\lambda, z) \text{Exp} \left\{ -2 \int_{z_0}^z k(\lambda, z) dz' \right\} + P_{BG} \quad (3.1)$$

donde C es una constante característica del sistema; $\xi(z)$ es el factor de forma geométrica interpretado como una probabilidad (basada en consideraciones geométricas) de que radiación desde un plano a una altura z alcance el área sensible del detector [71][72][73]; $\beta^\pi(\lambda, z)$ representa el coeficiente volumétrico de retrodispersión a la longitud de onda λ y altura z (este coeficiente posee las contribuciones debidas a moléculas y partículas, o sea, las contribuciones Rayleigh y Mie); $k(\lambda, z)$ es el coeficiente volumétrico de atenuación atmosférico en una atmósfera no homogénea y P_{BG} es la señal de ruido de fondo proveniente de la luz solar y otras fuentes como el ruido electrónico de los dispositivos constituyentes del sistema lidar.

La señal lidar como se describe en la ecuación (3.1) se conoce como señal primaria o raw, $S_{raw}(z)$, la cual generalmente presenta altos niveles de ruido para perfiles registrados desde un único pulso láser afectando la razón señal/ruido: *parámetro que determina el rango dinámico de detección en el sistema lidar y estimado como el cociente entre la amplitud de la señal medida y el ruido promedio de la misma, de esta manera en las alturas donde este cociente sea menor a la unidad el ruido predomina sobre la señal*. Esto se resuelve promediando típicamente entre 500 a 1000 pulsos del láser para cada perfil de atmosfera. La figura 3.9 muestra una señal raw registrada por el sistema lidar UNAL.

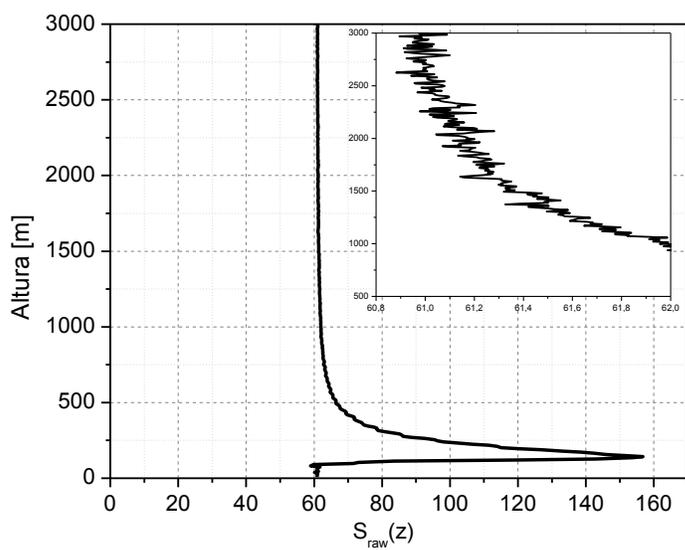


Figura 3.8. Señal elástica raw a 532 nm.

Para obtener un perfil lidar como el de la figura 3.8 se determina el intervalo temporal entre el momento en que el pulso láser es emitido y la señal luminosa es registrada, sin embargo, puede existir cierto retraso entre la emisión del haz láser y el comienzo de la adquisición de datos. Este retraso temporal (trigger delay) se traduce finalmente en un desplazamiento vertical de la señal lidar medida, lo que implica una distorsión del perfil detectado por el sistema lidar. Para analizar el trigger delay se realiza la medida del *zero bin*: este test consiste en detectar un pico en el perfil de señal lidar retrodispersada por un objeto cercano (por ejemplo una cartulina colocada a unos pocos metros sobre el haz láser). Debido a que esta señal se retrodispersa por un objeto muy cercano (menos de la resolución vertical nominal del sistema lidar), el pico debería detectarse en la posición cero (zero bin). Si el pico se detecta en una posición diferente, el trigger delay se puede determinar mediante un cálculo simple. Se debe restar este corrimiento a la señal raw en orden a obtener un correcto escalamiento espacial en la medida. En la figura 3.9 se muestra un ejemplo de medida durante el test del zero bin realizado para la señal elástica a 532 nm, donde se aprecia que el pico intenso de señal retrodispersada generada por un objeto cercano al sistema lidar no se encuentra en la posición cero.

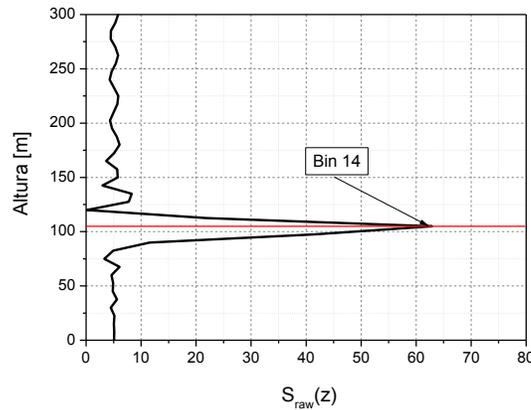


Figura 3.9. Señal elástica lidar cruda a 532 nm en el test de zero bin. Se observa que la señal está desplazada 14 bins.

Ahora, las componentes de ruido deben ser sustraídas de $S_{raw}(z)$: el ruido electrónico se obtuvo midiendo la respuesta del detector con el telescopio completamente cubierto, esta es la señal de corriente de oscuridad del detector, ver figura 3.10.

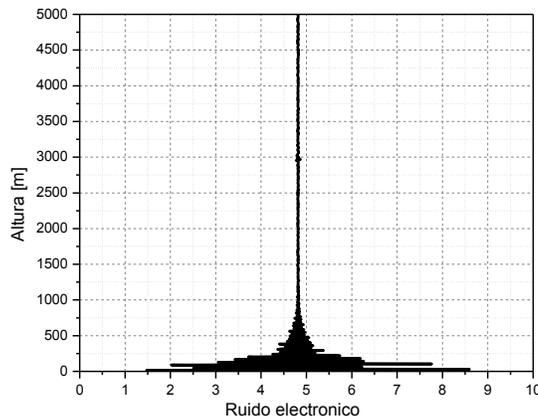


Figura 3.10. Medida de corriente oscura (ruido electrónico) para la señal elástica lidar a 532 nm.

El ruido de fondo correspondiente a la luz solar u otra fuente de luz, diferente a la del láser, que el telescopio pueda coleccionar se manifiesta como una componente DC en la señal registrada, en alturas donde el sistema ya no detecta luz retrodispersada, de esta manera este ruido se tomó como el valor promedio de la señal lidar en esa región.

La señal resultante, $S_{offset}(z)$ (ver figura 3.11), posee información completa a cerca de las propiedades ópticas y microfísicas de las moléculas y aerosoles suspendidos en la atmósfera. Información contenida en los coeficientes volumétricos de retrodispersión $\beta^\pi(\lambda, z)$ y atenuación atmosférica $k(\lambda, z)$:

$$S_{offset}(z) = P(z) - P_{BG} = \frac{C \xi(z)}{z^2} \beta^\pi(\lambda, z) \text{Exp} \left\{ -2 \int_{z_0}^z k(\lambda, z) dz' \right\} \quad (3.2)$$

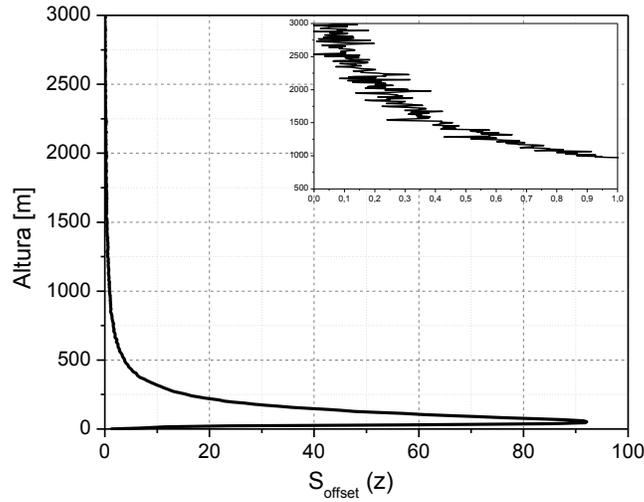


Figura 3.11. Señal elástica lidar a 532 nm, con corrección de zero bin y de ruido de fondo.

En este punto, en nuestras medidas, se realizó un suavizado de la señal $S_{offset}(z)$ mediante onditas Symelt o de Haar, en orden a obtener una señal más manipulable en los algoritmos y procesos de inversión que permiten determinar características de la estructura de la atmósfera así como las propiedades ópticas de los dispersores. Este suavizado elimina fluctuaciones aleatorias en la señal manteniendo invariantes aquellas irregularidades debidas a inhomogeneidades en la atmósfera. La figura 3.12 muestra una señal $S_{offset}(z)$ a la cual se le ha hecho un suavizado.

La señal suavizada, $S_{offset_sm}(z)$, decrece rápidamente con la distancia z , por lo que para magnificar los eventos atmosféricos a grandes distancias se le hizo una corrección en rango. Esto es, se multiplicó la señal $S_{offset_sm}(z)$ por z^2 . La señal resultante se conoce como señal corregida en rango $SRC(Rz)$:

$$SRC(z) = z^2 * S_{offset_sm}(z) = C \xi(z) \beta^\pi(\lambda, z) \text{Exp} \left\{ -2 \int_{z_0}^z k(\lambda, z) dz' \right\} \quad (3.3)$$

La figura 3.13 muestra un ejemplo de perfil para $SRC(z)$ medida en Medellín.

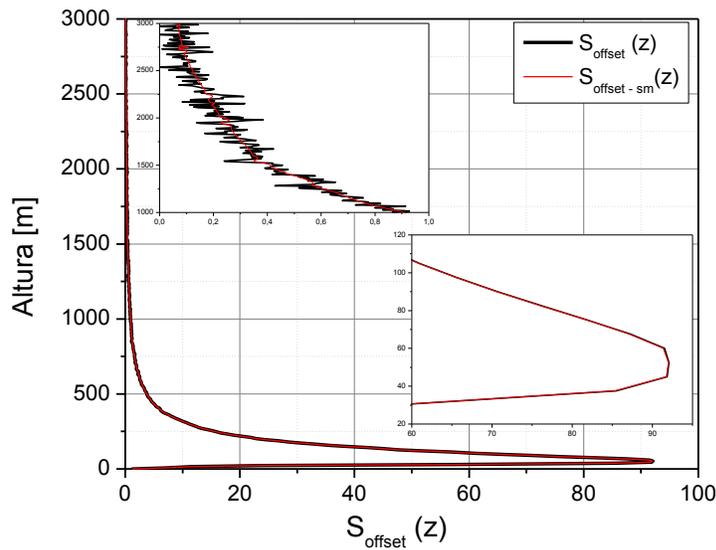


Figura 3.12. Curva negra: señal $S_{offset}(z)$; Curva roja: señal suavizada $S_{offset-sm}(z)$.

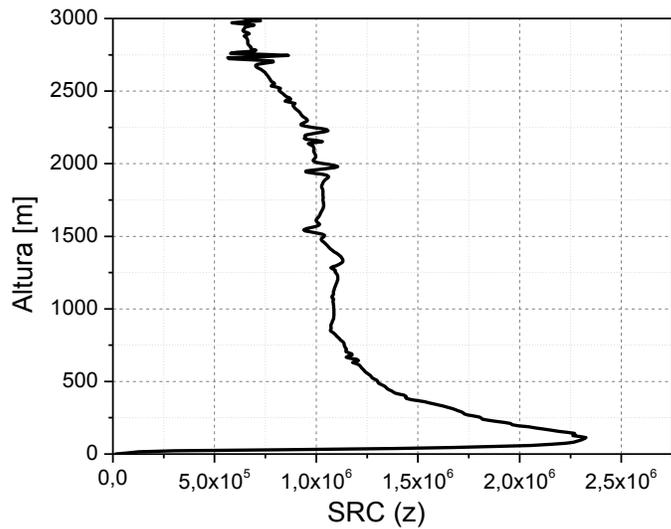


Figura 3.13. Ejemplo de señal $SRC(z)$ para mediciones lidar a 532nm en Medellín.

El conjunto de perfiles lidar registrados durante un periodo de mediciones se puede representar en un mapa de color, el cual sirve para realizar una inspección visual de la fenomenología atmosférica. En la figura 3.14 se muestra un mapa de color para medidas lidar-UNAL a 532nm. Los colores rojos indican alta concentración de partículas (aerosoles) mientras que los azules y violetas indican una muy baja concentración de las mismas, las nubes aparecen en esta representación en color blanco.

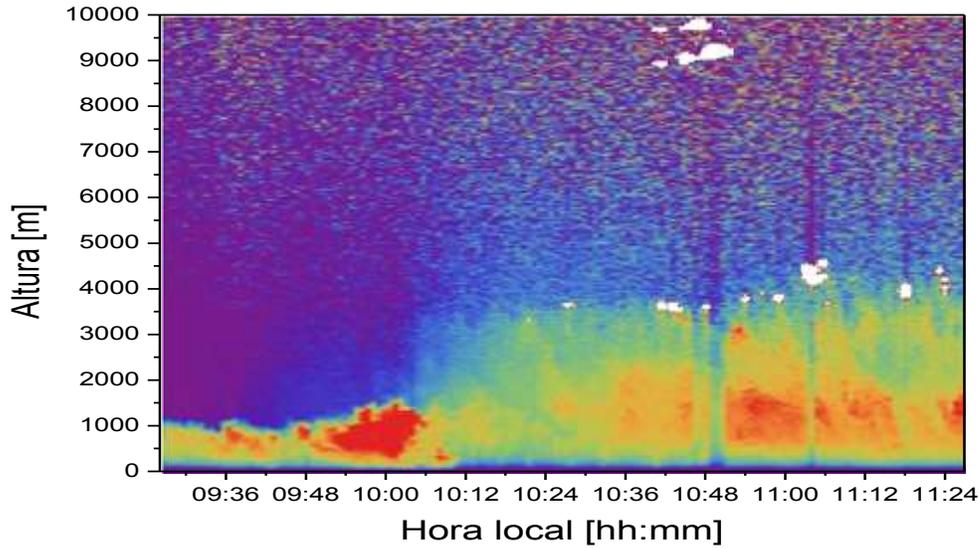


Figura 3.14. Mapa de color lidar a 532 nm. Medidas realizadas en Medellín el 02 de Julio de 2014.

Las propiedades ópticas de los dispersores atmosféricos quedan determinadas si se logran determinar los coeficientes volumétricos de retrodispersión $\beta^\pi(\lambda, z)$ y atenuación $k(\lambda, z)$ atmosféricos, en la señal elástica lidar corregida en rango $SRC(z)$. Diversos métodos matemáticos se han propuesto para alcanzar tal objetivo, muchos de ellos consideran una mezcla homogénea de constituyentes atmosféricos en la columna de atmósfera bajo estudio. Sin embargo, en una atmósfera real este mezclado se presenta de manera no homogénea [74][75][76][77][78].

Generalmente la matemática y estadística involucradas en la inversión automática de señales lidar se basa en los algoritmos de Klett-Fernald. En este trabajo se tuvo la oportunidad de trabajar en conjunto con expertos internacionales de la red latinoamericana de lidares LALINET [79] en el desarrollo de una rutina algorítmica unificada, implementada en el software Mathematica, que complementa la rutina de Klett-Fernald con la corrección molecular Rayleigh soportada con HYSPLIT [47][80].

Klett-Fernald proponen un método que permite determinar $\beta^\pi(\lambda, z)$ y $k(\lambda, z)$ en el caso de una atmósfera inhomogénea: los coeficientes $\beta^\pi(\lambda, z)$ y $k(\lambda, z)$ se deben a la contribución de moléculas y aerosoles

$$\beta^\pi(\lambda, z) = \beta_m^\pi(\lambda, z) + \beta_a^\pi(\lambda, z) \quad (3.4)$$

$$k(\lambda, z) = k_m(\lambda, z) + k_a(\lambda, z) \quad (3.5)$$

donde los subíndices m y a rotulan moléculas y aerosoles respectivamente.

Se definen entonces las razones lidar (independientes de la altura) molecular y de aerosoles como [1][8][81][82]:

$$L_m \equiv \frac{k_m(\lambda)}{\beta_m^\pi(\lambda)} \quad (3.6)$$

$$L_a \equiv \frac{k_a(\lambda)}{\beta_a^\pi(\lambda)} \quad (3.7)$$

Las cuales pueden ser obtenidas desde la teoría de dispersión Rayleigh para el caso molecular [44] [47] y de comparaciones con el AOD obtenido de mediciones fotométricas en el caso de los aerosoles [23]. De tal manera que:

$$k(z) = L_a \beta_a^\pi(z) + L_m \beta_m^\pi(z) = L_a[\beta^\pi(z) - \beta_m^\pi(z)] + L_m \beta_m^\pi(z) = L_a \beta^\pi(z) + [L_m - L_a] \beta_m^\pi(z) \quad (3.8)$$

donde se ha omitido la dependencia con la longitud de onda λ , debido a que para un lidar elástico la longitud de onda detectada corresponde a la misma del láser. Reemplazando entonces la ecuación (3.8) en la (3.3) se tiene:

$$SRC(z) = C_0 \beta^\pi(z) \text{Exp} \left\{ -2 \int_{z_0}^z \{L_a \beta^\pi(z') + [L_m - L_a] \beta_m^\pi(z')\} dz' \right\} \quad (3.9)$$

Multiplicando la ecuación (2.7) por $\text{Exp} \left\{ 2 \int_{z_0}^z [L_m - L_a] \beta_m^\pi(z') dz' \right\}$:

$$X(z) = SRC(z) \text{Exp} \left\{ 2 \int_{z_0}^z [L_m - L_a] \beta_m^\pi(z') dz' \right\} = C_0 \beta^\pi(z) \text{Exp} \left\{ -2 \int_{z_0}^z L_a \beta^\pi(z') dz' \right\} \quad (3.10)$$

Tomando ahora el logaritmo natural a la ecuación (3.10):

$$\ln[X(z)] = \ln[SRC(z)] + 2 \int_{z_0}^z [L_m - L_a] \beta_m^\pi(z') dz' = \ln[C_0] + \ln[\beta^\pi(z)] - 2 \int_{z_0}^z L_a \beta^\pi(z') dz' \quad (3.11)$$

de donde se llega la ecuación diferencial:

$$\frac{d\beta^\pi(z)}{dz} - \beta^\pi(z) \frac{d}{dz} \ln[X(z)] = 2 L_a \beta^{\pi^2}(z) \quad (3.12)$$

cuya solución es de la forma:

$$\beta^\pi(z) = \frac{\beta^\pi(z_0) X(z)}{X(z_0) - 2\beta^\pi(z_0) \int_{z_0}^z L_a X(z') dz'} \quad (3.13)$$

la cual puede reescribirse como:

$$\beta_a^\pi(z) = \frac{\beta^\pi(z_0) SRC(z) \text{Exp} \left\{ 2 \int_{z_0}^z [L_m - L_a] \beta_m^\pi(z') dz' \right\}}{SRC(z_0) - 2\beta^\pi(z_0) \int_{z_0}^z L_a SRC(z') \text{Exp} \left\{ 2 \int_{z_0}^{z'} [L_m - L_a] \beta_m^\pi(x') dx' \right\} dz'} - \beta_m^\pi(z) \quad (3.14)$$

La ecuación (3.14) proporciona el coeficiente volumétrico de retrodispersión debido a los aerosoles suspendidos en la atmósfera, a partir de mediciones lidar. $\beta_m^\pi(z)$ se calcula a partir de la ecuación (1.42) según la teoría de dispersión Rayleigh. $\beta^\pi(z_0)$ se considera

como el valor de $\beta_m^\pi(z)$ en la región donde se supone que ya no hay presencia de aerosoles. La razón lidar de aerosoles L_a puede ser calculada a partir de mediciones fotométricas, como se describirá en la siguiente sección.

El reemplazo de (3.13) y (3.14) en (3.8) permite la estimación del coeficiente volumétrico de atenuación o extinción atmosférica. Un diagrama de bloques de la rutina desarrollada se muestra en la figura 3.15.

Un ejemplo del resultado de las propiedades ópticas de los aerosoles obtenidas mediante la aplicación de esta rutina algorítmica es mostrado en la figura 3.16. Es importante anotar en este punto que la aplicación de la rutina de klett-Fernald proporciona resultados aceptables dentro del margen de error del orden del 20% para los perfiles del coeficiente de retrodispersión, sin embargo, para el caso de los coeficientes de extinción los errores asociados a esta variable seguramente serán superiores al 20% debido a la asunción de una razón lidar de aerosoles independiente de la altura. Por esta razón en este trabajo solo se reportan los perfiles asociados a los coeficientes de retrodispersión.

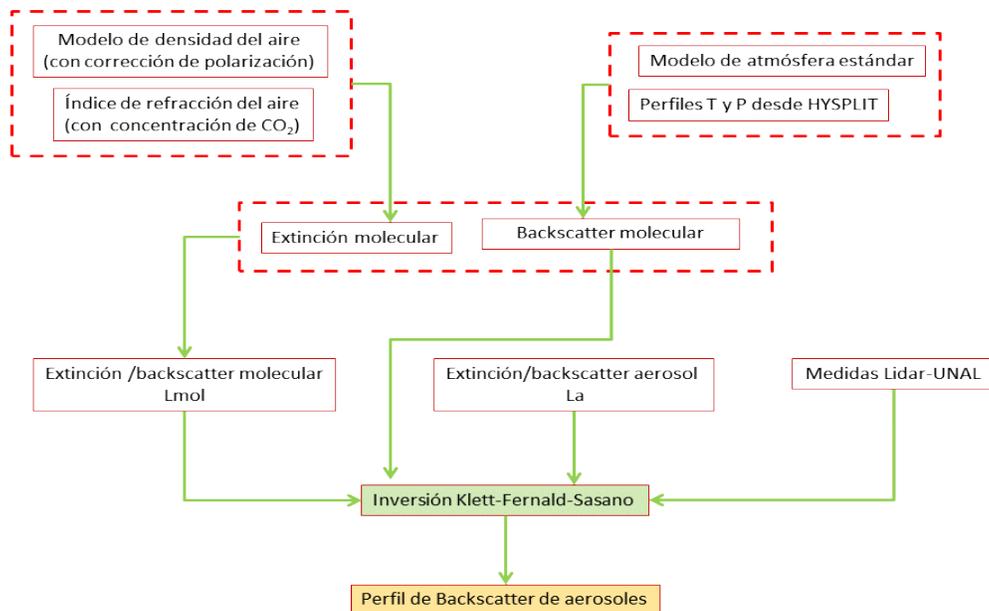


Figura 3.15. Diagrama de bloques de la rutina desarrollada para la inversión de las propiedades ópticas de los aerosoles a partir de mediciones Lidar-UNAL.

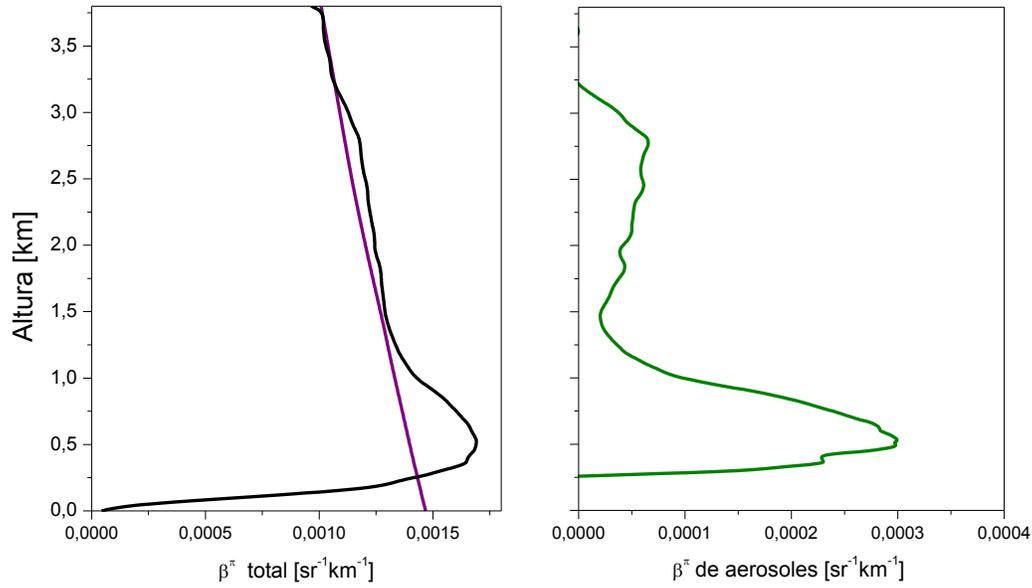


Figura 3.16. Propiedades ópticas de los aerosoles en la atmósfera de Medellín a partir de mediciones Lidar-UNAL. La curva violeta corresponde a la corrección molecular obtenida de la teoría de dispersión Rayleigh.

3.2.1.2.1. Capa límite atmosférica – CLA.

Se considera que la mayor cantidad de partículas suspendidas en la atmósfera se encuentra dentro de la CLA, de tal manera que la intensidad de la radiación retrodispersada detectada por el sistema Lidar-UNAL decrece abruptamente en el tope de la CLA. Diversos métodos matemáticos basados en la primera y segunda derivada de la señal $SRC(z)$ se han desarrollado para determinar las alturas en las que se presenta este abrupto decrecimiento, y considerarlas como las alturas del tope de la CLA [83][84][85]. Sin embargo estos métodos son muy susceptibles al ruido de la señal, generando errores significativos en las estimaciones. En este trabajo se ha desarrollado un algoritmo basado en la transformada covariante de ondas (WCT) para el análisis de la señal lidar, que de manera automática estima la altura de la CLA sobre Medellín [86].

Se hace conveniente en este punto normalizar la señal $SRC(z)$ a la energía del láser a su salida:

$$X(z) = \frac{SRC(z)}{E} \quad (3.15)$$

donde E es la energía del láser a la salida antes de ser enviado a la atmósfera. $X(z)$ en la ecuación (3.15) es conocida como la señal corregida en rango normalizada. La figura 3.17 muestra un ejemplo de perfil de $X(z)$.

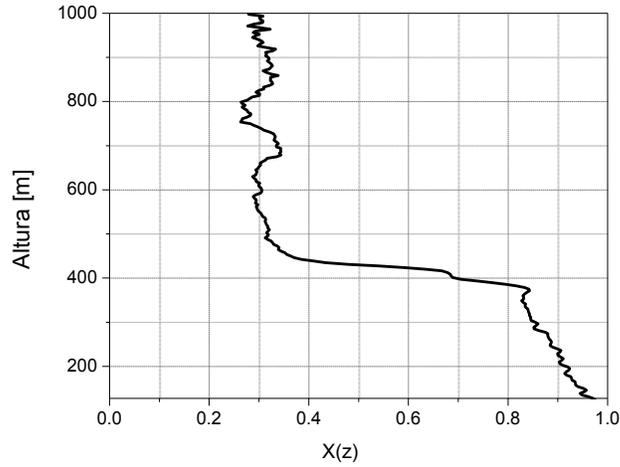


Figura 3.17. Señal lidar corregida en rango normalizada $X(z)$.

El método WCT realiza una convolución entre la función $X(z)$ y una función \mathbf{h} en un intervalo de interés. La WCT se expresa como [83][86]:

$$WCT(a, b) = A \int_{z_i}^{z_f} X(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \quad (3.16)$$

donde $[z_i, z_f]$ son las alturas entre las cuales se está haciendo la convolución; A es una constante de normalización; \mathbf{b} es el parámetro de traslación o localización del centro de la función \mathbf{h} y \mathbf{a} es el parámetro de dilatación relacionado con la extensión espacial de \mathbf{h} .

la $WCT(a, b)$ según se expresa en la ecuación (3.16) es una medida de la similaridad entre las funciones $X(z)$ y \mathbf{h} . la función \mathbf{h} generalmente es tomada como una función Haar o como la derivada de una función gaussiana [83][86], como se expresan en las ecuaciones (3.17) y (3.18) respectivamente:

$$h\left(\frac{z-b}{a}\right) = \begin{cases} +1 & b - \frac{a}{2} \leq z \leq b \\ -1 & b \leq z \leq b + \frac{a}{2} \\ 0 & \text{en otro caso} \end{cases} \quad (3.17)$$

$$h\left(\frac{z-b}{a}\right) = -\frac{c}{a^2} (z-b) c e^{-\frac{(z-b)^2}{2a^2}} \quad (3.18)$$

donde c en la ecuación (3.18) es una constante de normalización. La figura 3.18 describe gráficamente la función \mathbf{h} según las ecuaciones (3.17) y (3.18).

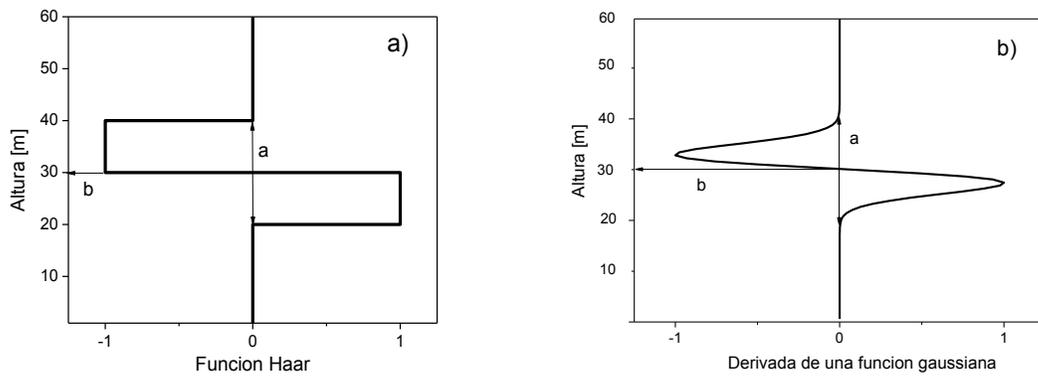


Figura 3.18. a) perfil de una función Haar; b) perfil de la derivada de una función gaussiana.

La $WCT(a, b)$ en la ecuación (3.16) cuando es aplicada a un perfil lidar como el mostrado en la figura 3.17, donde claramente existe un alto retrodispersión dentro de la CLA y una significativa disminución de la intensidad de la señal medida en la atmósfera libre, exhibe un máximo en su perfil en la altura del tope de la CLA (valor del parámetro **b** en la función **h**) [86], ver figura 3.19.

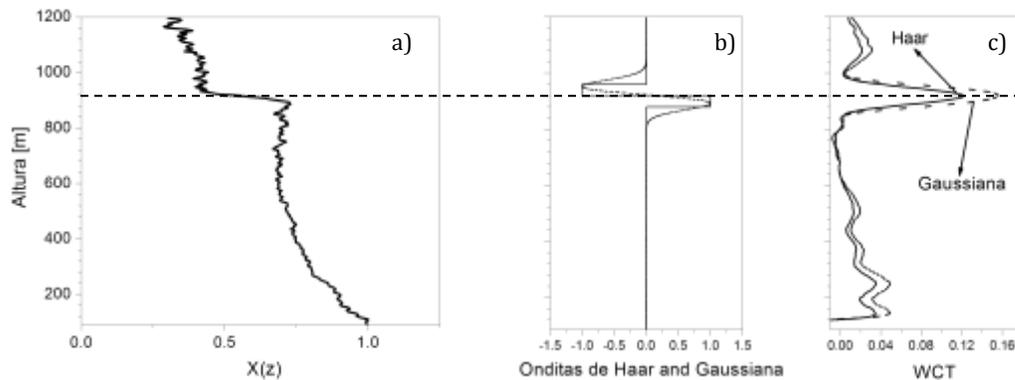


Figura 3.19. a) Señal lidar corregida en rango normalizada; b) *línea sólida*: ondita de Haar, *línea punteada*: ondita gaussiana; c) perfil de la WCT obtenido a partir de la ondita de Haar (línea continua) y de la ondita gaussiana (línea punteada).

La selección de un apropiado valor del parámetro de dilatación **a** es el principal reto para una estimación exitosa de la altura de la CLA con el método de la transformada covariante de onditas. Un valor pequeño de **a** implica que el ruido domina el perfil de la WCT, mientras que un valor muy grande no permitirá identificar la CLA de las posibles capas de aerosoles que puedan encontrarse en la atmósfera libre [83][86], ver figura 3.20.

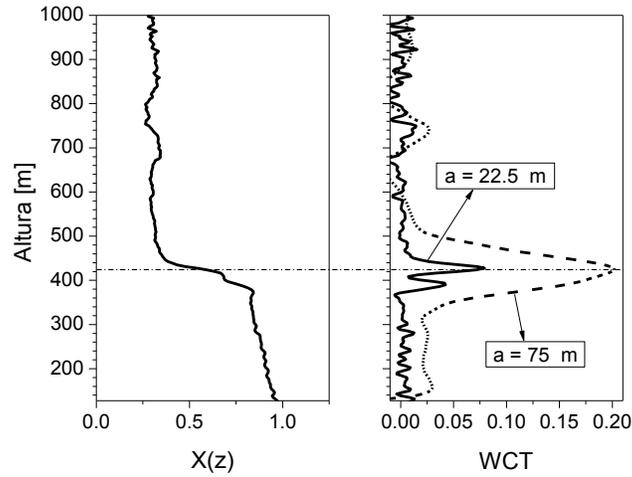


Figura 3.20. *Izquierda:* Señal lidar corregida en rango normalizada; *Derecha:* Perfil de la WCT obtenida para dos diferentes valores del parámetro de dilatación: $a = 22.5 \text{ m}$ (curva sólida) y $a = 75 \text{ m}$ (curva punteada).

Ahora, el parámetro de dilatación es expresado como:

$$a = n * \Delta z \quad ; \quad n = 2,4,6,8, \dots \quad (3.19)$$

donde Δz es la resolución vertical del sistema lidar. La posición del parámetro de traslación b ha de ser elegida entre dos datos discretos en el intervalo $[z_i, z_f]$ para asegurar la simetría en la ecuación (3.16).

El algoritmo desarrollado en este trabajo consta de siete pasos sucesivos llevados a cabo sobre cada perfil lidar individual [86]:

- Detección de ruido, para identificar la región donde la señal lidar se hace demasiado débil (razón señal/ruido).
- Obtención de los perfiles $X(z)$ desde el conjunto de datos de señales lidar crudas.
- Tomar la derivada de primer orden a cada perfil $X(z)$, para determinar el intervalo $[z_i, z_f]$ e identificar un valor z dentro de dicho intervalo.
- Evaluar la función φ_m :

$$\varphi_m = |X(z + m * \Delta z) - X(z - m * \Delta z)| \quad (3.20)$$

donde Δz es la resolución vertical del sistema lidar y $m = 1,2,3, \dots$

Así, el parámetro de dilatación en cada perfil $X(z)$ se obtendrá para el valor de m con el cual φ_m y φ_{m+1} no difieran significativamente uno del otro. Entonces:

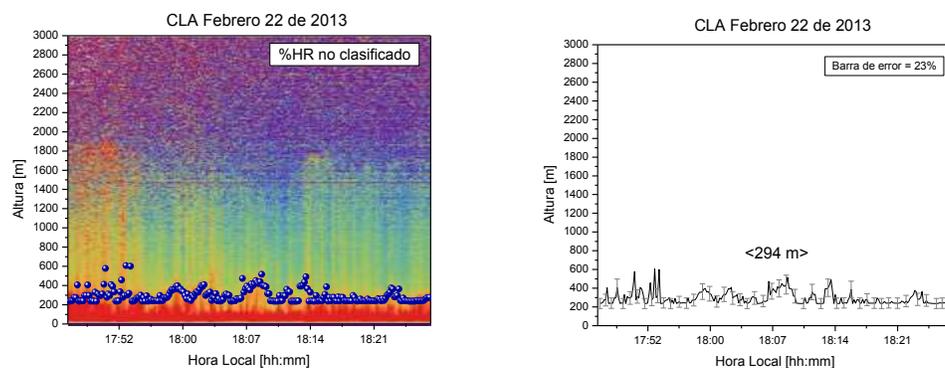
$$a = (z + m * \Delta z) - (z - m * \Delta z) = 2 m * \Delta z \quad (3.21)$$

- Evaluar las funciones $WCT(a, b)$ para cada perfil $X(z)$.

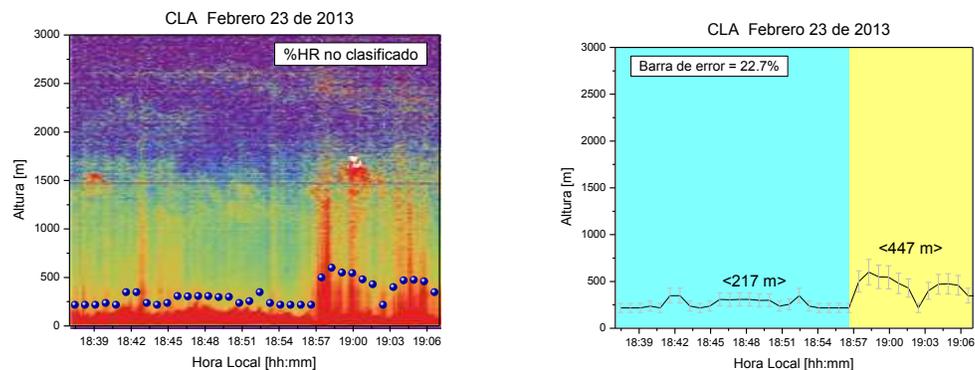
- Identificar automáticamente la altura correspondiente a los picos máximos en cada perfil $WCT(a, b)$.
- Generar un gráfico de la evolución de la CLA con todas estas alturas.

Resultados de las alturas del tope de la CLA en la ciudad de Medellín obtenidas mediante la aplicación del algoritmo anteriormente descrito son mostrados en las figuras 3.21 y 3.22, en las que se muestran mapas de color de las mediciones Lidar-UNAL a 532 nm, curva de tendencia de la CLA sobre Medellín y el registro horario de la humedad relativa y la temperatura en el sitio de medidas. El error relativo en la estimación de las alturas de la CLA fue, en la mayoría de los casos, de alrededor del 20%.

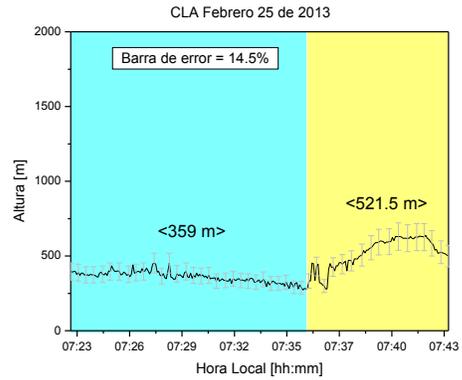
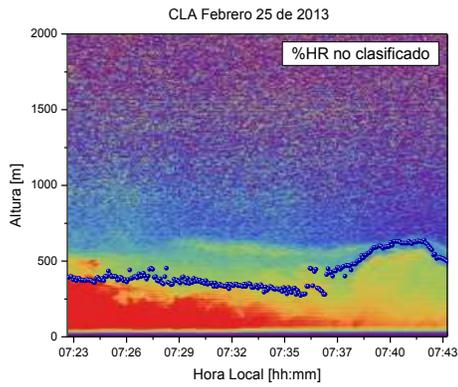
Febrero 22 de 2013



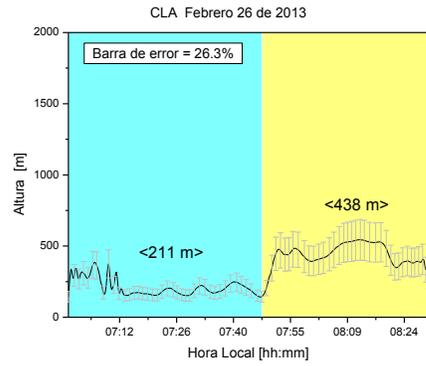
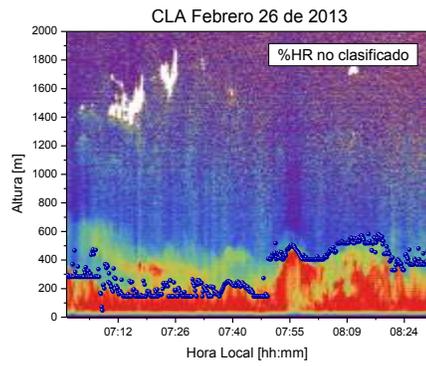
Febrero 23 de 2013



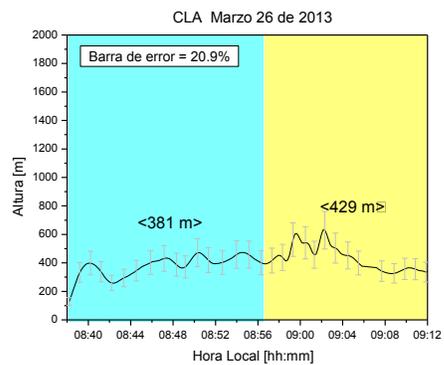
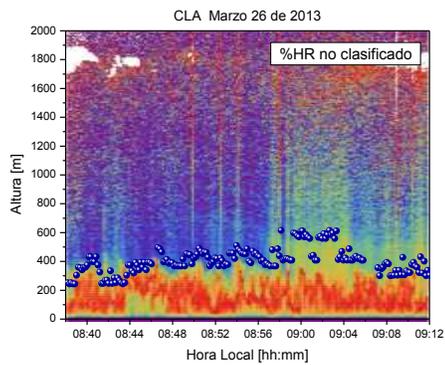
Febrero 25 de 2013



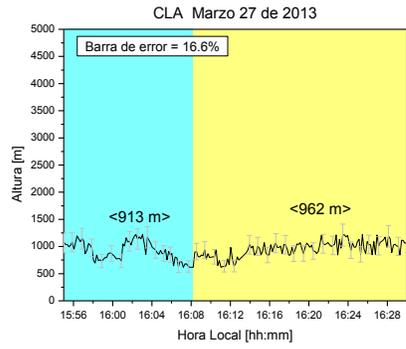
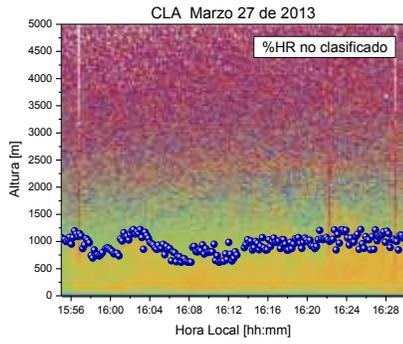
Febrero 26 de 2013



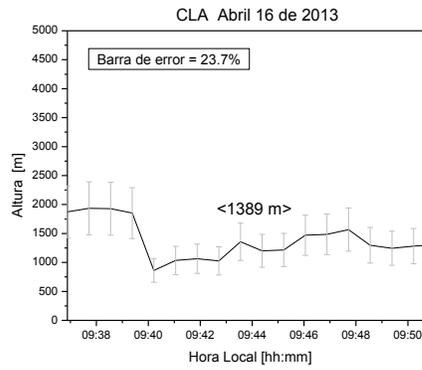
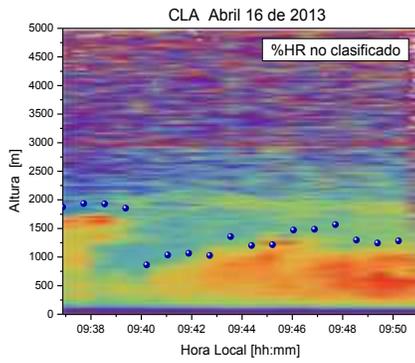
Marzo 26 de 2013



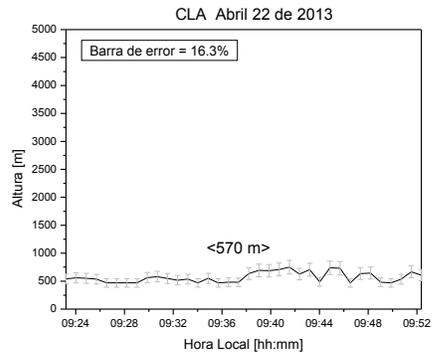
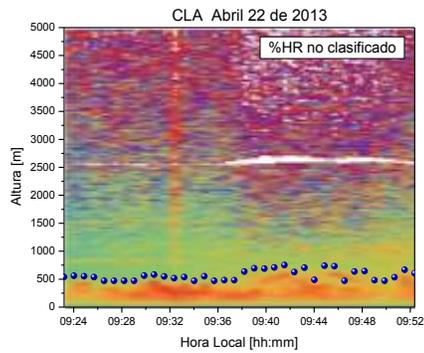
Marzo 27 de 2013



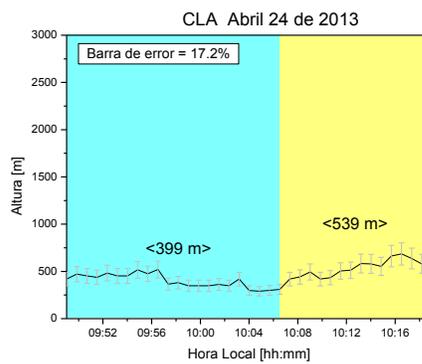
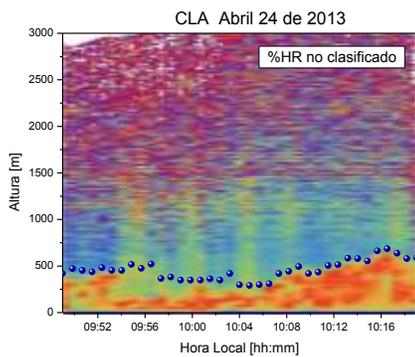
Abril 16 de 2013



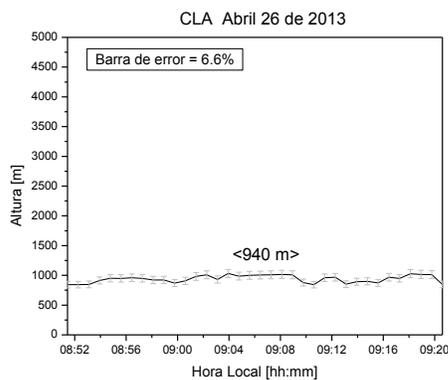
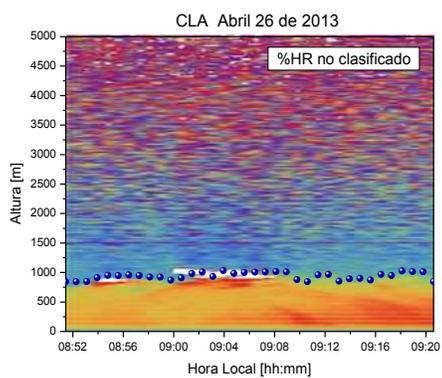
Abril 22 de 2013



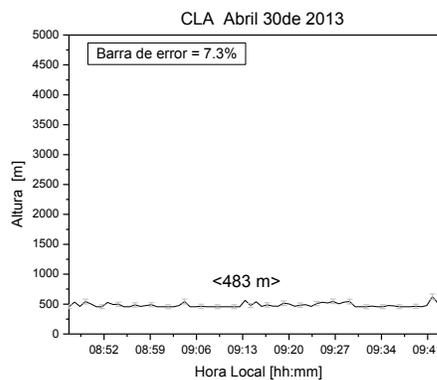
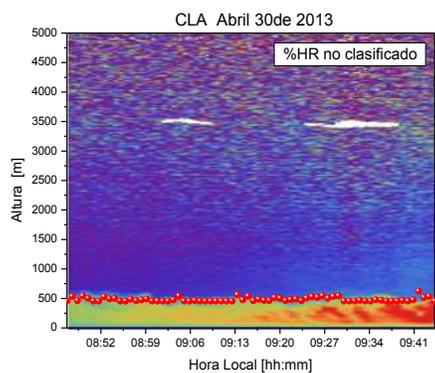
Abril 24 de 2013



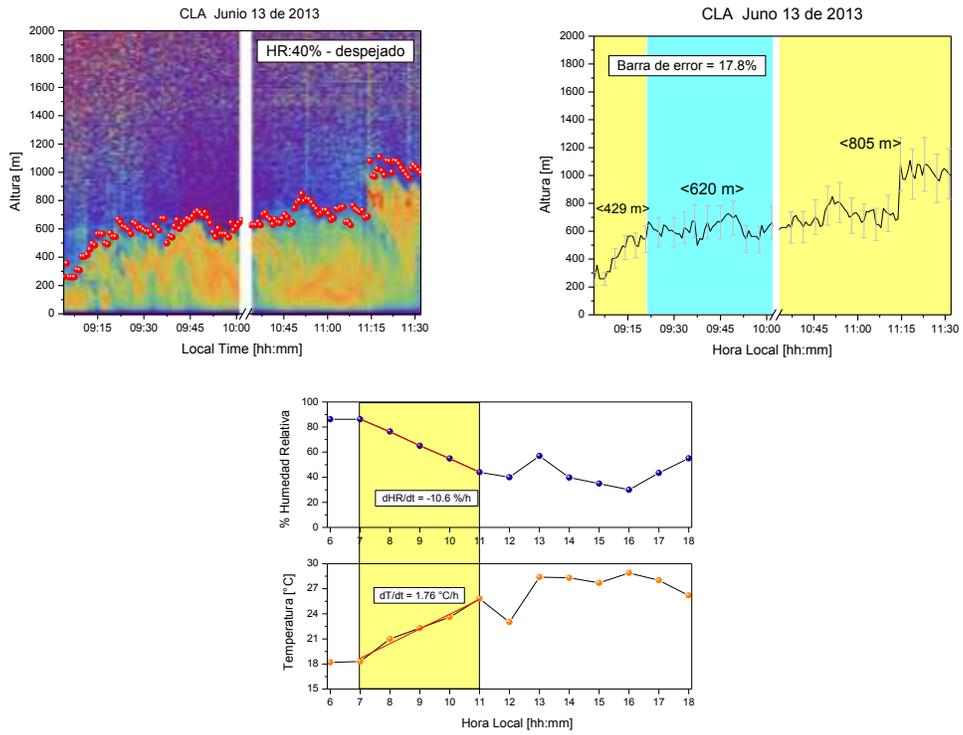
Abril 26 de 2013



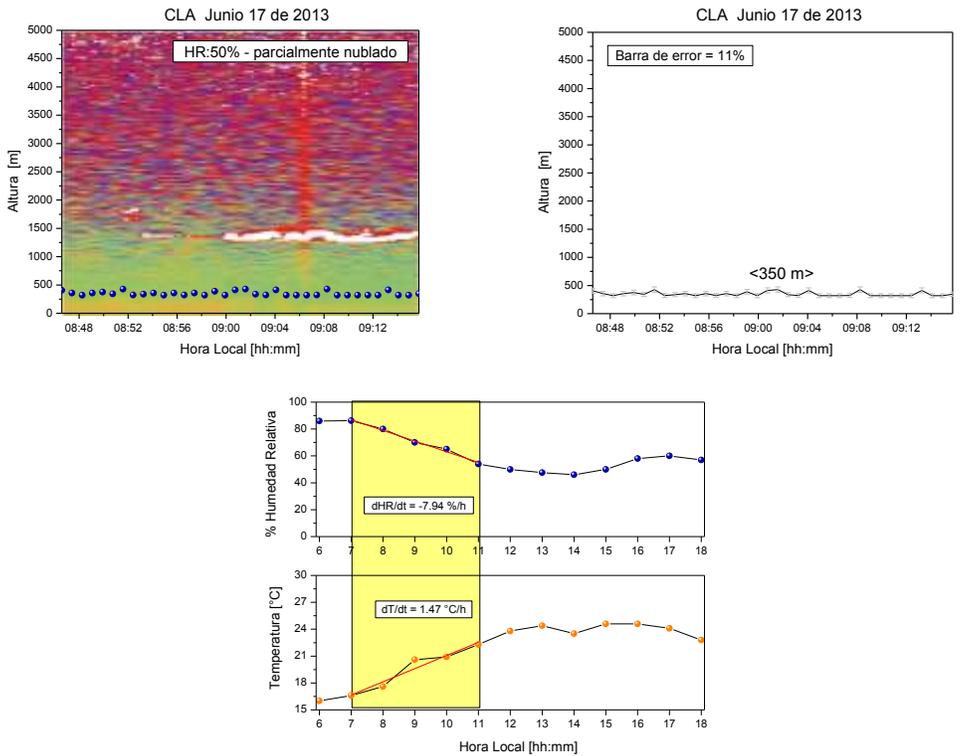
Abril 30 de 2013



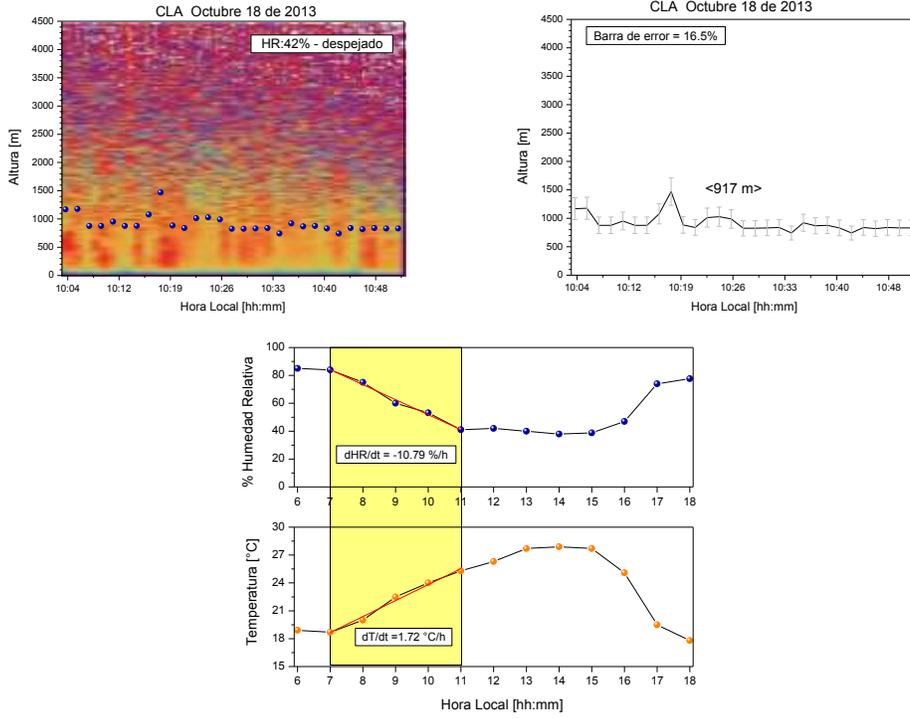
Junio 13 de 2013



Junio 17 de 2013



Octubre 18 de 2013



Octubre 25 de 2013

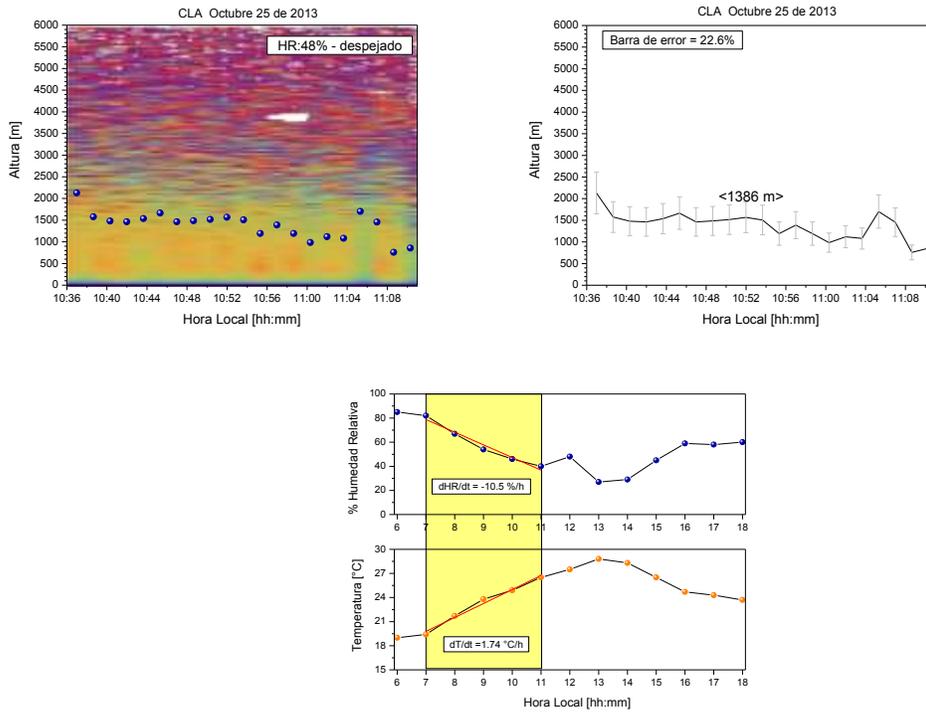
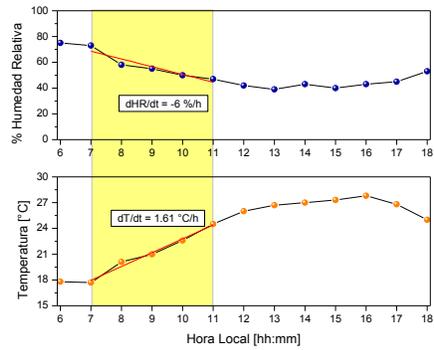
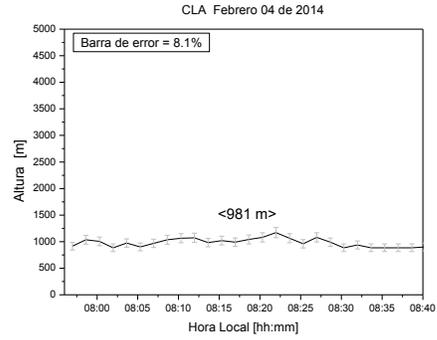
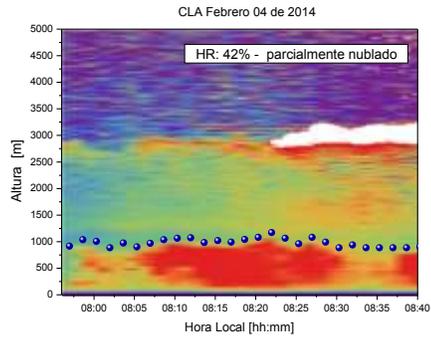
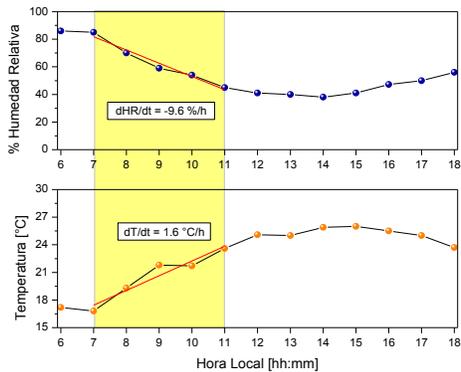
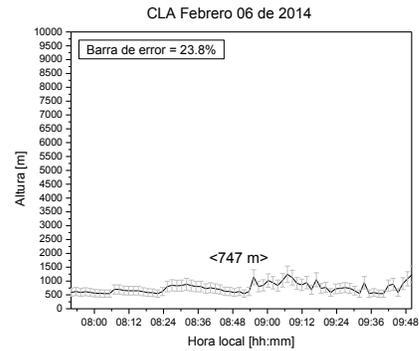
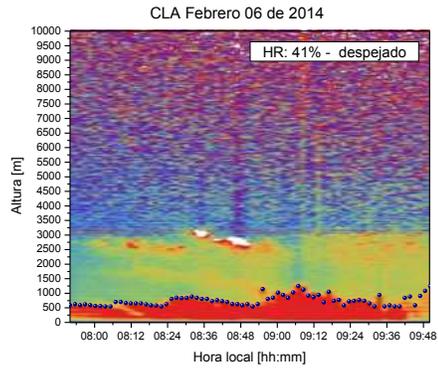


Figura 3.21. Registros Lidar-UNAL a 532 nm de las alturas de tope de la CLA sobre Medellín en el año 2013.

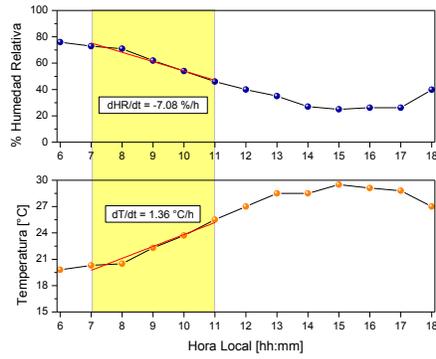
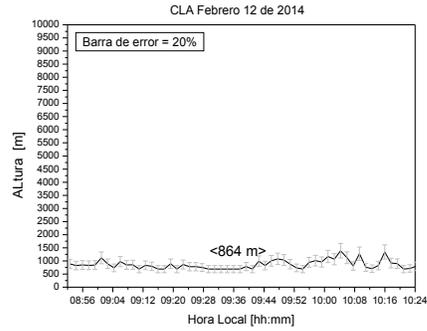
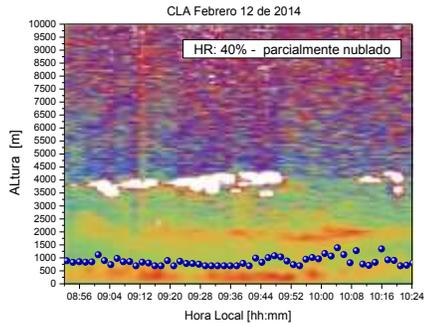
Febrero 04 de 2014



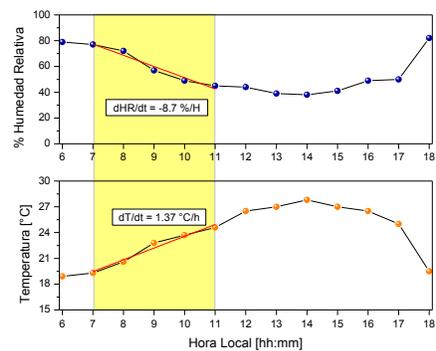
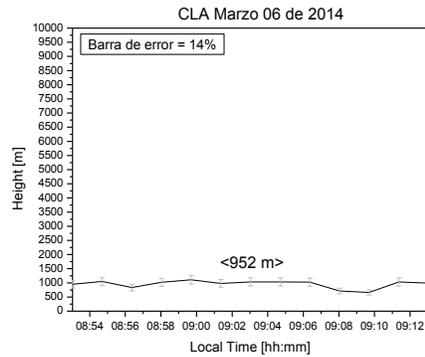
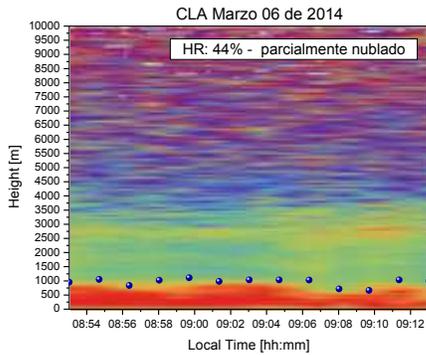
Febrero 06 de 2014



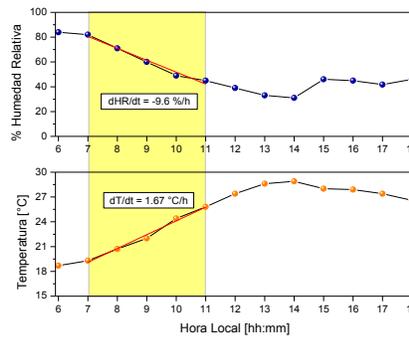
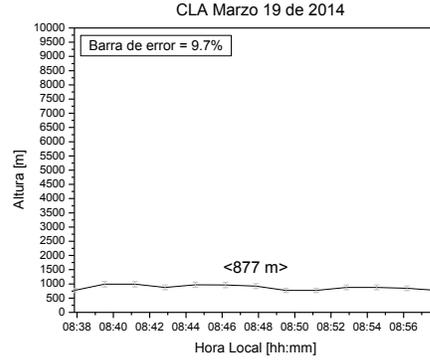
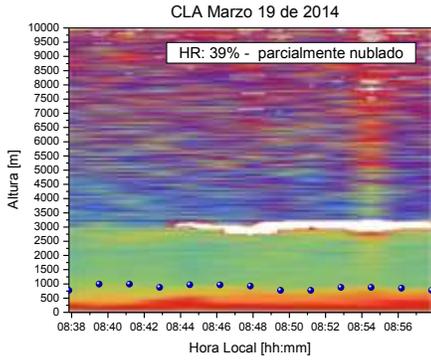
Febrero 12 de 2014



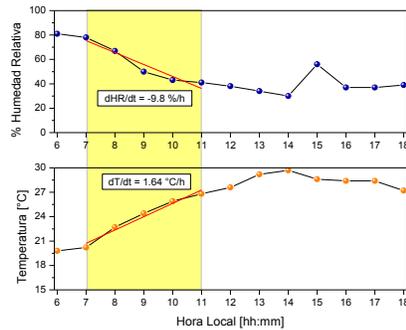
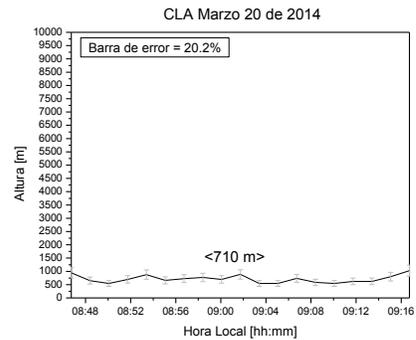
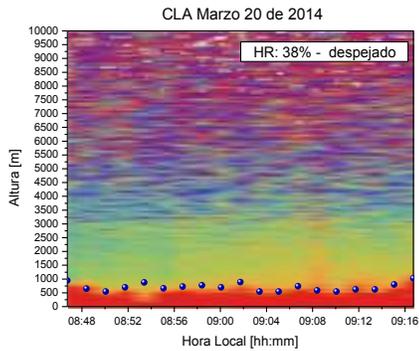
Marzo 06 de 2014



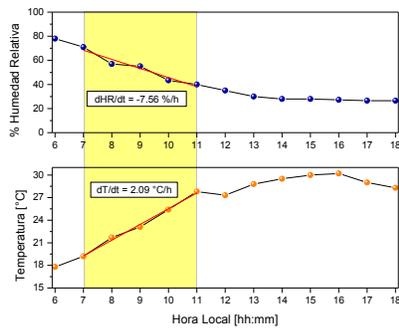
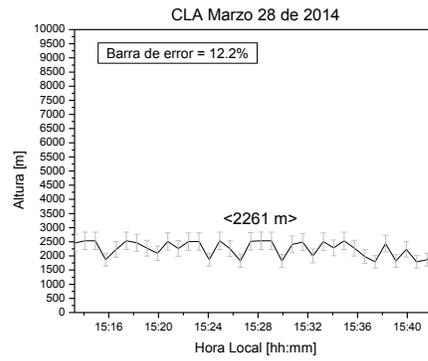
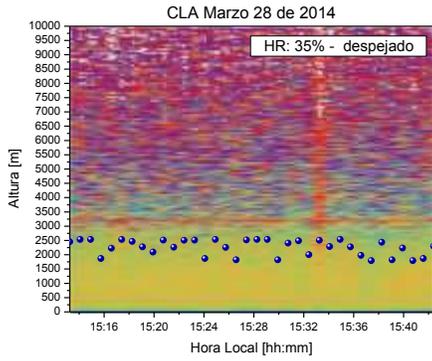
Marzo 19 de 2014



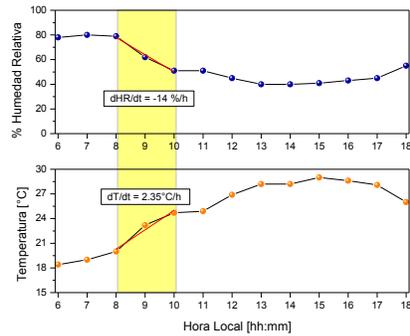
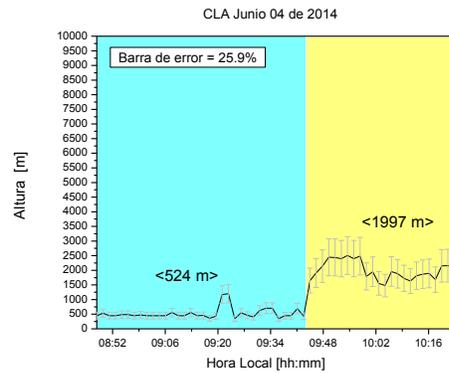
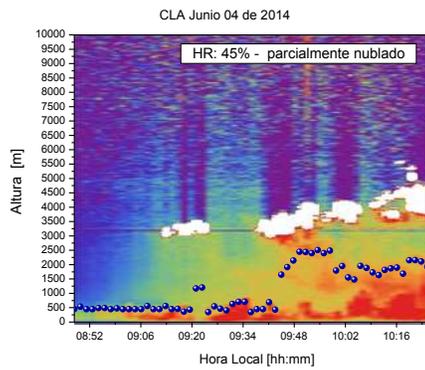
Marzo 20 de 2014



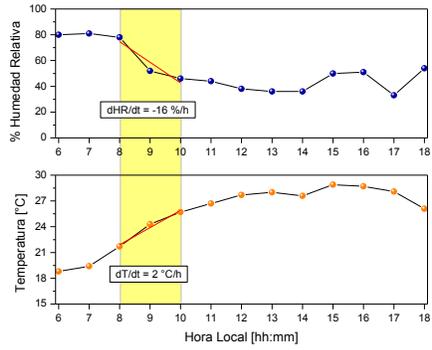
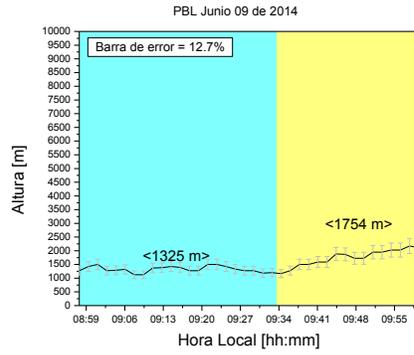
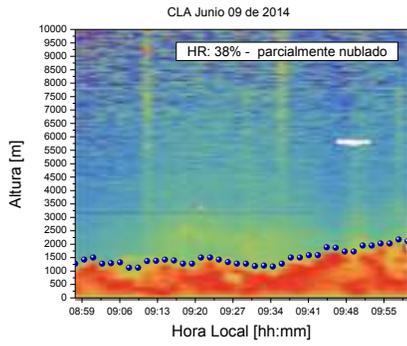
Marzo 28 de 2014



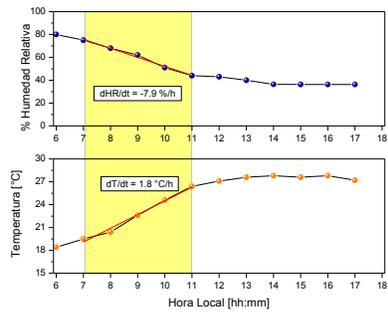
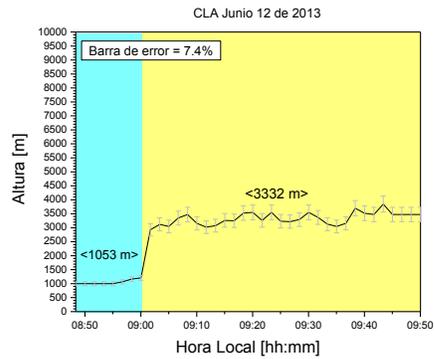
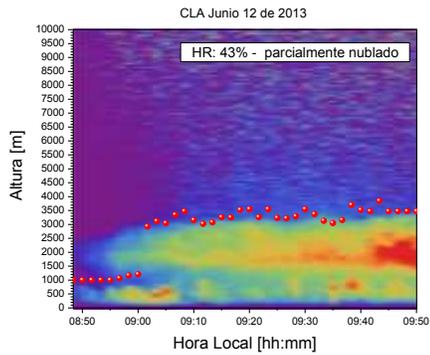
Junio 04 de 2014



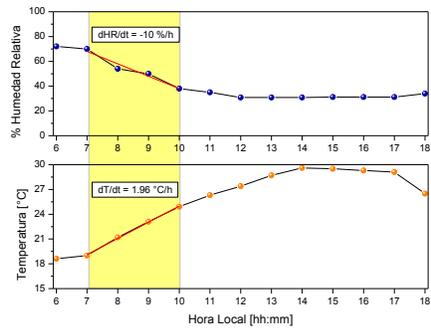
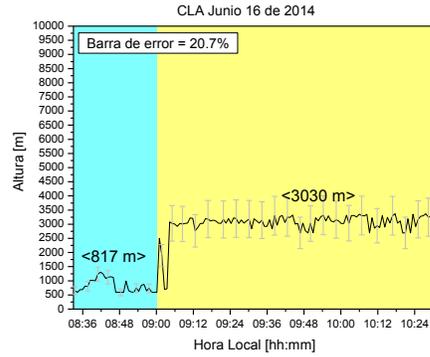
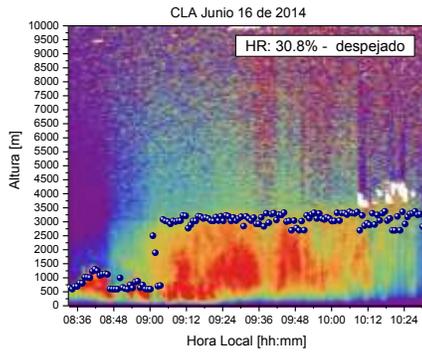
Junio 09 de 2014



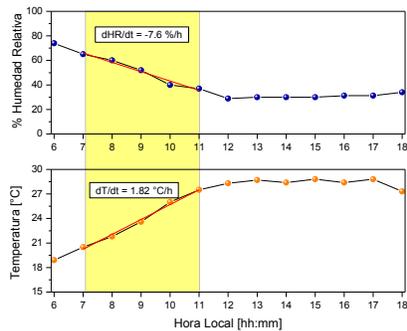
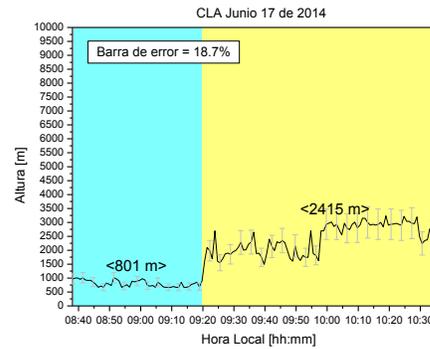
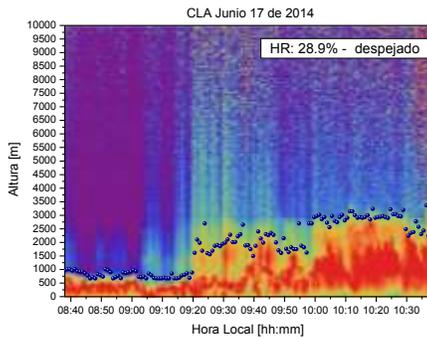
Junio 12 de 2014



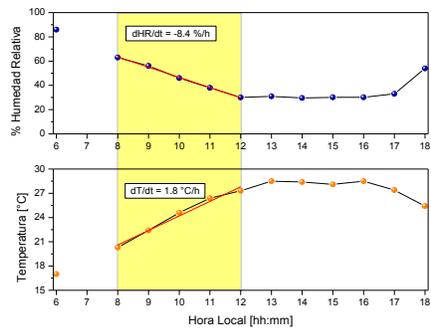
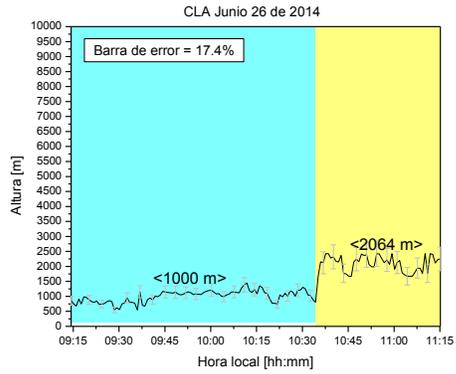
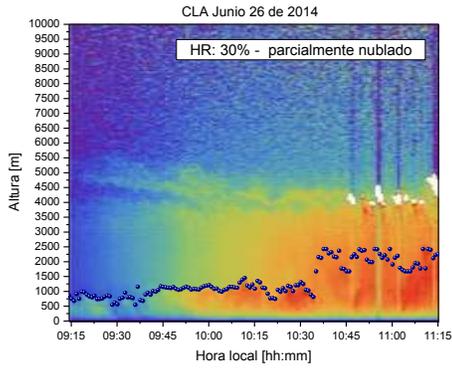
Junio 16 de 2014



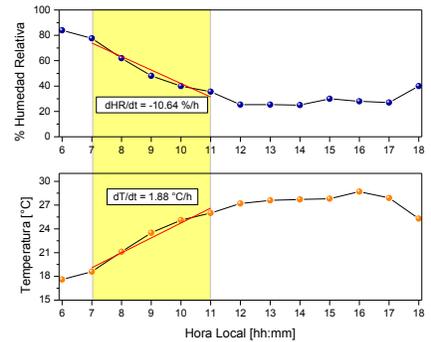
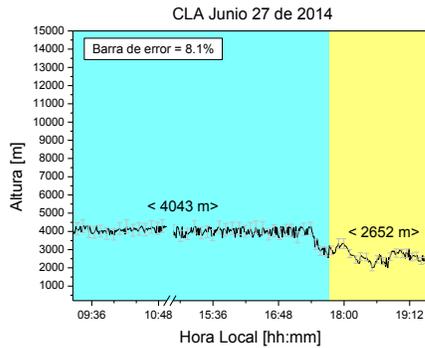
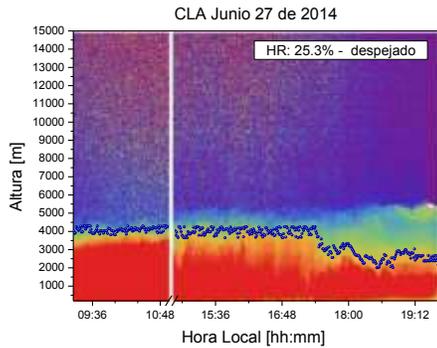
Junio 17 de 2014



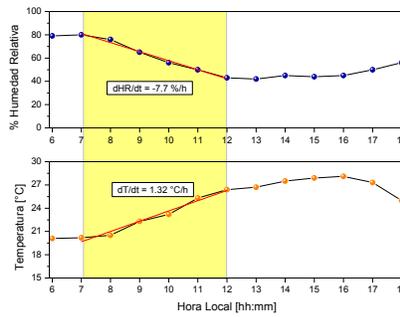
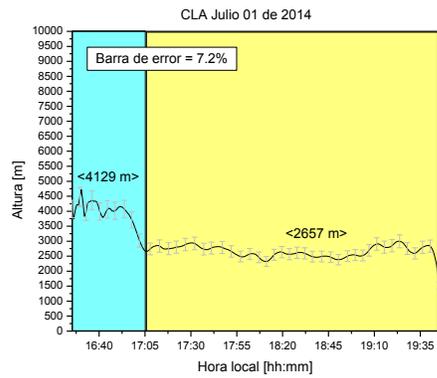
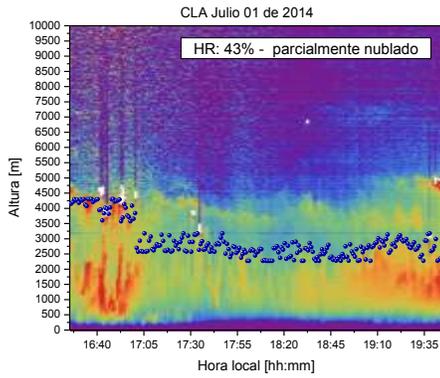
Junio 26 de 2014



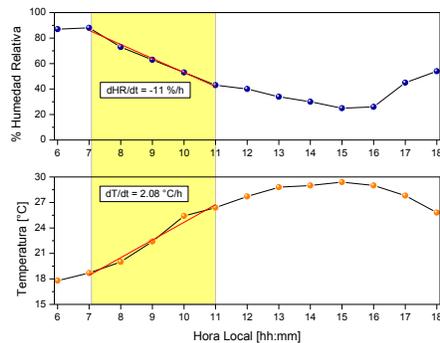
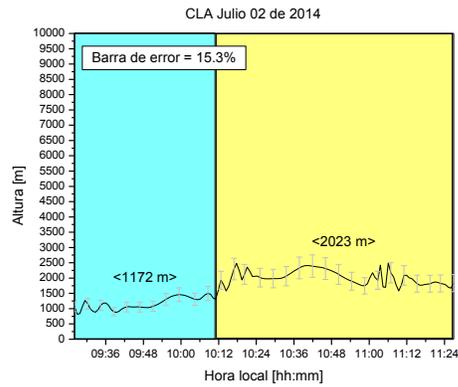
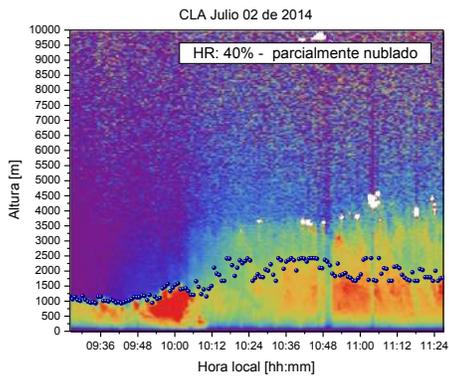
Junio 27 de 2014



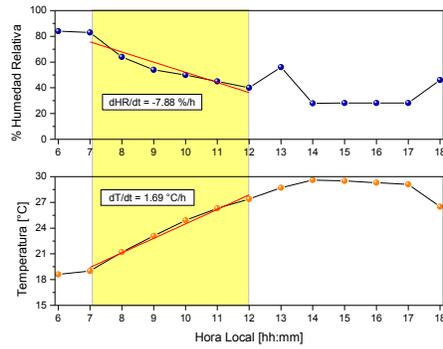
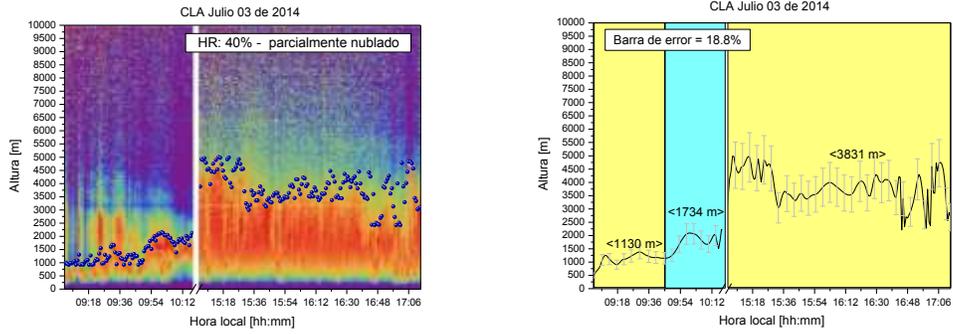
Julio 01 de 2014



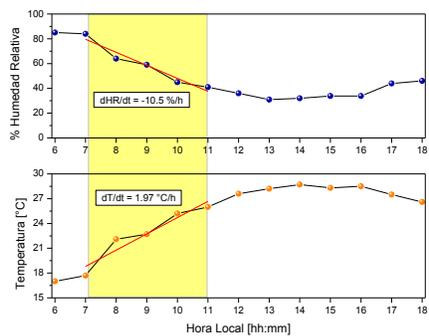
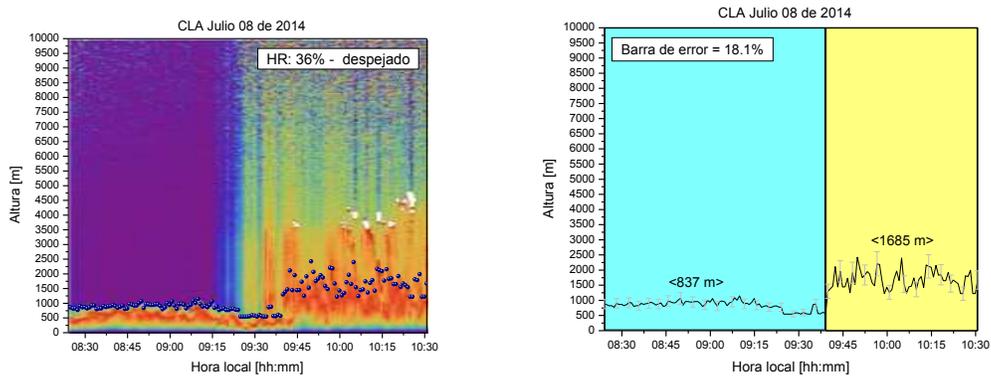
Julio 02 de 2014



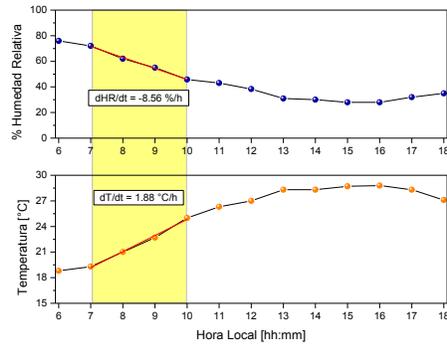
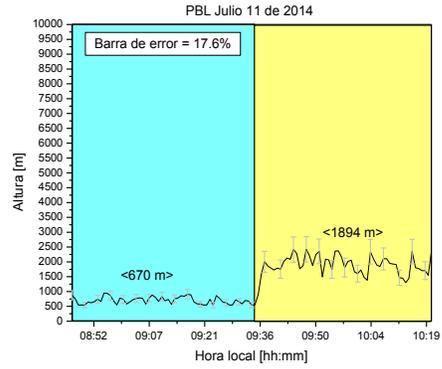
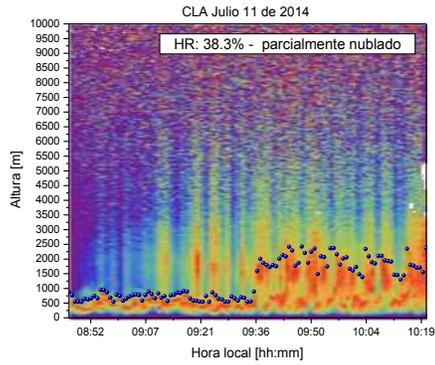
Julio 03de 2014



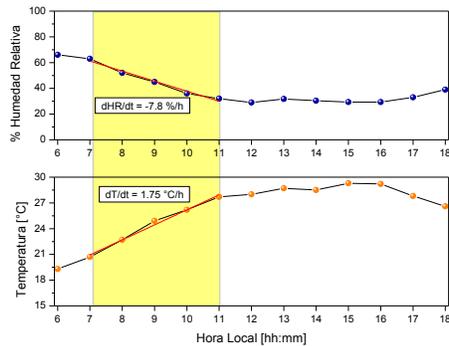
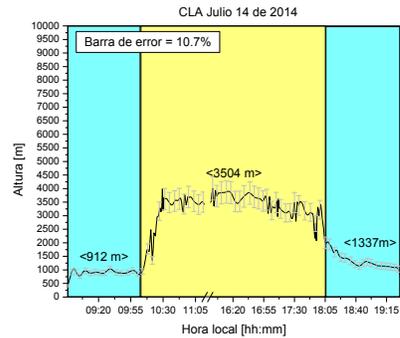
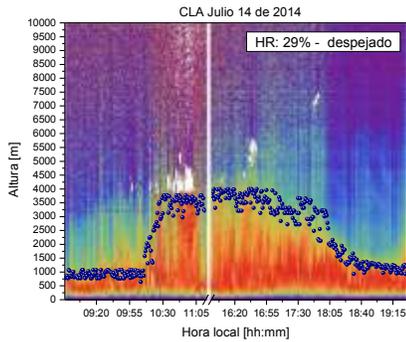
Julio 08 de 2014



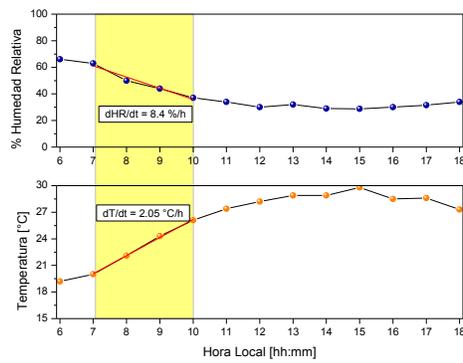
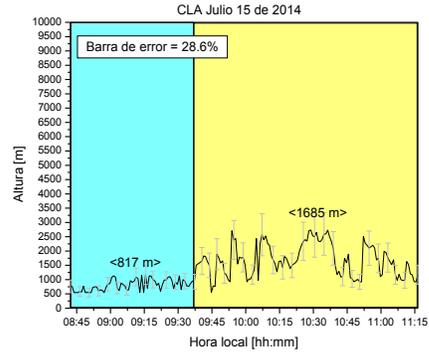
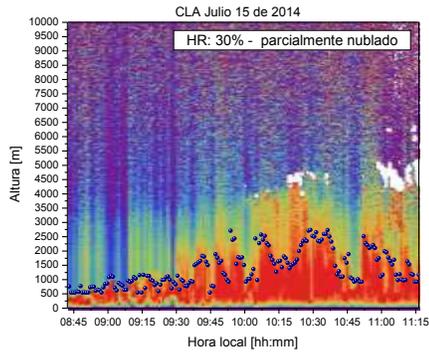
Julio 11 de 2014



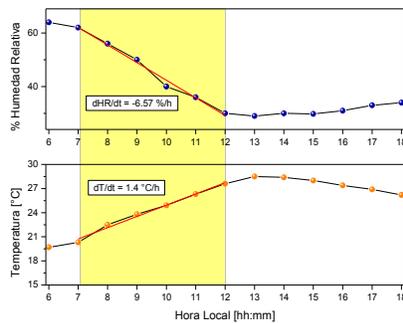
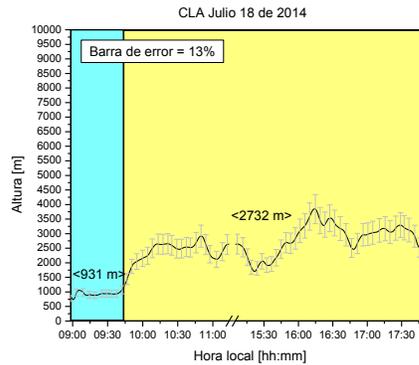
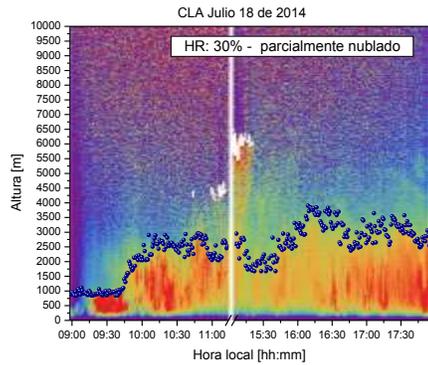
Julio 14 de 2014



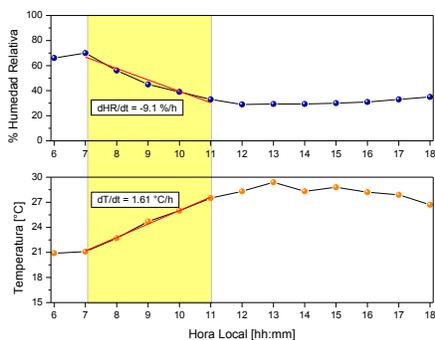
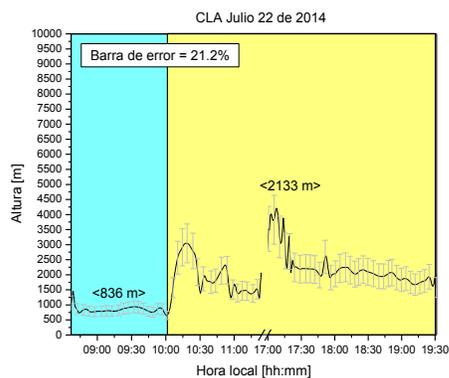
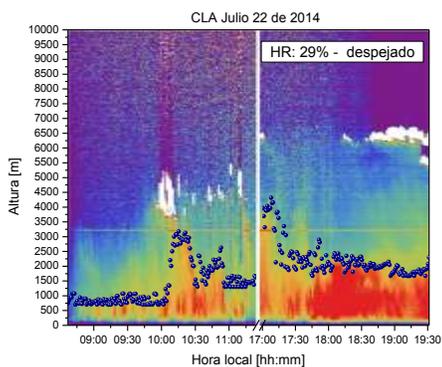
Julio 15 de 2014



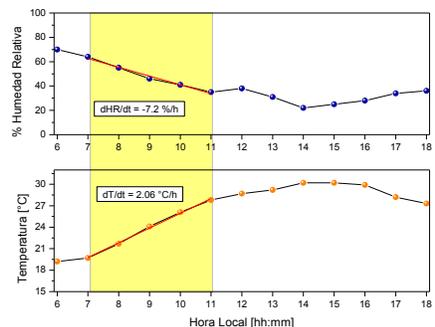
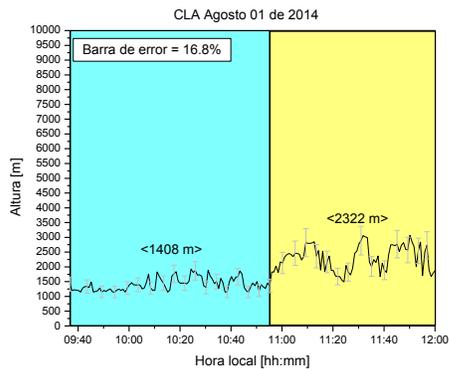
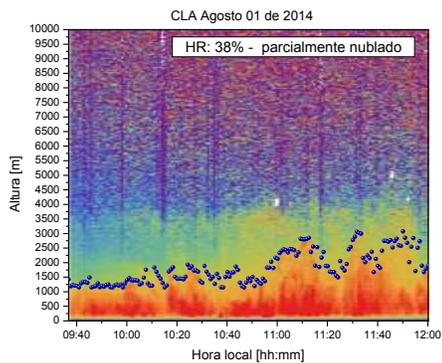
Julio 18 de 2014



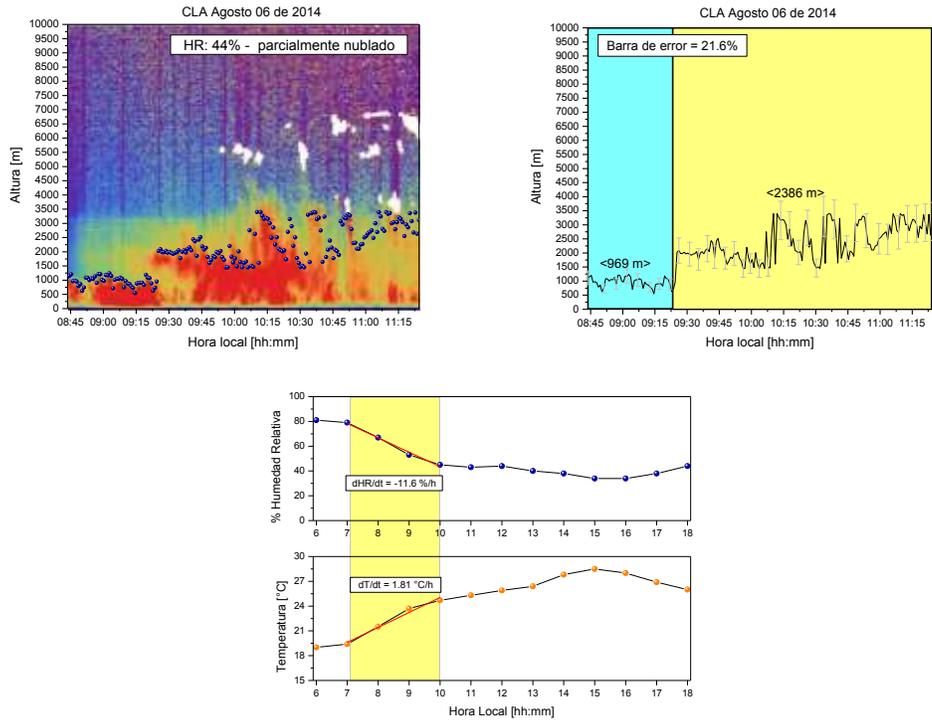
Julio 22 de 2014



Agosto 01 de 2014



Agosto 06 de 2014



Agosto 11 de 2014

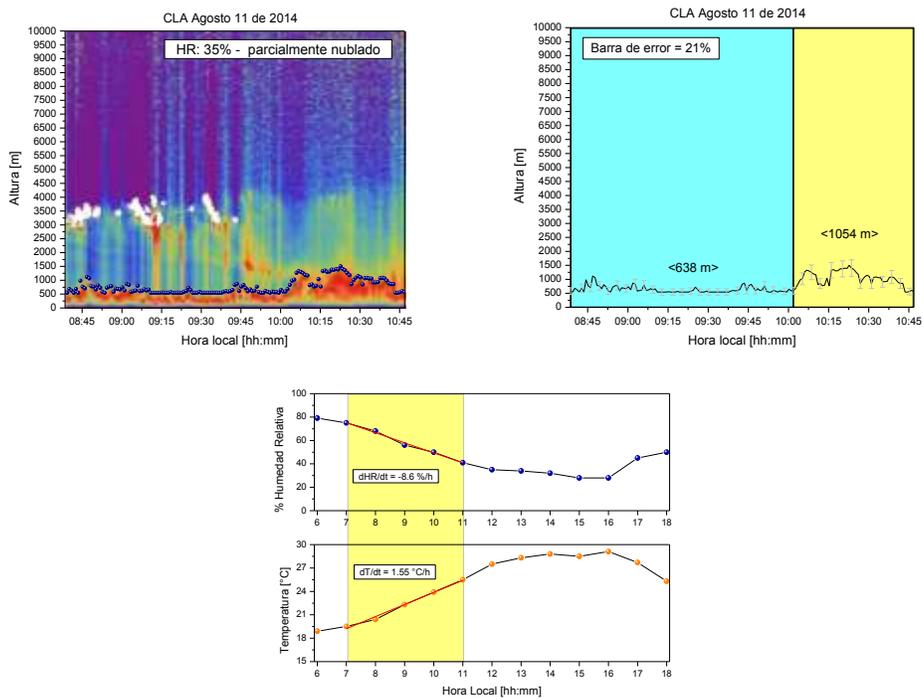


Figura 3.22. Registros Lidar-UNAL a 532 nm de las alturas de tope de la CLA sobre Medellín en el año 2014.

Las figuras 3.21 y 3.22 muestran un crecimiento relativamente rápido de la CLA en la franja horaria comprendida entre las 07:00 y 11:00 (hora local). Los gradientes de decrecimiento de la humedad relativa para los casos reportados son en promedio del 9%/h. En el caso de la temperatura el gradiente de crecimiento es del orden de 1.5°C/h. Ver figura 3.23.

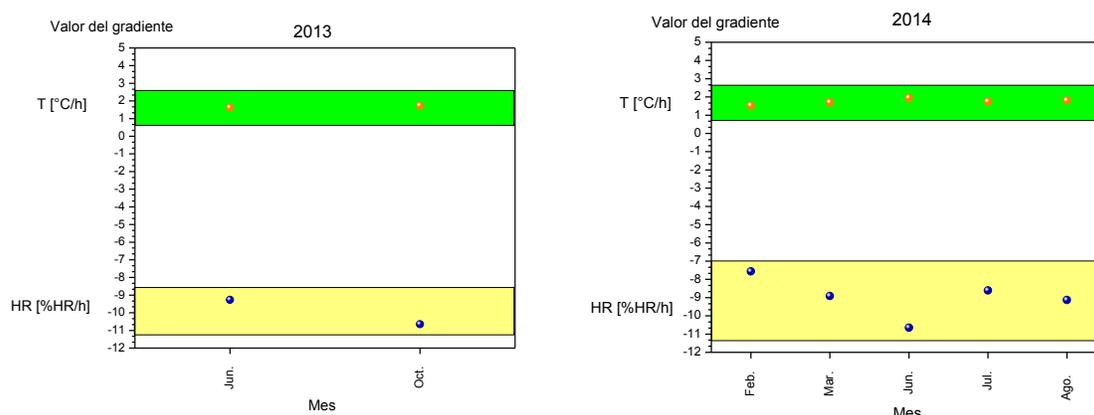


Figura 3.23. Gradientes de HR y temperatura para los casos reportados en los años 2013 y 2014.

Una vez la CLA ha alcanzado su máxima altura la atmosfera tiende a estabilizarse. Las variaciones térmicas y las de la humedad relativa disminuyen en forma acompasada en la franja horaria de 12:00 – 16:00 h. Al finalizar la tarde, alrededor de las 17:00 h, se observa un decrecimiento de la altura de la CLA, como se indica en las gráficas correspondientes a los días 27 de Junio, 01 y 14 de Julio de 2014. Las curvas de tendencias de las alturas de la CLA permiten establecer intervalos en los que existe una relativa estabilidad de esta variable, permitiendo clasificar regiones antes y después del levantamiento de la CLA identificadas con colores verde-azul y amarillo respectivamente en las figuras 3.21 y 3.22. Las características generales del comportamiento de la CLA sobre Medellín se resumen en la tabla 3.2.

Tabla 3.2. Generalidades del comportamiento de la CLA sobre Medellín.

Año	Fecha	Altura promedio h_i antes del levantamiento de la CLA [m]	Desviación estándar σ	Altura promedio h_f después del levantamiento de la CLA [m]	Desviación estándar σ	$\Delta h = h_f - h_i $ [m]	% Error relativo	Hora de inicio del levantamiento de la CLA [hh:mm]
2013	Jun. 13	429	115.88	620	53.33	191	17.8	09:20
	Jun. 04	524	189.83	1997	311.19	1473	25.9	09:42
	Jun. 09	1325	112.04	1754	296.16	429	12.7	09:34
	Jun. 12	1053	85.69	3332	220.62	2279	7.4	09:00
2014	Jun. 16	817	234.12	3030	384.49	2213	20.7	09:00
	Jun. 17	801	119.05	2415	543.92	1614	18.7	09:18
	Jun. 26	1000	195.17	2064	317.41	1064	17.4	10:34
	Jul. 02	1172	196.76	2023	278.79	851	15.3	10:11

Jul. 03	1130	206.09	1734	337.38	604	18.8	09:45
Jul. 08	837	146.99	1685	313.37	848	18.1	09:39
Jul. 11	670	119.56	1894	326.94	1224	17.6	09:34
Jul. 14	912	101.64	3504	358.86	2592	10.7	10:05
Jul. 15	817	196.44	1685	558.71	868	28.6	09:37
Jul. 18	931	67.82	2732	509.49	1801	13.0	09:43
Jul. 22	836	117.78	2133	601.81	1297	21.2	10:01
Ago. 01	1408	215.12	2322	424.88	914	16.8	10:55
Ago. 06	969	171.77	2386	606.84	1417	21.6	09:22
Ago. 11	638	115.92	1054	251.84	416	21.0	10:01

Para los días en los que el levantamiento de la CLA fue claramente distinguible en las mediciones lidar, se observó que en el 38.9 % de los casos este levantamiento se dio en la franja horaria entre las 09:30 – 09:45. Un diagrama de frecuencia de la ocurrencia de esto se muestra en la figura 3.24.

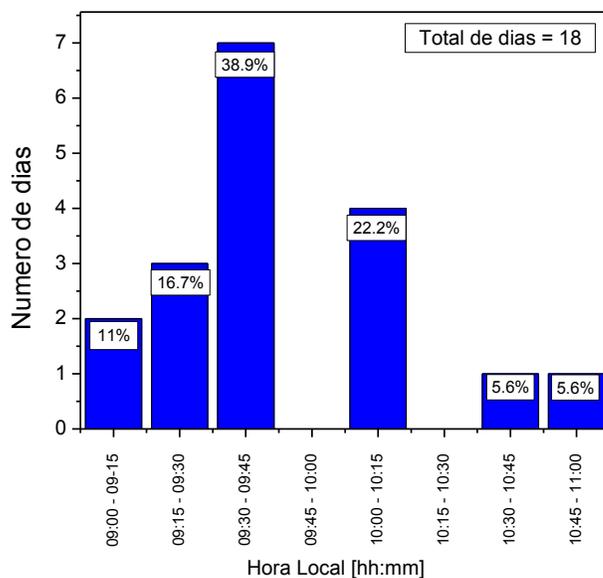


Figura 3.24. Frecuencia de horarios en los que se presenta el levantamiento de la CLA.

El análisis del comportamiento de las alturas de la CLA en Medellín muestra una variabilidad según las condiciones meteorológicas locales. El 10% de los casos reportados en las figuras 3.21 y 3.22 corresponden a días con humedades relativas menores al 30% (días más secos), mientras que el 30% de los casos correspondieron a días con humedades

relativas superiores al 40% (días menos secos), un análisis del comportamiento de las alturas de la CLA en estos días muestra la tendencia a que en días más secos la CLA alcanza mayores alturas en comparación con los días menos secos, ver figura 3.25. Esto se evidencia claramente en la figura 3.26, donde se compara las alturas de la CLA para dos días con diferentes humedades relativas.

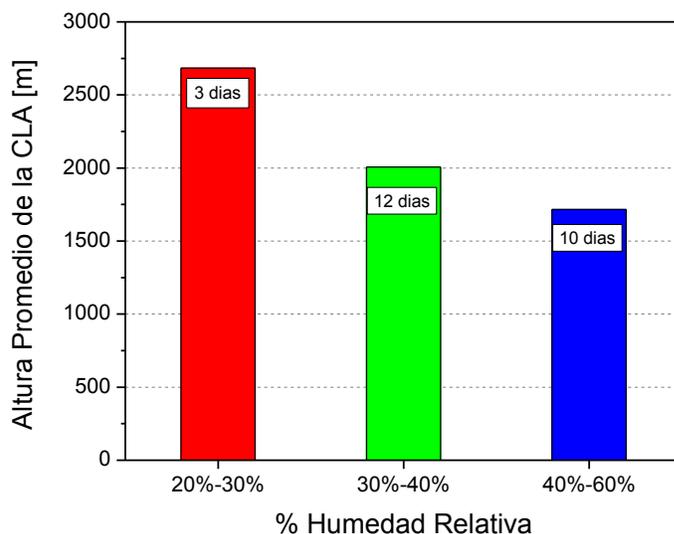


Figura 3.25. Alturas promedio de la CLA sobre la ciudad de Medellín según la clasificación de días por humedades relativas. La altura promedio de la CLA para los días más secos resulta ser mayor que para los días menos secos.

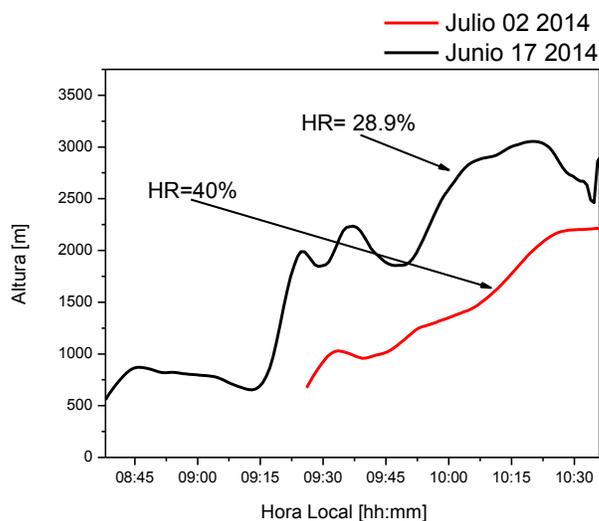
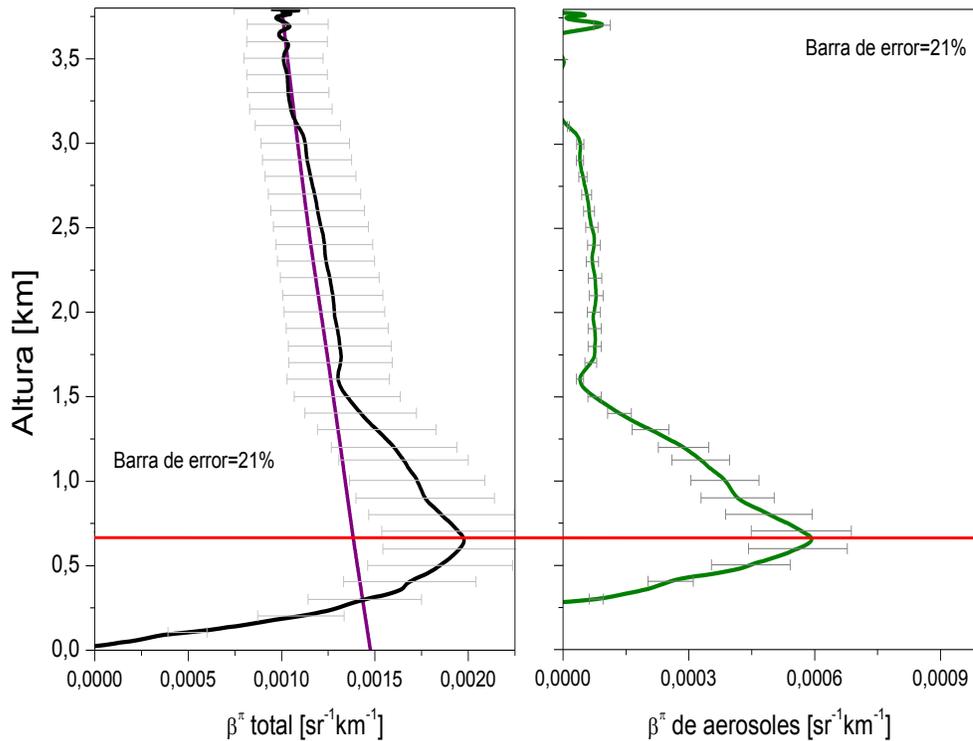


Figura 3.26. CLA sobre la ciudad de Medellín para dos días con diferentes humedades relativas. Para el 02 de Julio de 2014 con una HR=40% y para el 17 de Junio de 2014 con una HR=28.9%.

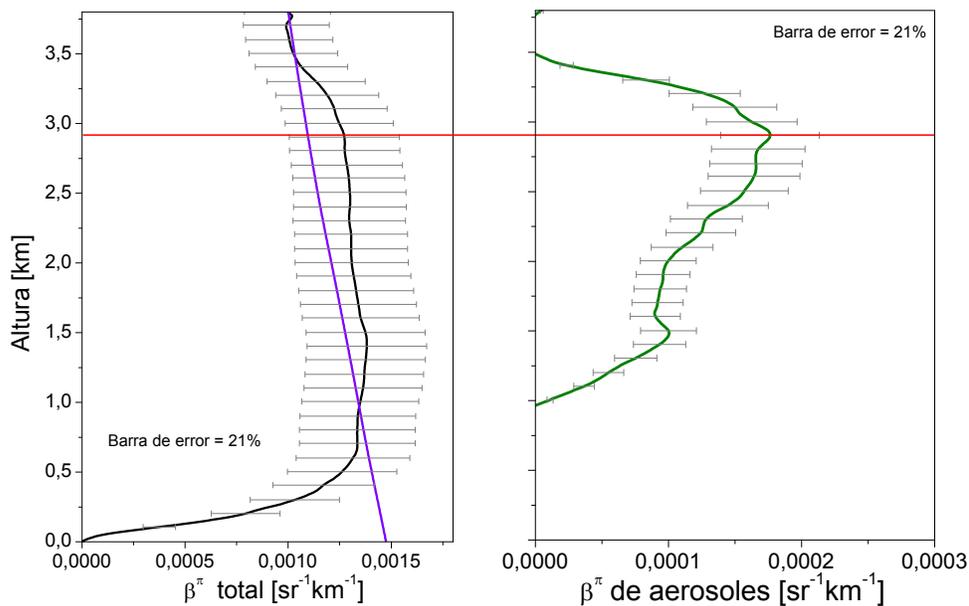
El levantamiento de la CLA también es evidenciado en las curvas para los coeficientes de retrodispersión lidar. Las figuras 3.27 corresponden a los coeficientes de retrodispersión total y de aerosoles para los días 16 y 17 de Junio de 2014, en los cuales se evidencia claramente que el aumento de la altura de la CLA genera una redistribución espacial de los aerosoles suspendidos en la baja tropósfera, mostrando un corrimiento en altura de las curvas de los coeficientes de retrodispersión de aerosoles.

Junio 16 de 2014

Antes del levantamiento de la CLA

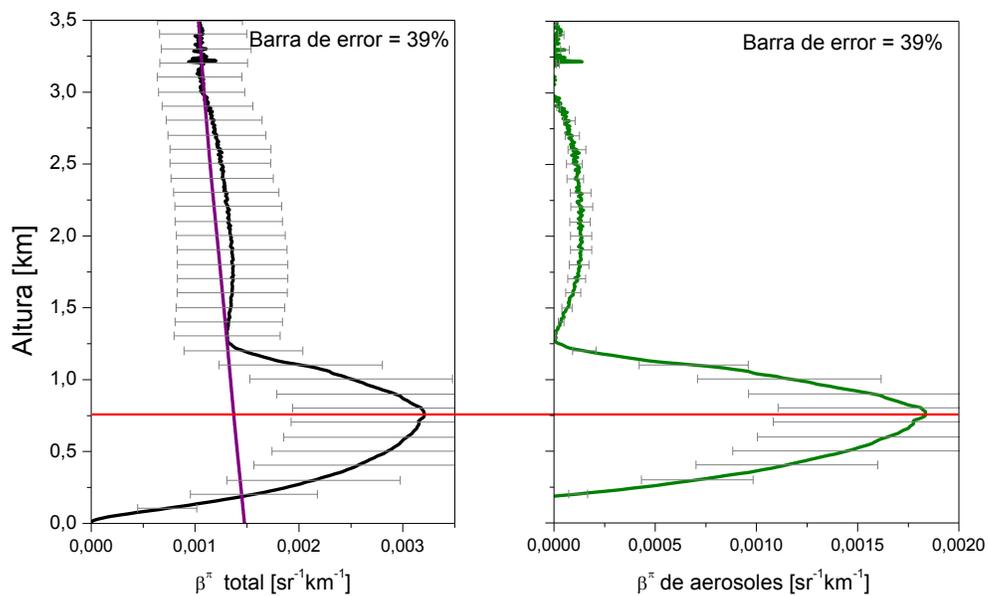


Después del levantamiento de la CLA



Junio 17 de 2014

Antes del levantamiento de la CLA



Después del levantamiento de la CLA

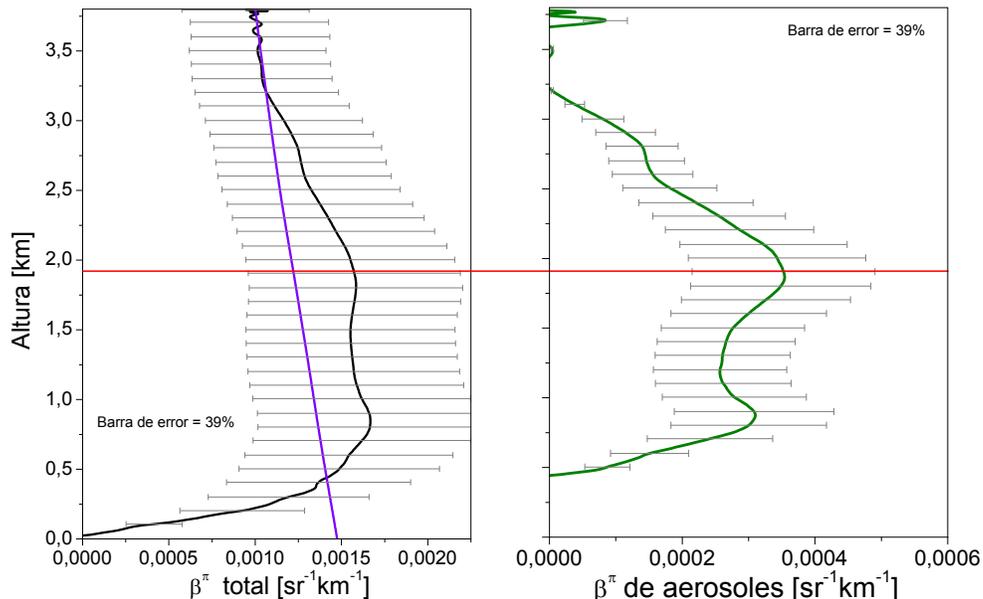


Figura 3.27. Coeficientes de retrodispersión lidar a 532 nm antes y después del levantamiento de la CLA sobre Medellín. La curva violeta corresponde a la corrección molecular obtenida de la teoría de dispersión Rayleigh.

Esta redistribución de los aerosoles dentro de la CLA se ve también evidenciado en el comportamiento de la profundidad óptica de aerosoles, medida directamente con el fotómetro solar CIMEL de la red NASA-AERONET.

3.2.2. Fotómetro CIMEL

El fotómetro solar CIMEL que se encuentra junto a la estación Lidar-UNAL permite establecer una alta correlación entre las mediciones de los dos instrumentos [87][88][89][90]. Si bien el sistema Lidar-UNAL permite el monitoreo atmosférico mediante el registro de perfiles de atmosfera en forma consecutiva a 532 nm, el fotómetro realiza mediciones en toda la columna de atmósfera de la radiación solar directa y difusa que llega a la superficie terrestre a las longitudes de onda de 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940, y 1020 nm. Como producto de medidas directas el comportamiento del AOD, $\tau(\lambda)$, da cuenta de la dinámica de los aerosoles suspendidos en la columna de atmósfera sobre Medellín. Valores altos del AOD (cerca de 1) son un índice de que existe una atmósfera cargada de aerosoles, mientras que valores menores indican una atmósfera delgada con poca carga de aerosoles o la existencia de un estrato de atmósfera bien mezclado.

En orden a relacionar las medidas fotométricas del AOD con los registros lidar de la CLA en la ciudad de Medellín se hizo necesario interpolar las medidas fotométricas de nivel 1.5 a la longitud de onda de operación del sistema lidar. Para el caso de mediciones con el sistema lidar UNAL a 532 nm se tiene que:

$$\tau(\lambda_{532}) = \tau(\lambda_{500}) * \left[\frac{532}{500}\right]^{-a} \quad (3.22)$$

donde a es el coeficiente de Angstrom, calculado a partir de:

$$a = -\frac{\log\left\{\frac{\tau(\lambda_{440})}{\tau(\lambda_{675})}\right\}}{\log\left\{\frac{440}{675}\right\}} \quad (3.23)$$

Las incertidumbres en a y $\tau(\lambda_{532})$ obtenidos por este procedimiento pueden ser significativamente altas en los casos en los que el AOD sea bajo. En efecto, las medidas fotométricas $\tau(\lambda_{500})$, $\tau(\lambda_{440})$, $\tau(\lambda_{675})$ tienen asociadas incertidumbres:

$$\begin{aligned} \tau(\lambda_{500}) &= \tau(\lambda_{500}) \pm \delta\tau(\lambda_{500}) \\ \tau(\lambda_{440}) &= \tau(\lambda_{440}) \pm \delta\tau(\lambda_{440}) \\ \tau(\lambda_{675}) &= \tau(\lambda_{675}) \pm \delta\tau(\lambda_{675}) \end{aligned} \quad (3.24)$$

Sea ahora $q = \frac{\tau(\lambda_{440})}{\tau(\lambda_{675})}$, con lo cual:

$$\alpha = A \log\{q\} \quad (3.25)$$

con $A = -\frac{1}{\log\left\{\frac{440}{675}\right\}} = cte$. La incertidumbre en α estará dada por:

$$\delta\alpha = |A| \frac{\delta q}{|q|} = |A| \left\{ \frac{\delta\tau(\lambda_{440})}{|\tau(\lambda_{440})|} + \frac{\delta\tau(\lambda_{675})}{|\tau(\lambda_{675})|} \right\} \quad (3.26)$$

De esta manera se tiene un $\alpha \pm \delta\alpha$ que ha de ser usado en la ecuación (3.11), así:

$$\tau(\lambda_{532}) = [\tau(\lambda_{500}) \pm \delta\tau(\lambda_{500})] * \left[\frac{532}{500}\right]^{-[\alpha \pm \delta\alpha]} \quad (3.27)$$

En esta forma la incertidumbre asociada a la medida representada en la ecuación (3.28) puede ser evaluada a partir de la siguiente expresión:

$$\delta\tau(\lambda_{532}) = \sqrt{\left[\left(\frac{532}{500}\right)^{-\alpha} \delta\tau(\lambda_{500})\right]^2 + \left[\left(-\tau(\lambda_{500}) \left(\frac{532}{500}\right)^{-\alpha} \ln\left(\frac{532}{500}\right)\right) \delta\alpha\right]^2} \quad (3.29)$$

Los resultados de la aplicación de las ecuaciones (3.22) y (3.23) se muestran en las figuras 3.28 y 3.29.

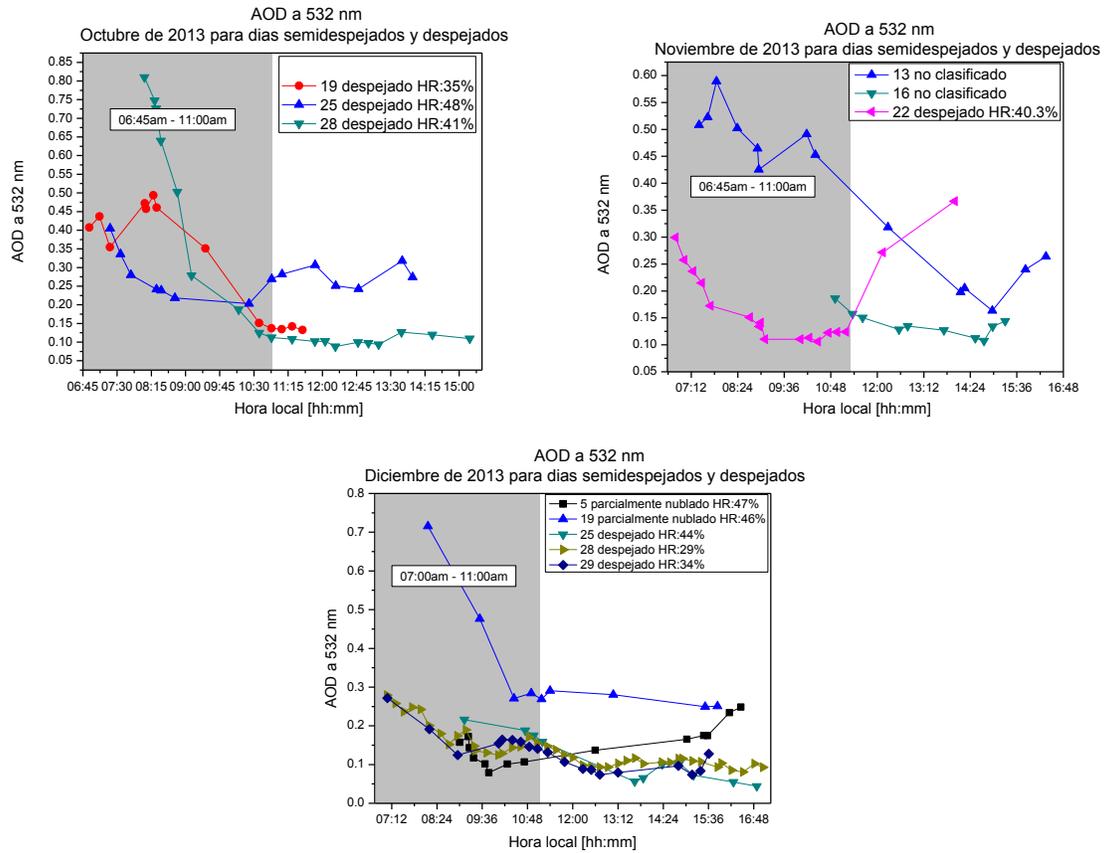
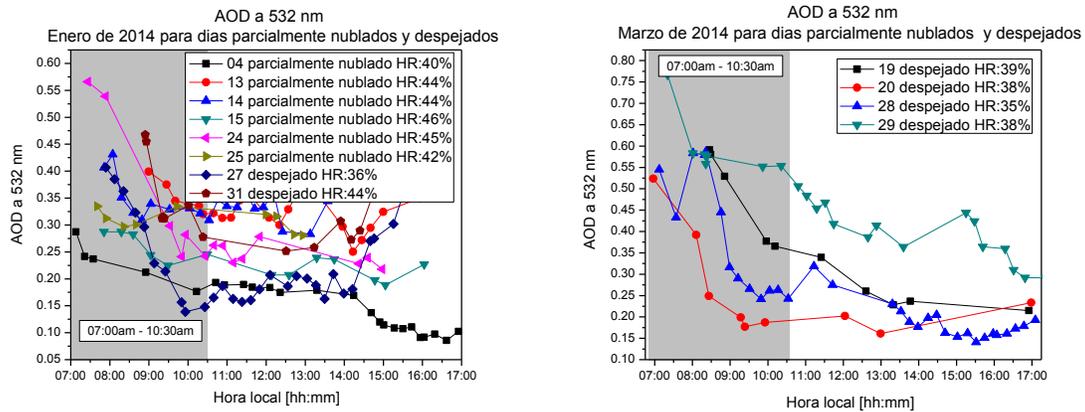
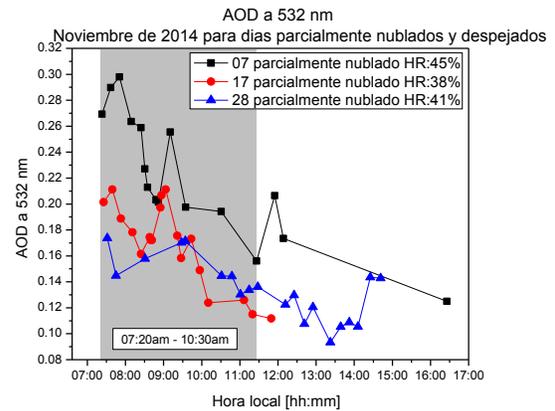
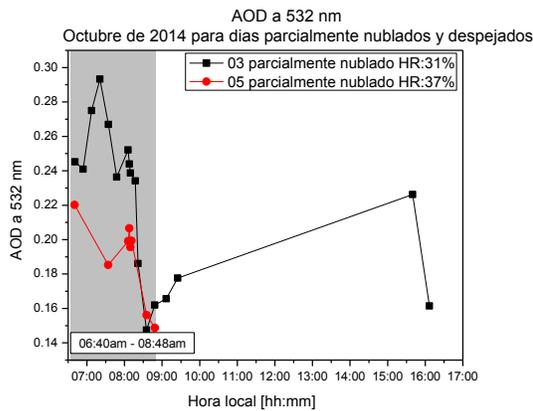
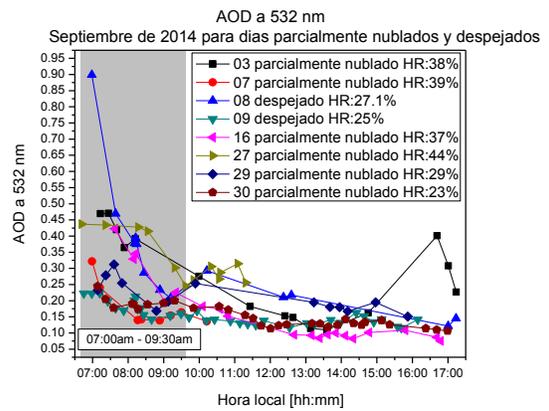
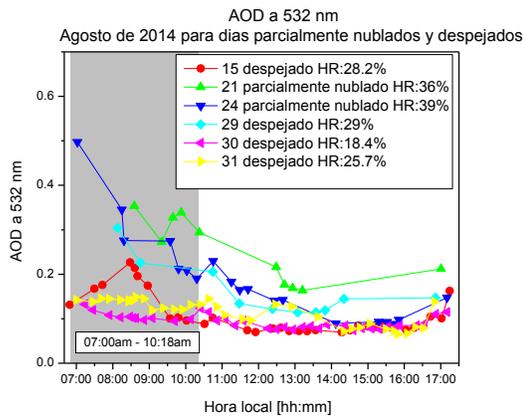
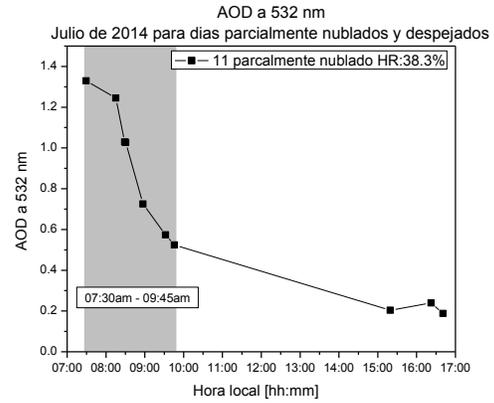
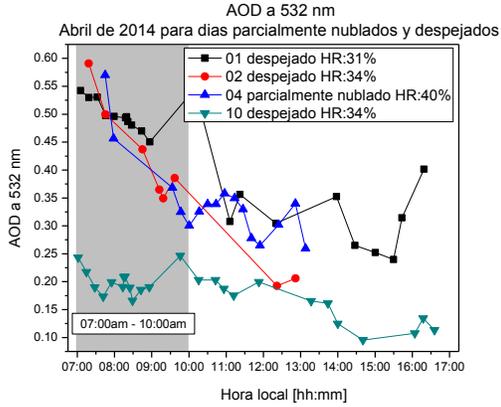


Figura 3.28. Registros fotométricos de AOD extrapolados a 532nm. Mediciones correspondientes al año 2013.





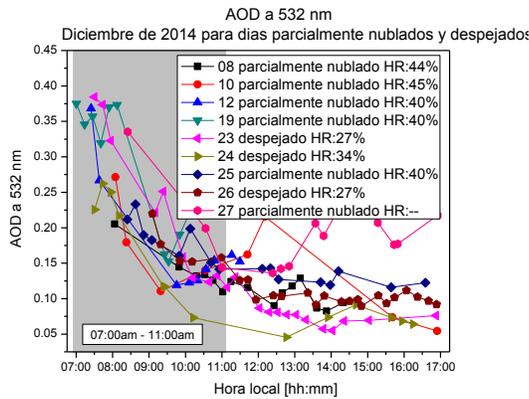
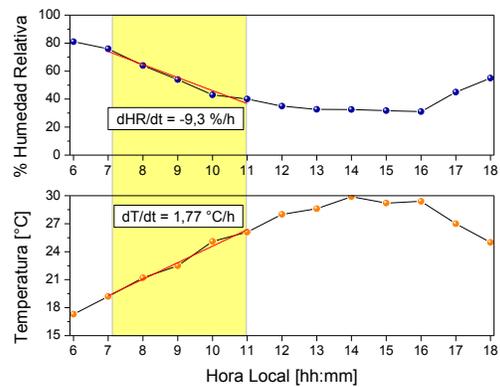
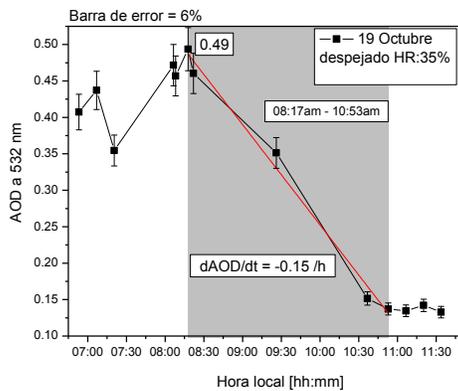
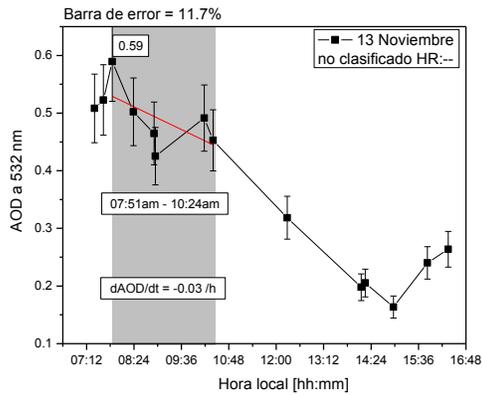
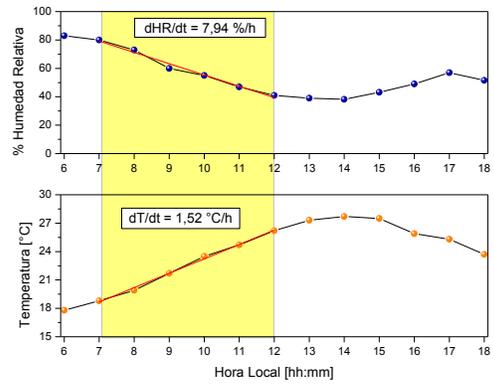
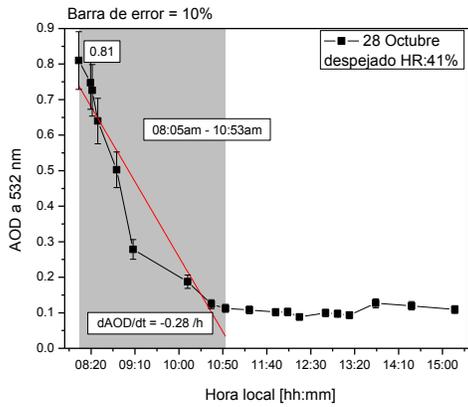
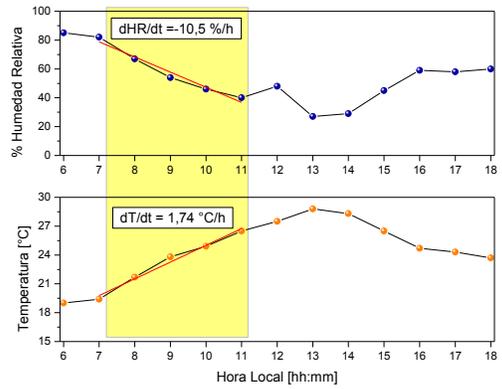
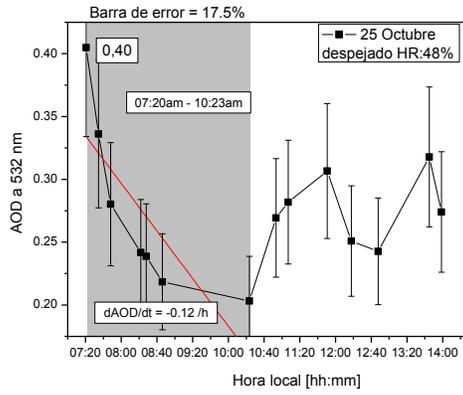
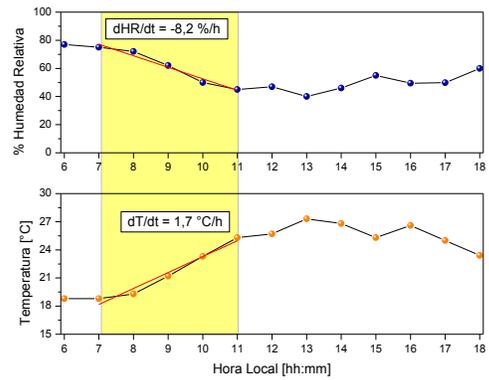
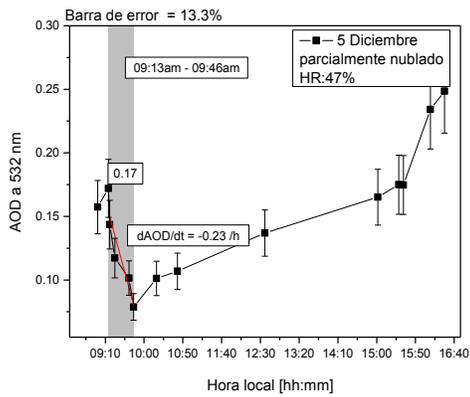
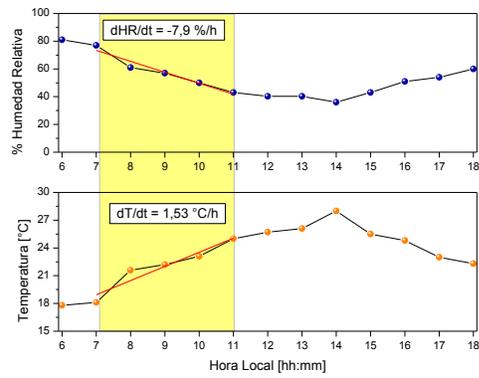
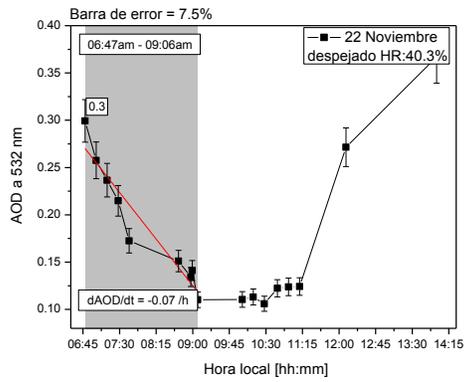
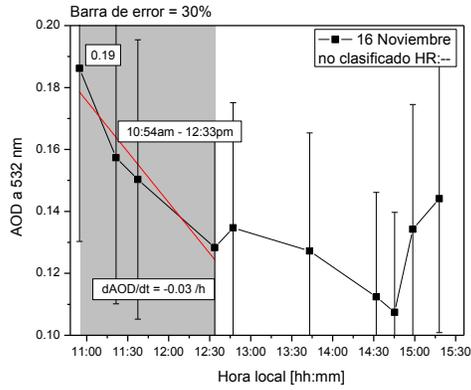


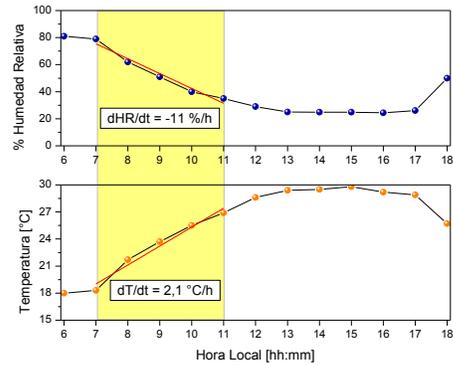
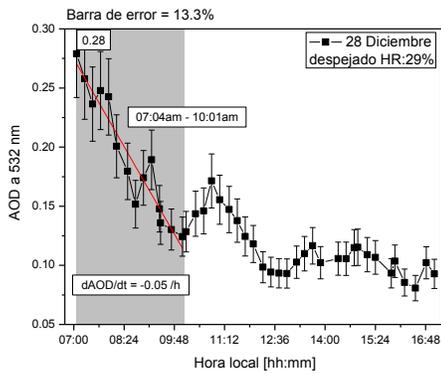
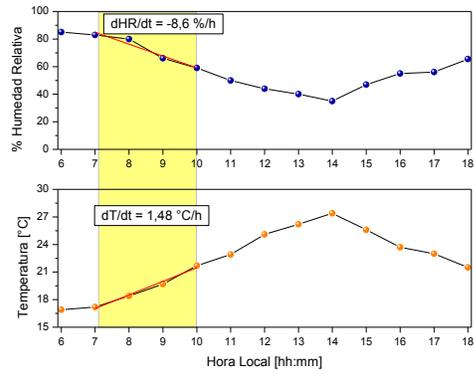
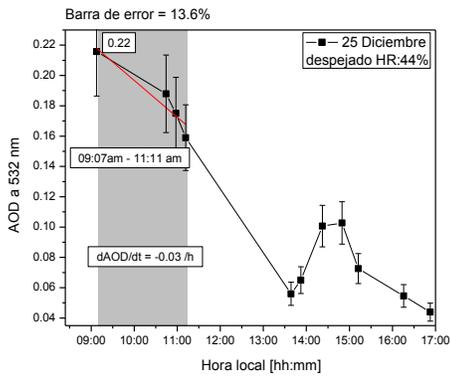
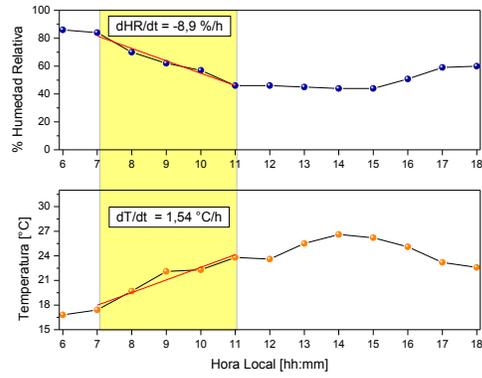
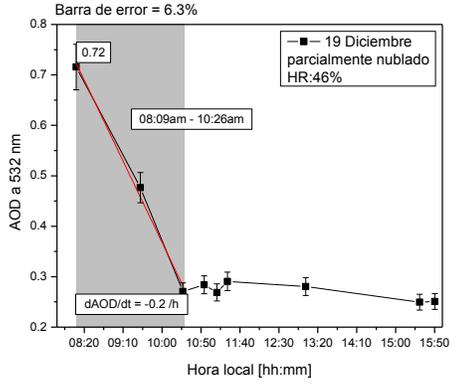
Figura 3.29. Registros fotométricos de AOD extrapolados a 532nm. Mediciones correspondientes al año 2014.

Los recuadros en color gris en las figuras 3.28 y 3.29 resaltan la franja horaria en la que se presenta un decrecimiento de los valores de AOD en la atmósfera de Medellín. Esta franja horaria coincide con la establecida para el levantamiento de la CLA observado a partir de mediciones lidar a 532 nm. Detalle de estas transiciones, acompañadas del monitoreo en superficie de la humedad relativa y la temperatura se muestra en las figuras 3.30 y 3.31.









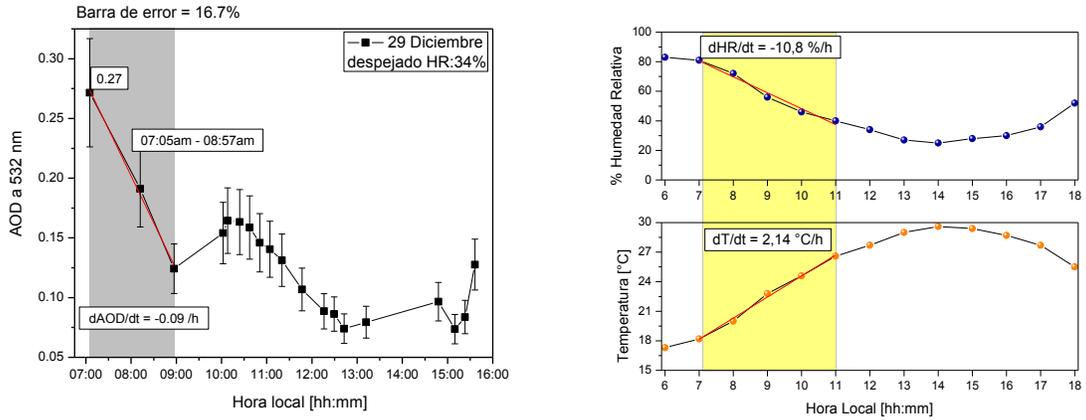
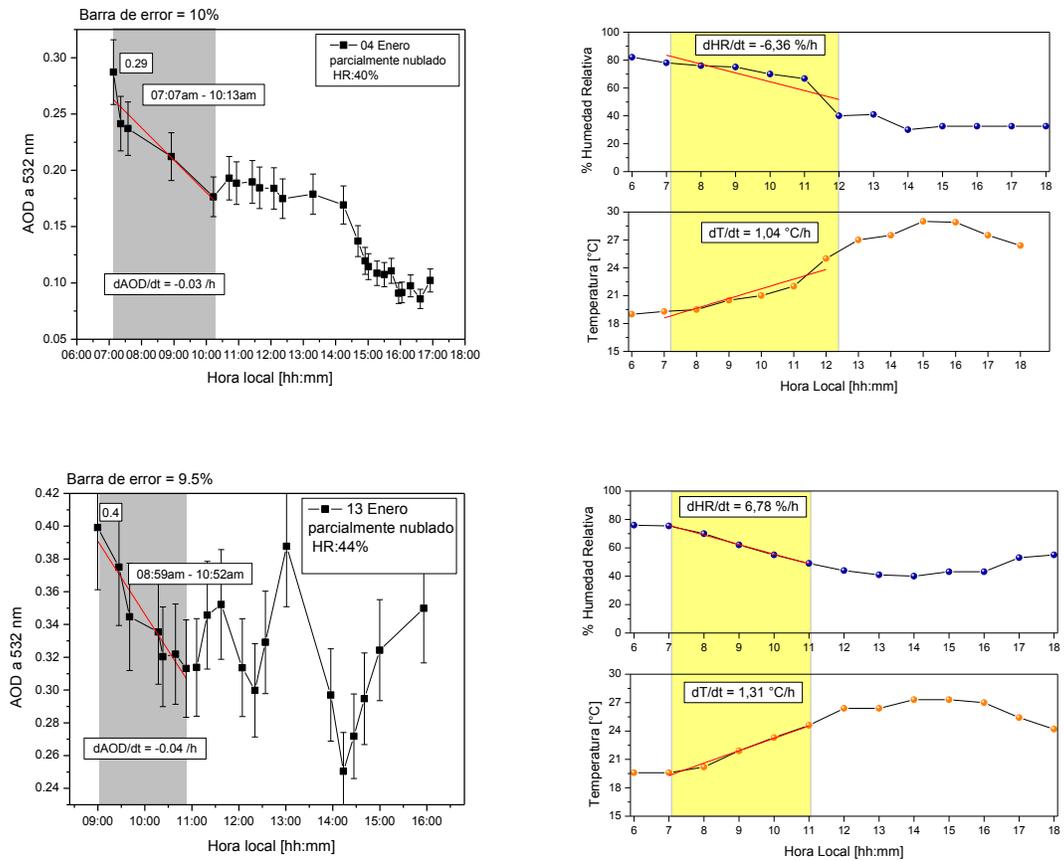
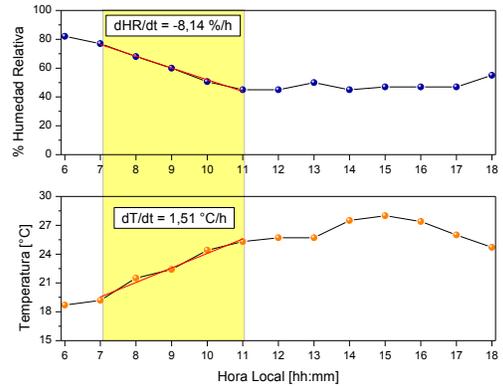
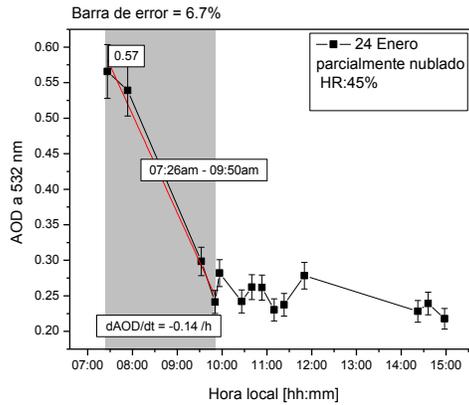
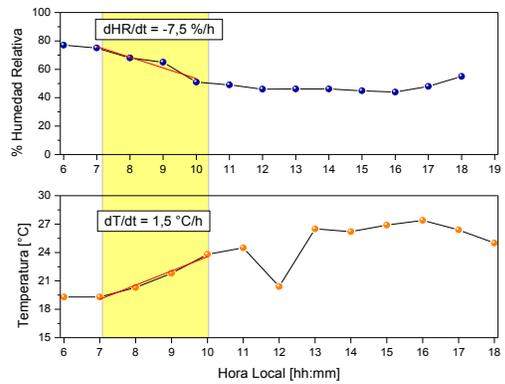
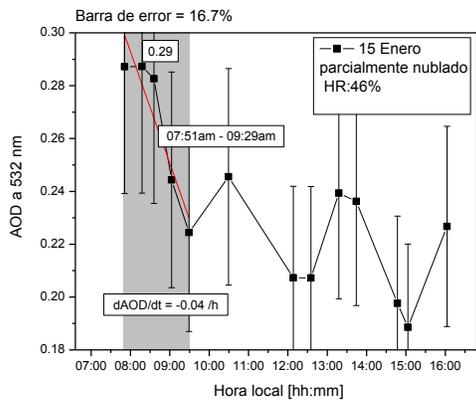
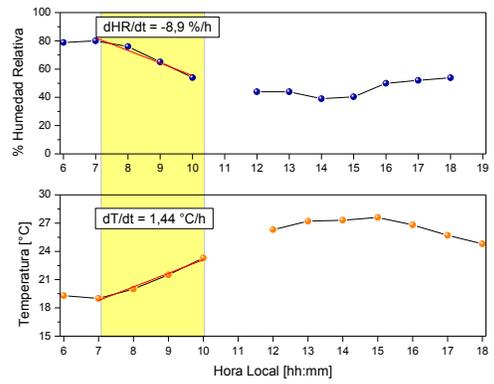
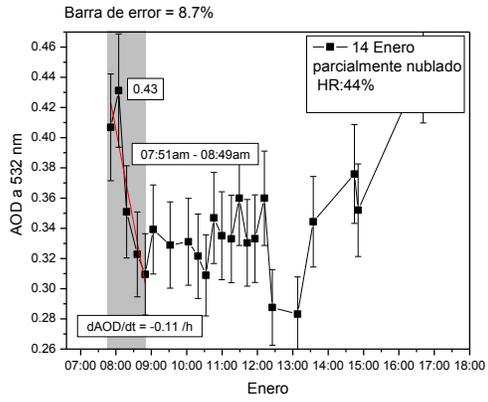
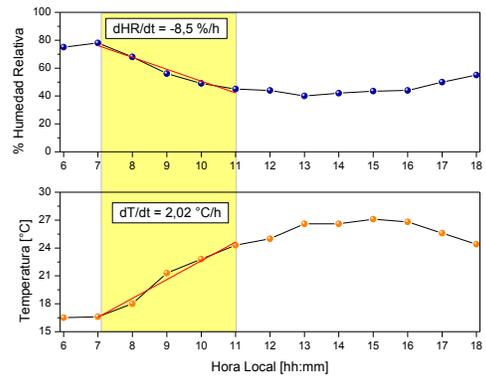
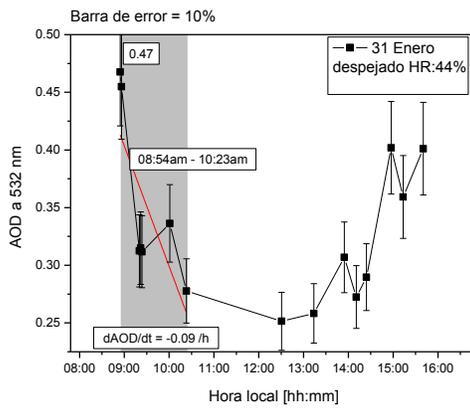
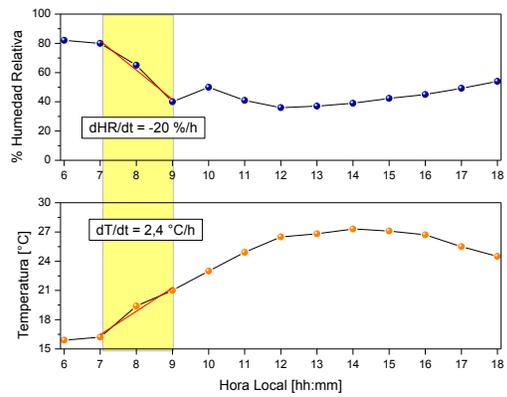
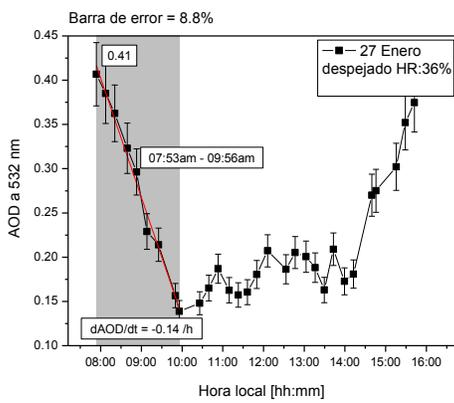
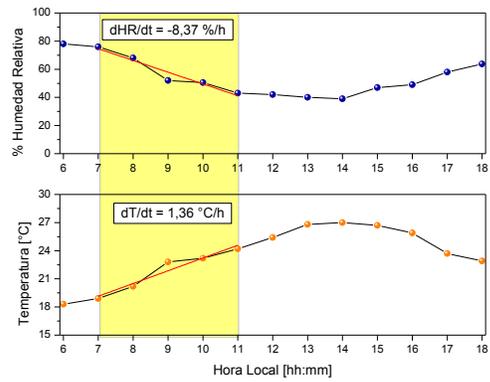
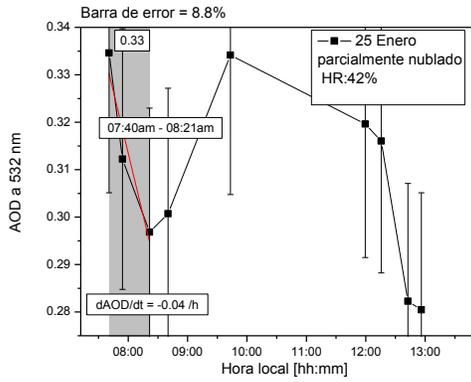
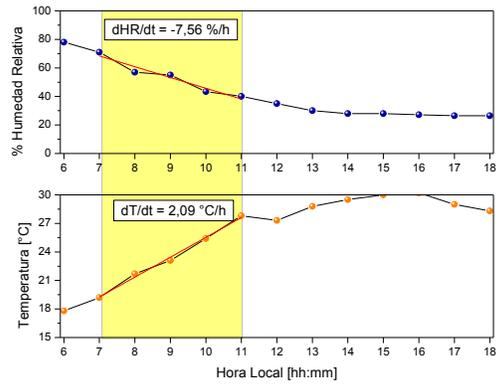
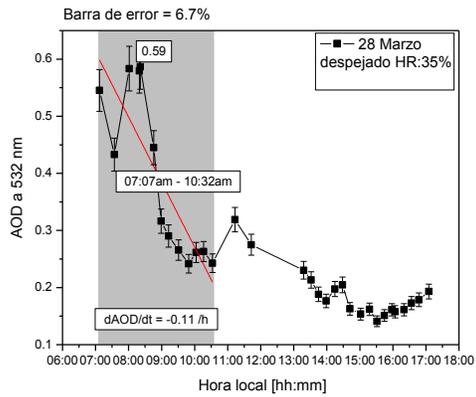
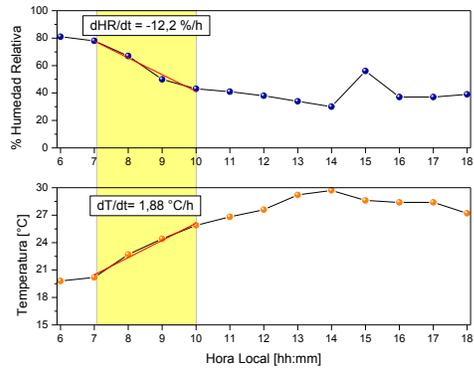
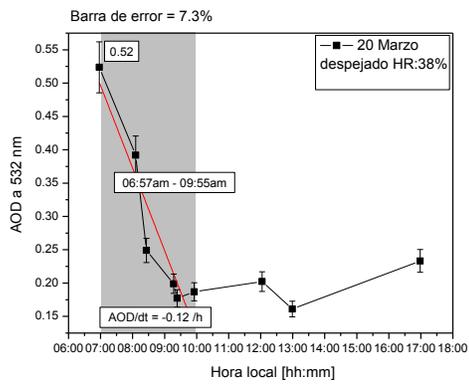
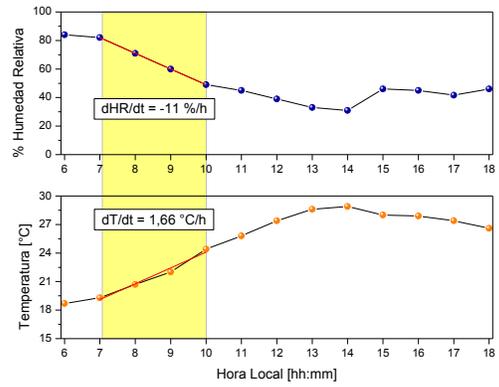
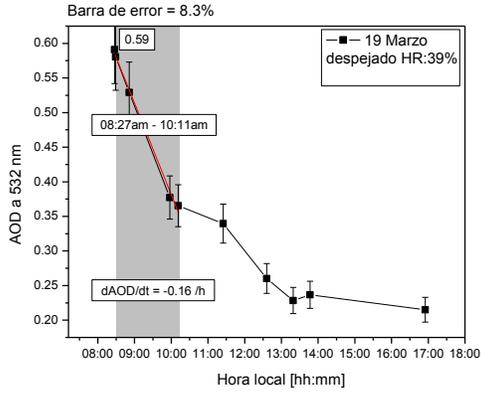


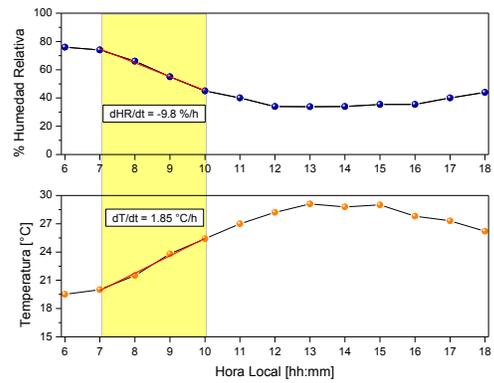
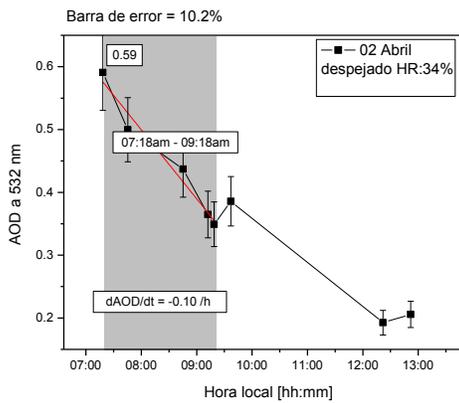
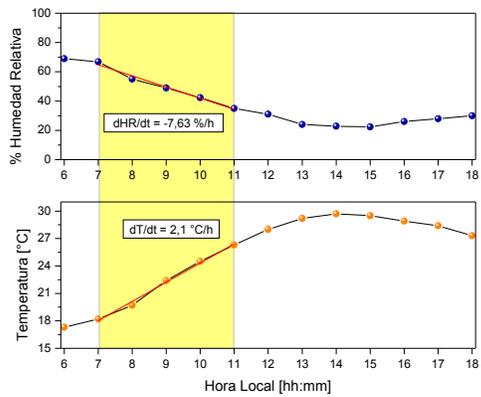
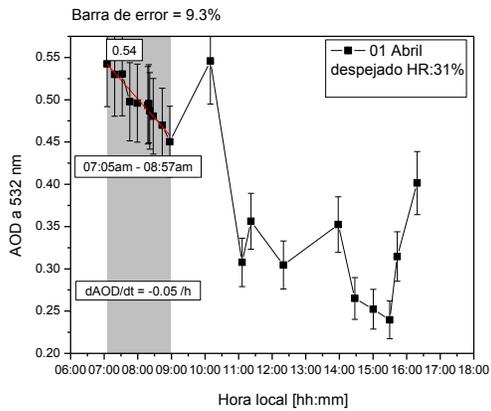
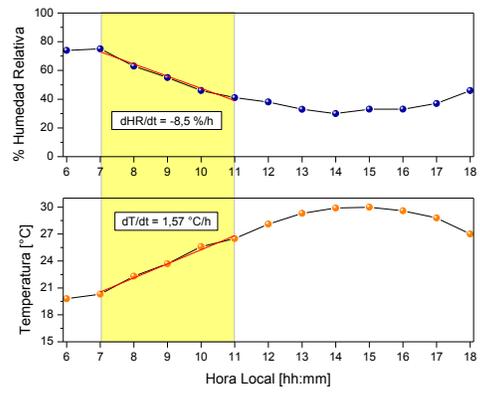
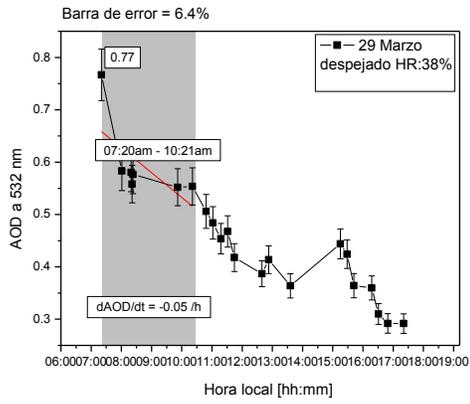
Figura 3.30. Registros de AOD con fotómetro solar CIMEL en la ciudad de Medellín en el año 2013.

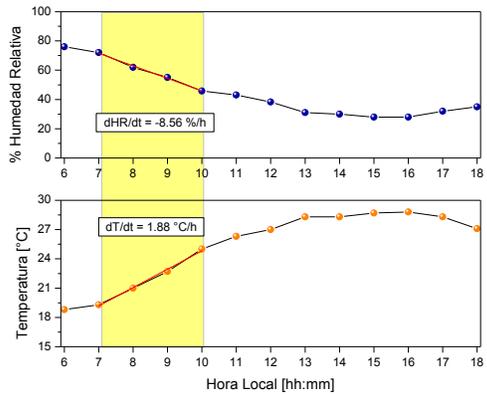
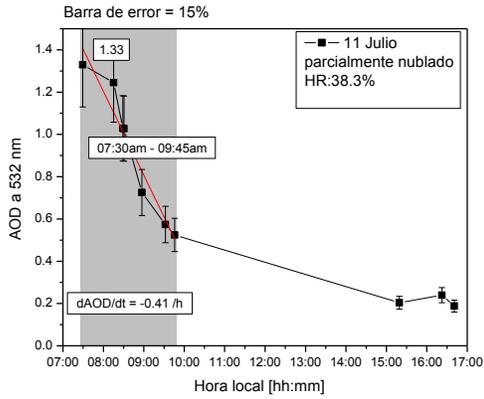
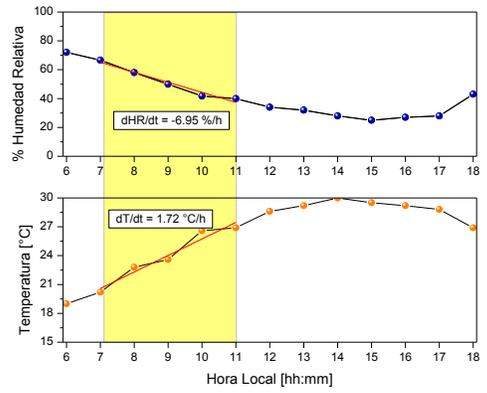
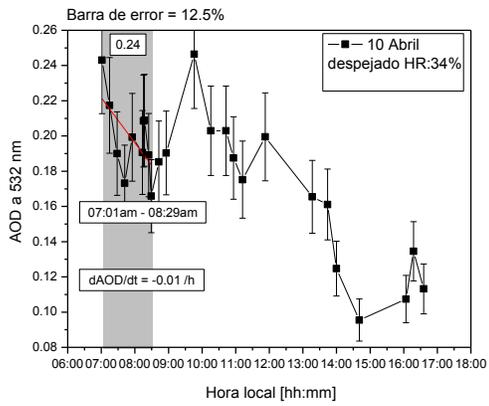
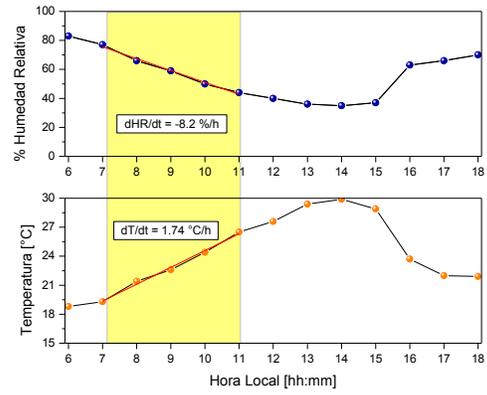
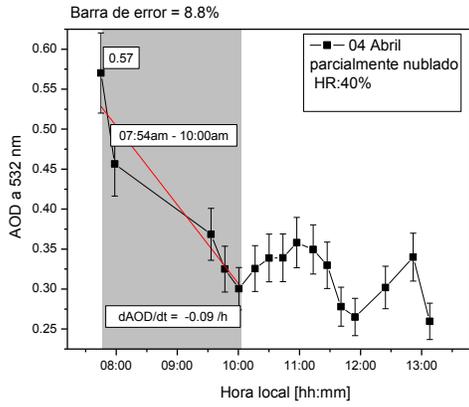


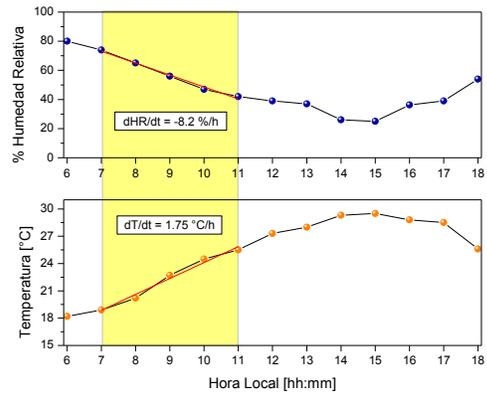
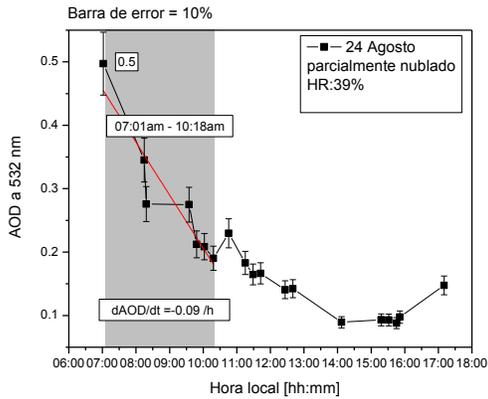
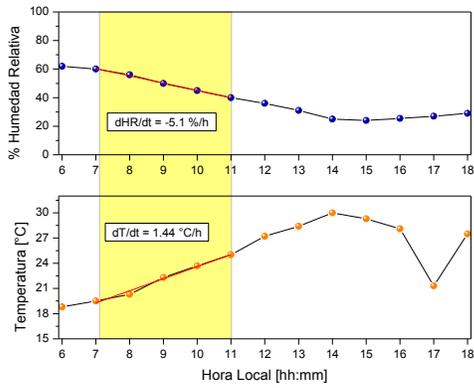
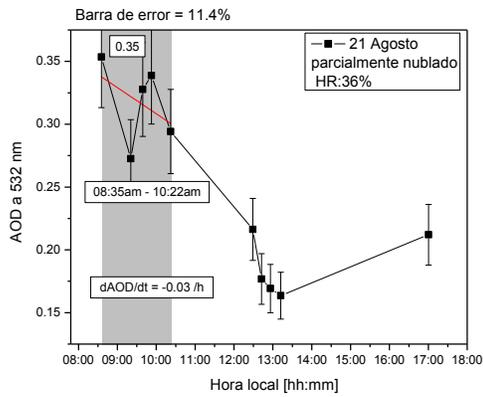
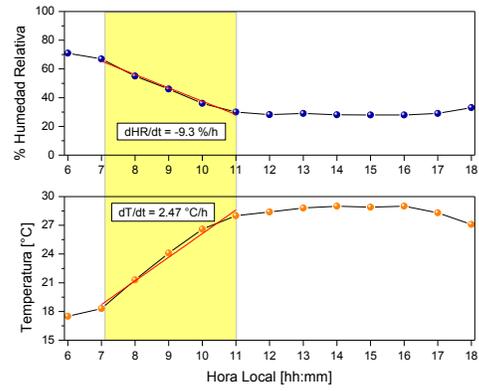
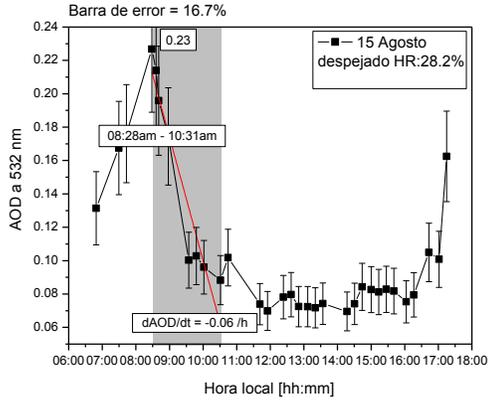


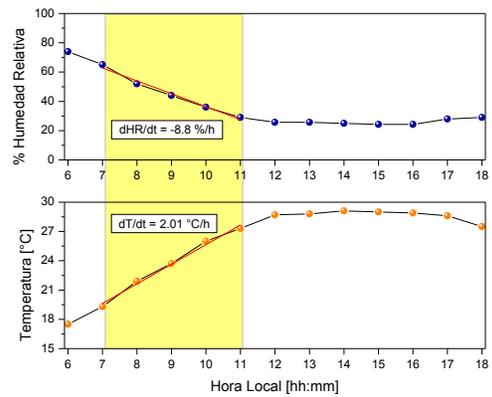
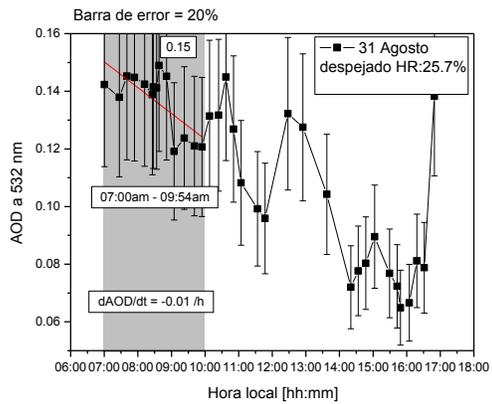
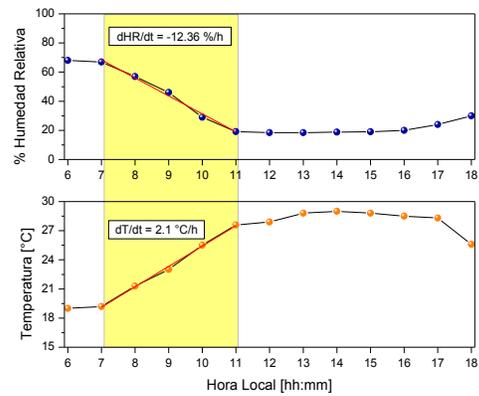
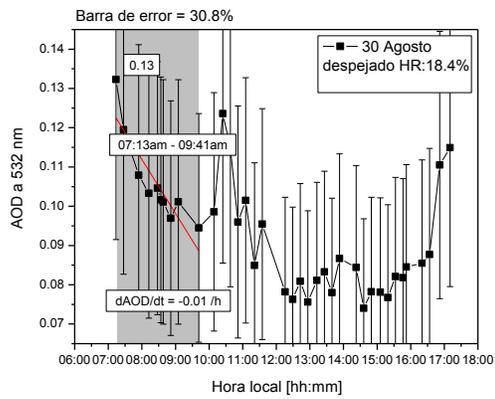
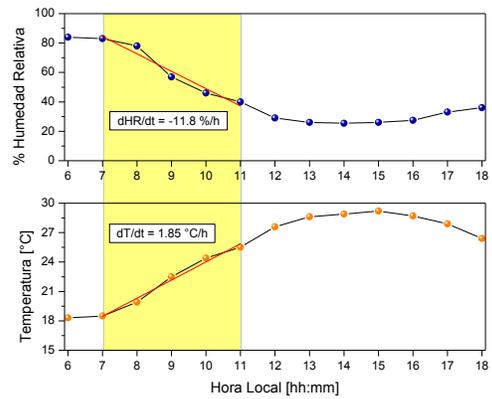
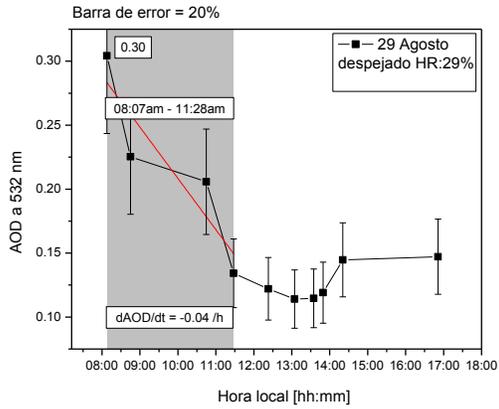


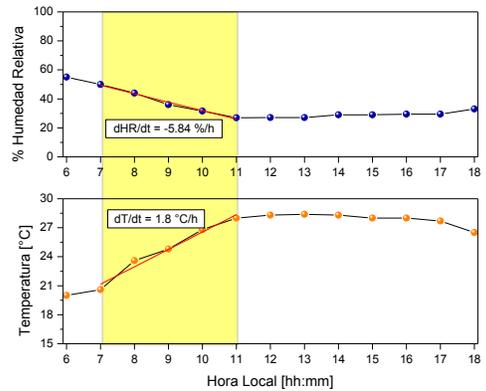
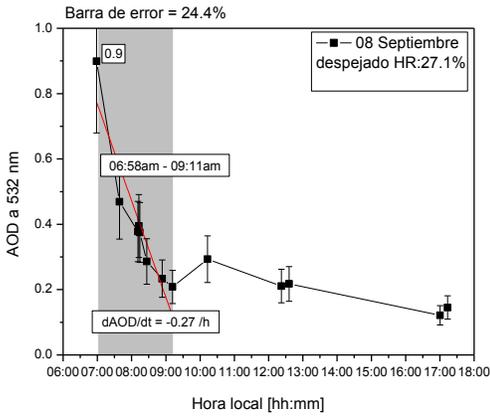
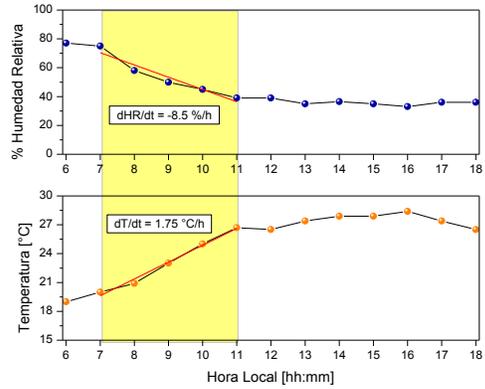
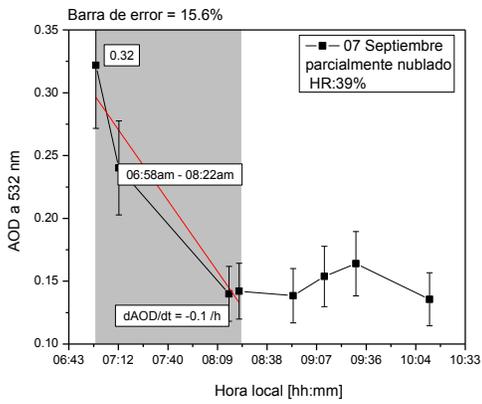
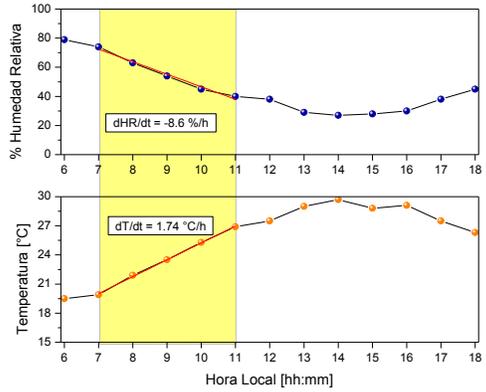
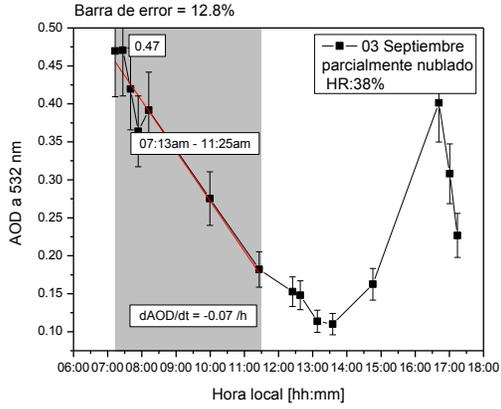


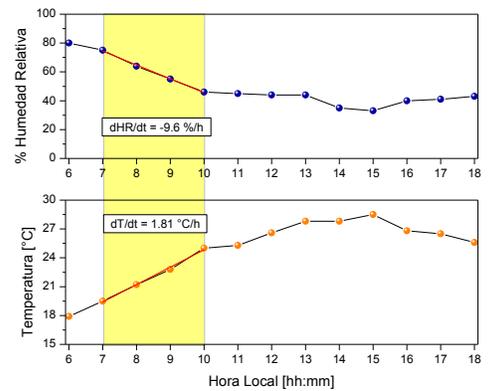
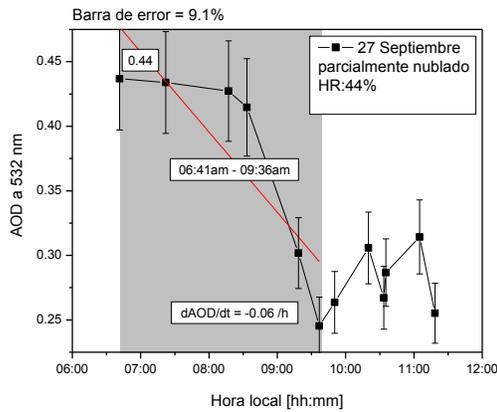
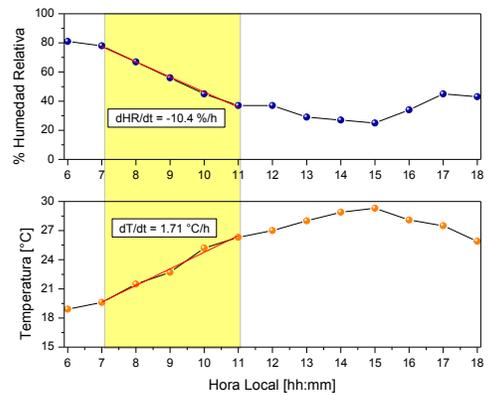
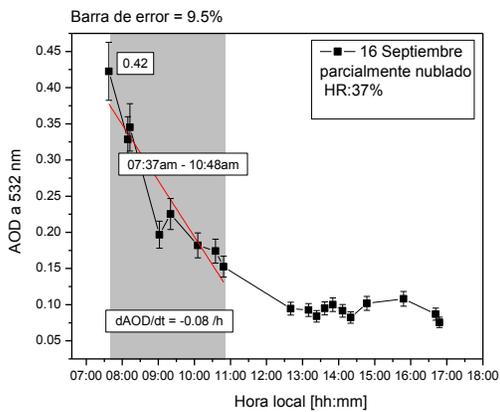
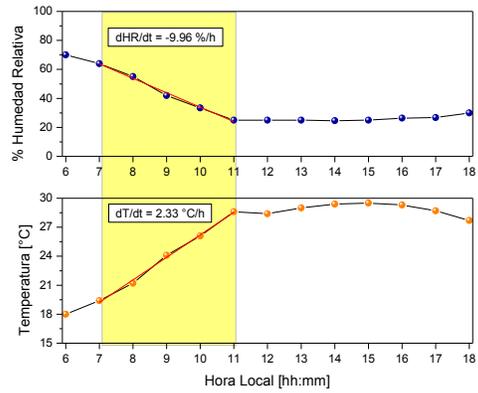
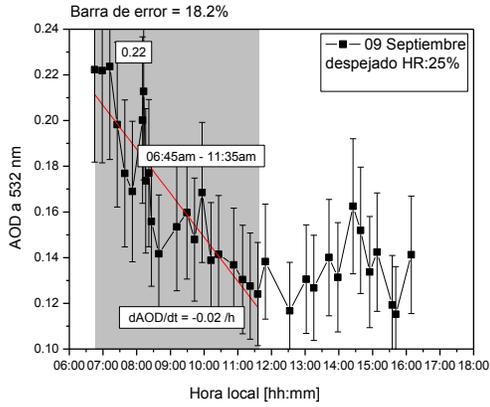


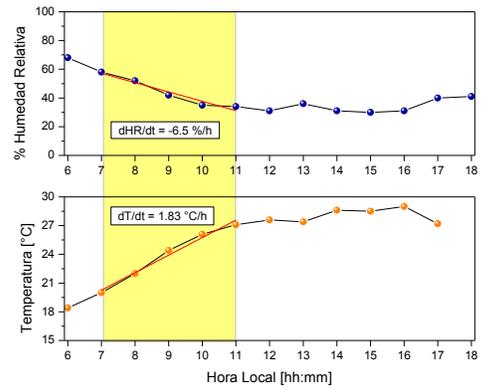
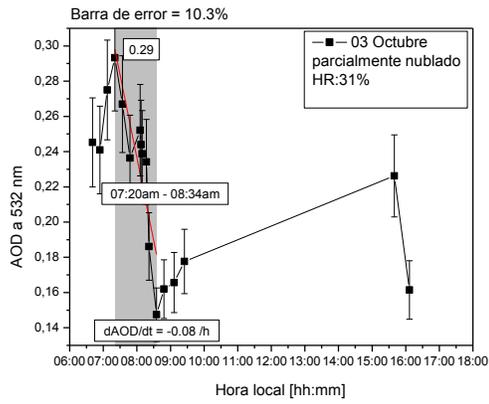
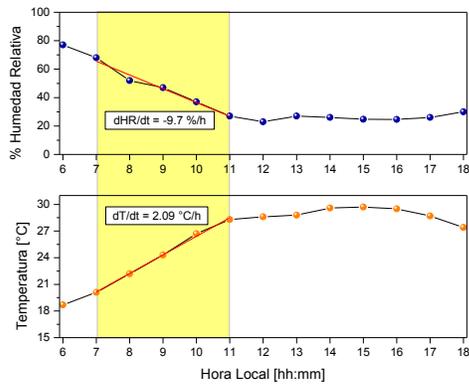
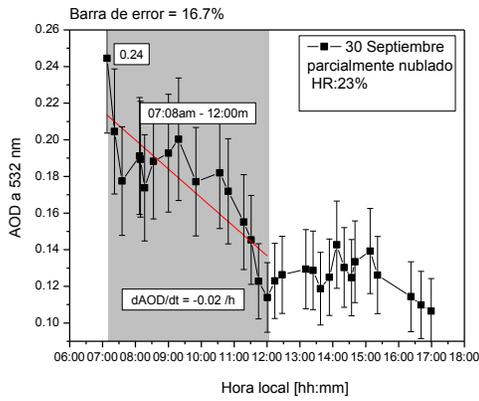
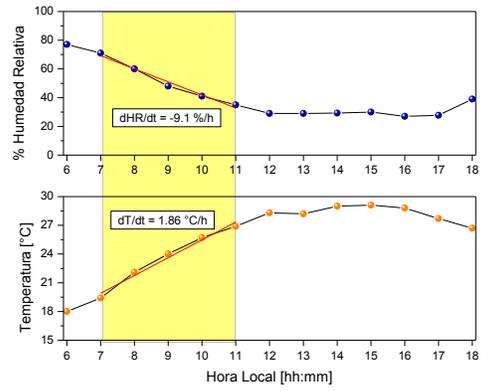
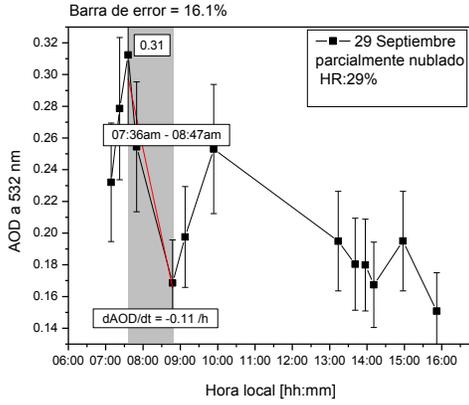


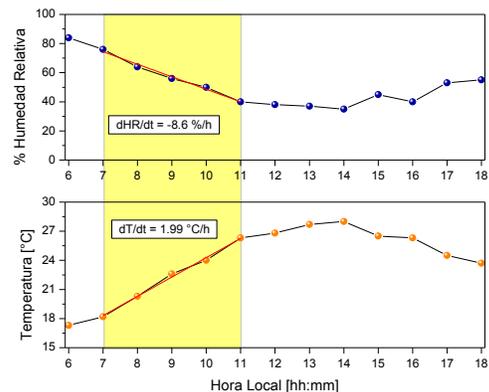
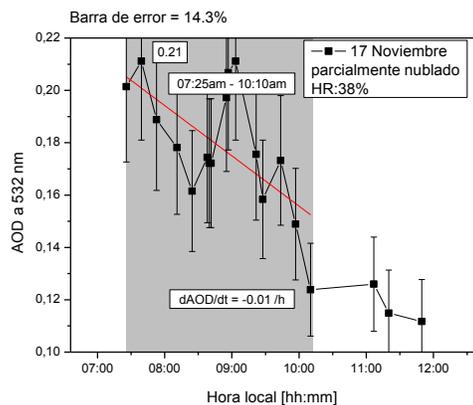
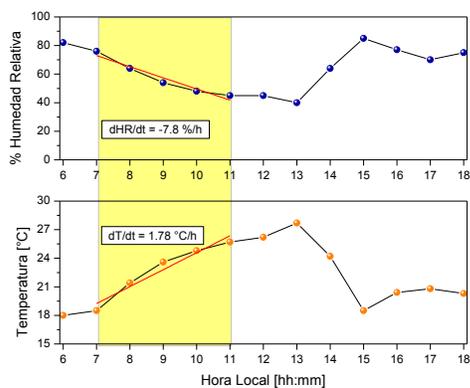
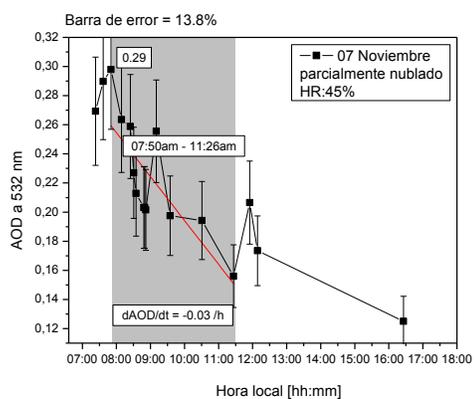
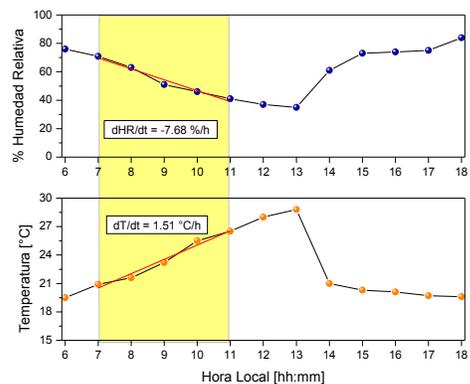
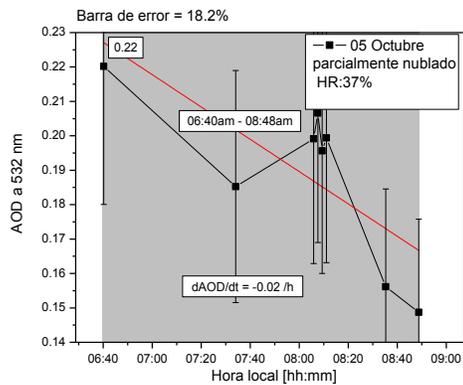


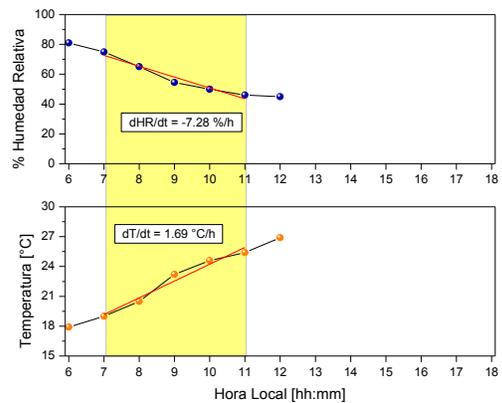
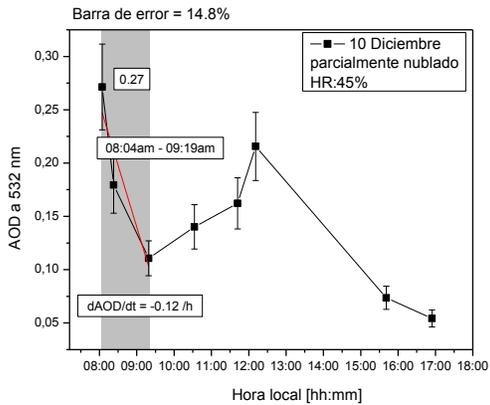
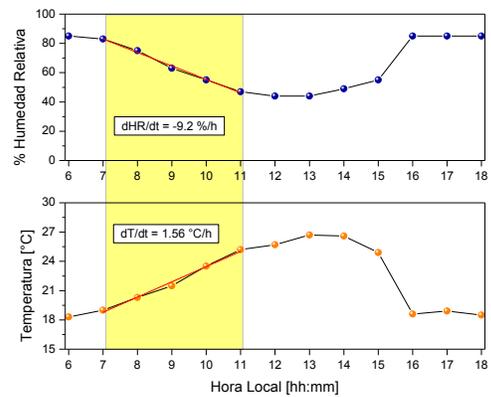
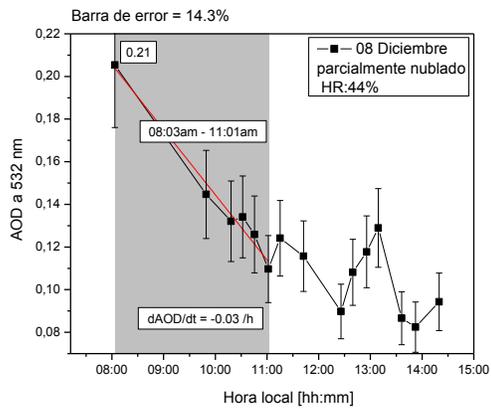
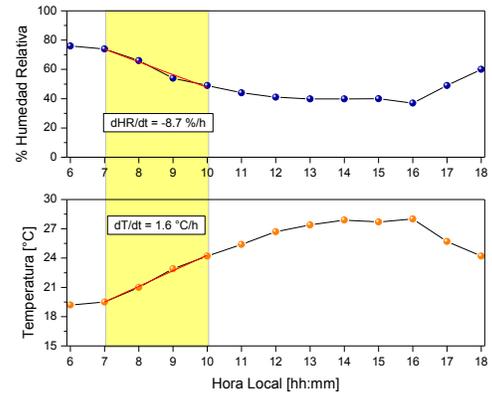
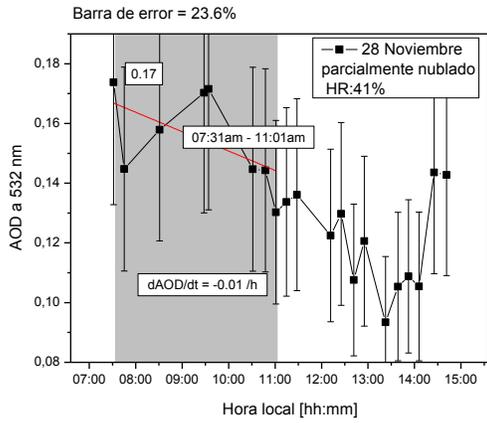


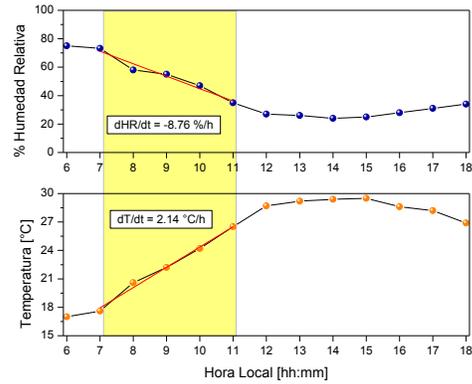
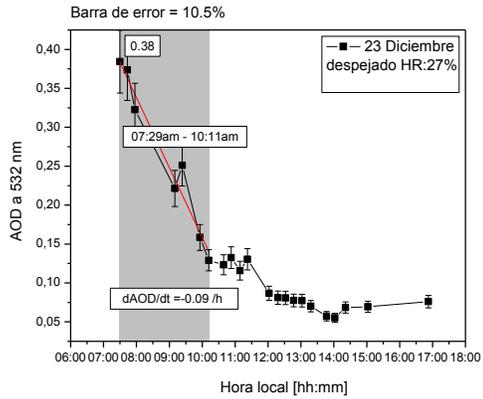
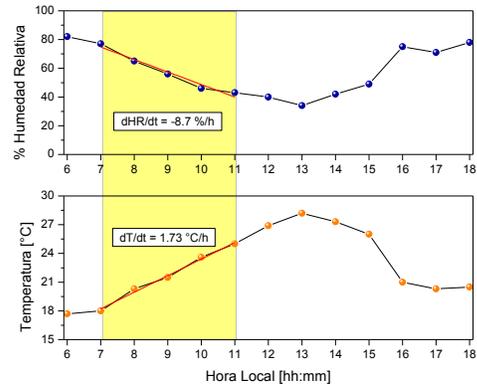
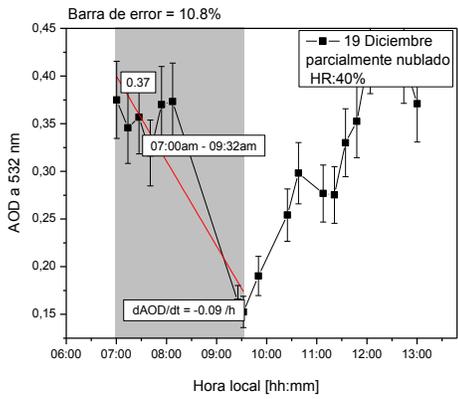
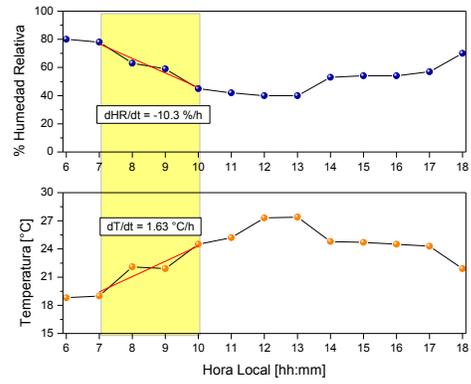
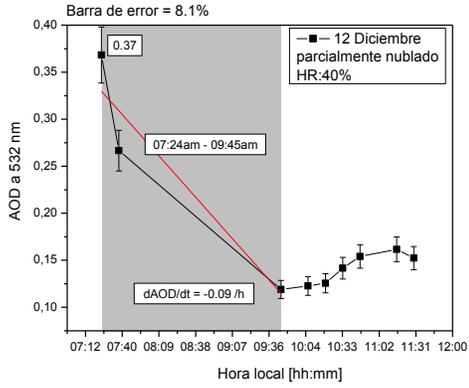


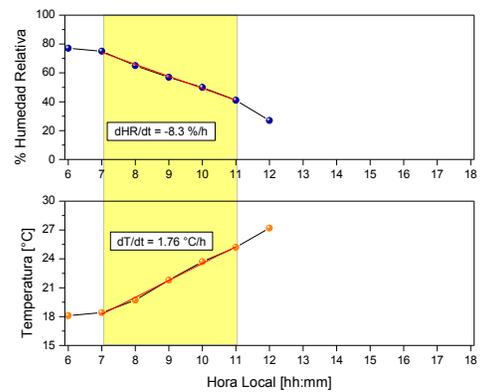
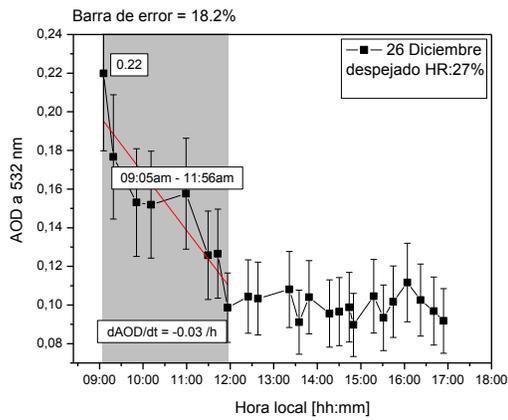
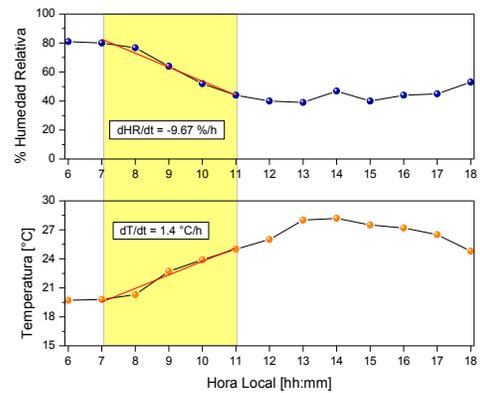
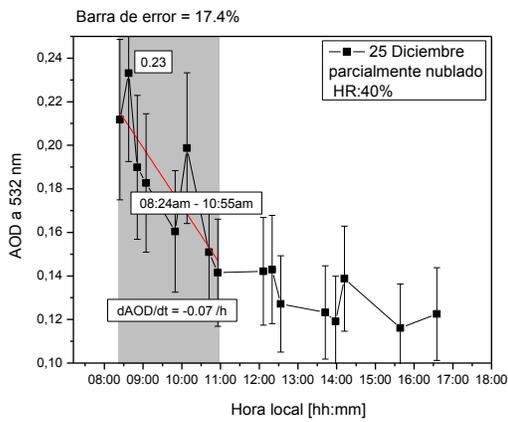
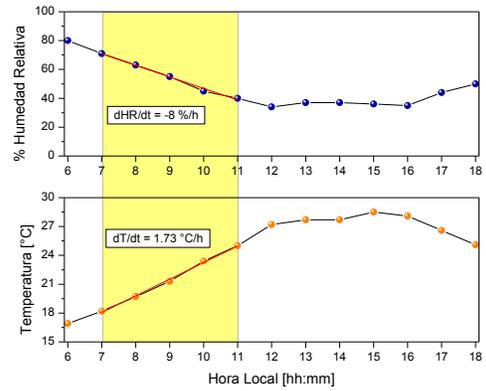
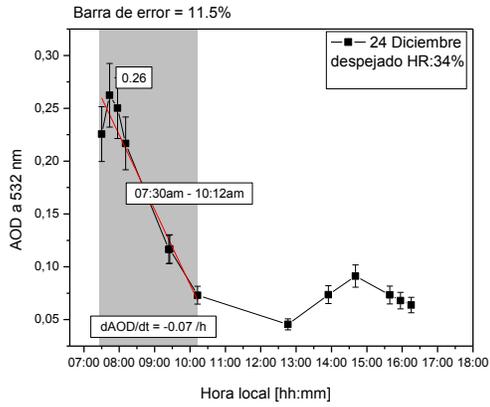












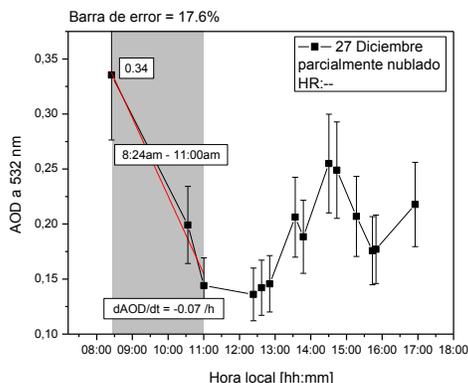


Figura 3.31. Registros de AOD con fotómetro solar CIMEL en la ciudad de Medellín en el año 2014.

En estos gráficos se observa la tendencia del decrecimiento en los valores del AOD en la atmósfera de Medellín en la franja horaria comprendida entre las 07:00 a las 11:00 hora local, en plena concordancia con lo observado en las figuras 3.21 y 3.22 para el levantamiento convectivo de la CLA. En efecto, a primeras horas del día cuando la CLA está baja la atmósfera posee una carga relativamente alta de aerosoles haciéndola ópticamente densa. Fenómeno posiblemente asociado a que la ciudad de Medellín está ubicada dentro de un valle andino (1471 m.s.n.m.), rodeado por montañas que alcanzan alturas de unos 1000 m respecto a la superficie del mismo, impidiendo el ingreso de corrientes de magnitudes significativas de viento. Por otra parte, se suma el hecho de la obstrucción parcial de los rayos solares, en las primeras horas de la mañana, la radiación solar incide predominantemente sobre la ladera occidental opuesta a la salida del sol, dejando buena parte de la superficie del valle en sombra; en horas de la tarde con el ocaso del sol el proceso es inverso; generando así una estabilidad atmosférica del Valle en los horarios mencionados.

Los gradientes de decrecimiento de humedad relativa para los casos reportados son de alrededor de 9%/h. En el caso de la temperatura el gradiente de crecimiento es del orden de 1.5°C/h. Para el AOD el gradiente de decrecimiento es del orden de 0.1/h, siendo este más variable que los de humedad relativa y temperatura debido a la dinámica convectiva de los aerosoles. Estos resultados se resumen en la figura 3.32.

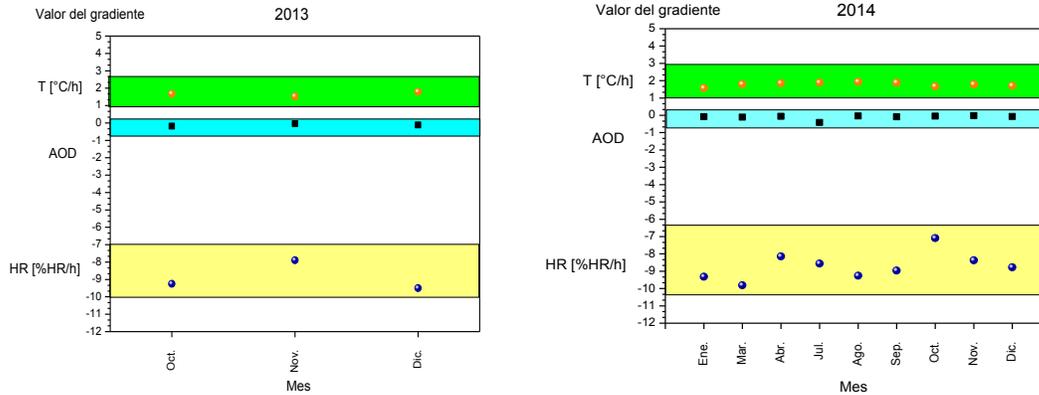


Figura 3.32. Gradientes de AOD, HR y temperatura para los casos reportados en los años 2013 y 2014.

El análisis de los registros lidar y fotométricos permiten inferir que el levantamiento la CLA en Medellín ocurre de manera rápida en horas de la mañana. A primeras horas del día cuando el calentamiento por parte del sol no ha sido suficiente para desencadenar la convección, las capas más próximas a la superficie terrestre presentan una alta concentración de partículas asociada a valores bajos de temperatura y relativamente altos en humedad relativa. La transición de la atmosfera desde alturas de CLA bajas a alta permite establecer una baja densidad de partículas con un incremento en la temperatura y una disminución de la humedad relativa a nivel de superficie.

La atmósfera del valle de Aburrá no es un sistema aislado y es susceptible a eventos de transporte global de masa que puede alterar la dinámica de la atmósfera local [91]. Las mediciones satelitales ofrecen una herramienta útil para la observación de tal fenómeno y el contraste respecto a los instrumentos de medición en tierra. En este trabajo se utilizó la información validada disponible en la plataforma GIOVANNI de NASA [92][93][94], especialmente los datos suministrados por el satélite CALIPSO para correlacionar las observaciones con las mediciones lidar en tierra [95].

3.2.3. CALIOP

Los datos del lidar CALIOP a bordo del satélite CALIPSO disponibles para la comunidad científica se clasifican en niveles de procesamiento 1 y 2 (existe un nivel 3 de procesamiento que es el resultado de promedios mensuales de algunos datos de nivel 2). Los datos lidar de nivel 1 consisten de perfiles lidar geolocalizados y calibrados. Los productos de nivel 2 se pueden dividir en tres grupos: productos de capas (nubes y aerosoles), productos de perfiles (retrodispersión y extinción) y máscaras de características verticales (localización y tipo de nubes y aerosoles) [62][63][64][65].

Con los datos de nivel 1 se pueden obtener tres medidas:

- El perfil de retrodispersión total atenuado a 532 nm (dado por la suma de los perfiles de retrodispersión atenuados de las componentes perpendicular y paralela de la polarización a 532nm).
- El perfil de retrodispersión atenuado a 1064 nm.
- El perfil de retrodispersión atenuado perpendicular a 532 nm.

Estos perfiles pasan por una corrección debido a la atenuación que sufren a su paso por la atmósfera, dada por la ecuación [21]:

$$\beta'(z) = [\beta_a(z) + \beta_m(z)] T_\lambda^2(z) \quad (3.30)$$

en la que $\beta_a(z)$ y $\beta_m(z)$ son las contribuciones a la retrodispersión debido a los aerosoles y moléculas respectivamente; y $T_\lambda^2(z)$ es la transmitancia en el camino de ida y vuelta de la señal. De tal manera que los perfiles obtenidos en este nivel pueden escribirse como:

$$\begin{aligned} \beta'_{532,total}(z) &= [\beta_{\parallel}(z) + \beta_{\perp}(z)] T_{532}^2(z) \\ \beta'_{532,\perp}(z) &= \beta_{\perp}(z) T_{532}^2(z) \\ \beta'_{1064}(z) &= \beta_{1064}(z) T_{1064}^2(z) \end{aligned} \quad (3.31)$$

La figura 3.33 es un mapa de color de las mediciones CALIOP para datos de nivel 1, según las ecuaciones (3.31).

Los datos de nivel 2 están divididos en tres tipos básicos [21][63][64][65]: productos de capas, productos de perfiles verticales y productos de Máscara de Característica Vertical de la atmósfera (VFM). Estos datos se obtienen con diferentes resoluciones, como puede verse en la tabla 3.3.

Tabla 3.3. Resoluciones de los datos nivel 2 del sistema CALIOP.

Productos nivel 2	Resolución vertical (m)	Resolución horizontal (km)	Altitud máxima (km)
Capa de nubes	30	0,33; 1; 5	20
Capa de aerosoles	30	5	30
Perfil de nubes	60	5	20
Perfil de aerosoles	60	5	30

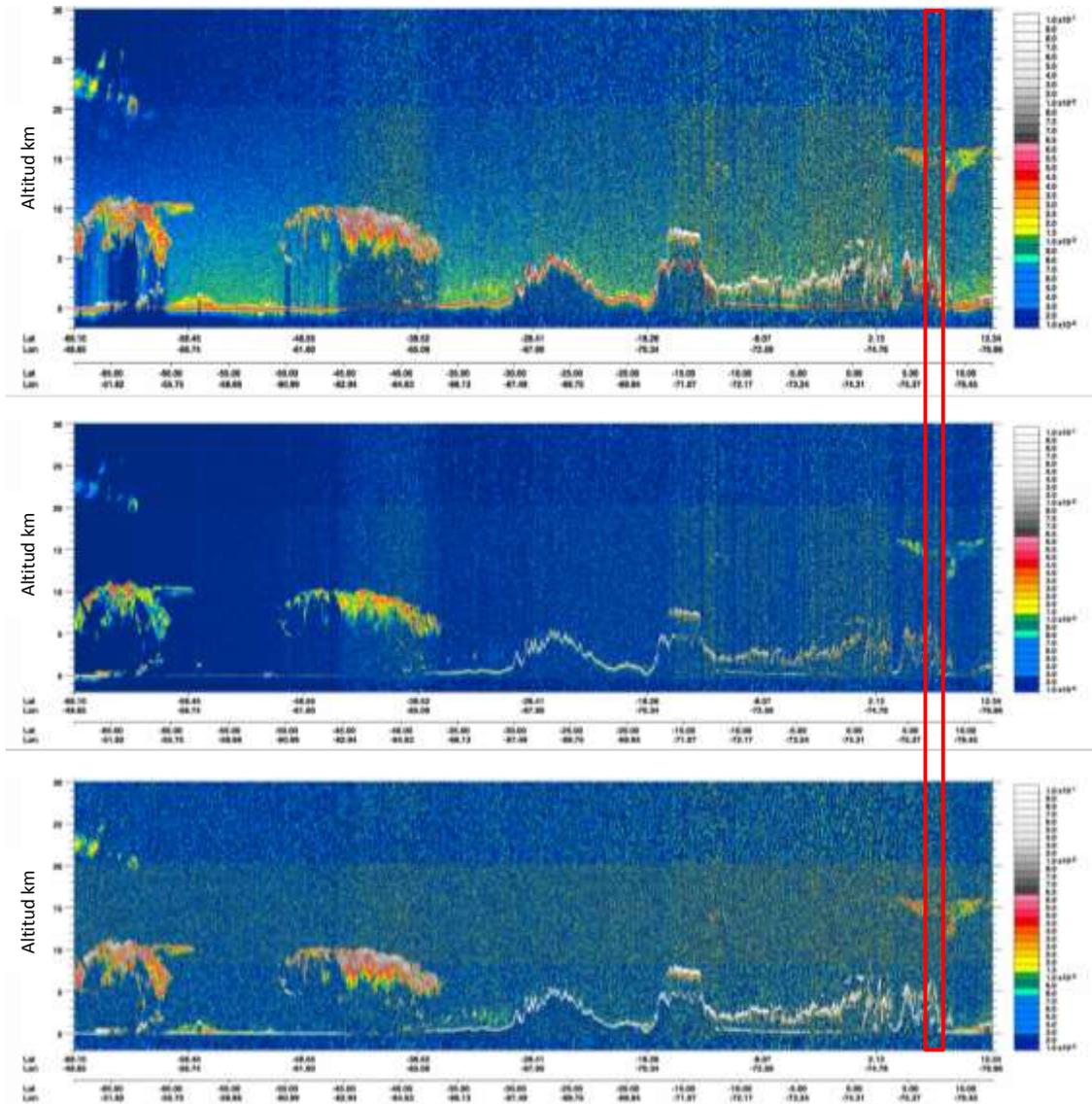


Figura 3.33. Mapas de color de mediciones CALIOP para datos de nivel 1 según las ecuaciones (3.31), tomadas el 02 de Julio de 2014. *arriba:* $\beta'_{532,total}(z)$; *centro:* $\beta'_{532,\perp}(z)$; *debajo:* $\beta'_{1064}(z)$. El recuadro rojo resalta la región de estudio en este trabajo.

Los productos de capas ofrecen información en columna vertical respecto a las propiedades de los aerosoles y nubes. Los productos de perfiles ofrecen información de los perfiles verticales de los coeficientes de retrodispersión y extinción de aerosoles atmosféricos a 532 y 1064 nm. Los productos de VFM fueron creados para ofrecer información respecto a la localización y tipo de cada una de las capas detectadas, como por ejemplo nubes cirrus, aerosoles marinos, quema de biomasa, etc. ver tabla 3.4.

Tabla 3.4. Parámetros de datos de nivel 2, proporcionados por el sistema CALIOP.

Productos nivel 2	Parámetros
Capa de nubes	Altitud de la basa y tope, profundidad óptica y fase agua/hielo
Capa de aerosoles	Altitud de la basa y tope, profundidad óptica y tipo de aerosoles
Perfil de nubes	Coefficiente de extinción y retrodispersión a 532nm
Perfil de aerosoles	Perfiles de extinción y retrodispersión a 532 y 1064nm
Máscara de Característica Vertical (VFM)	Máscara de nubes y fase agua/hielo, máscara y tipo de aerosoles

Un mapa de color de los productos VFM en los que se pueden distinguir cualitativamente la presencia de nubes y aerosoles, y el tipo de estos últimos en la región de estudio de este trabajo se muestra en la figura 3.34.

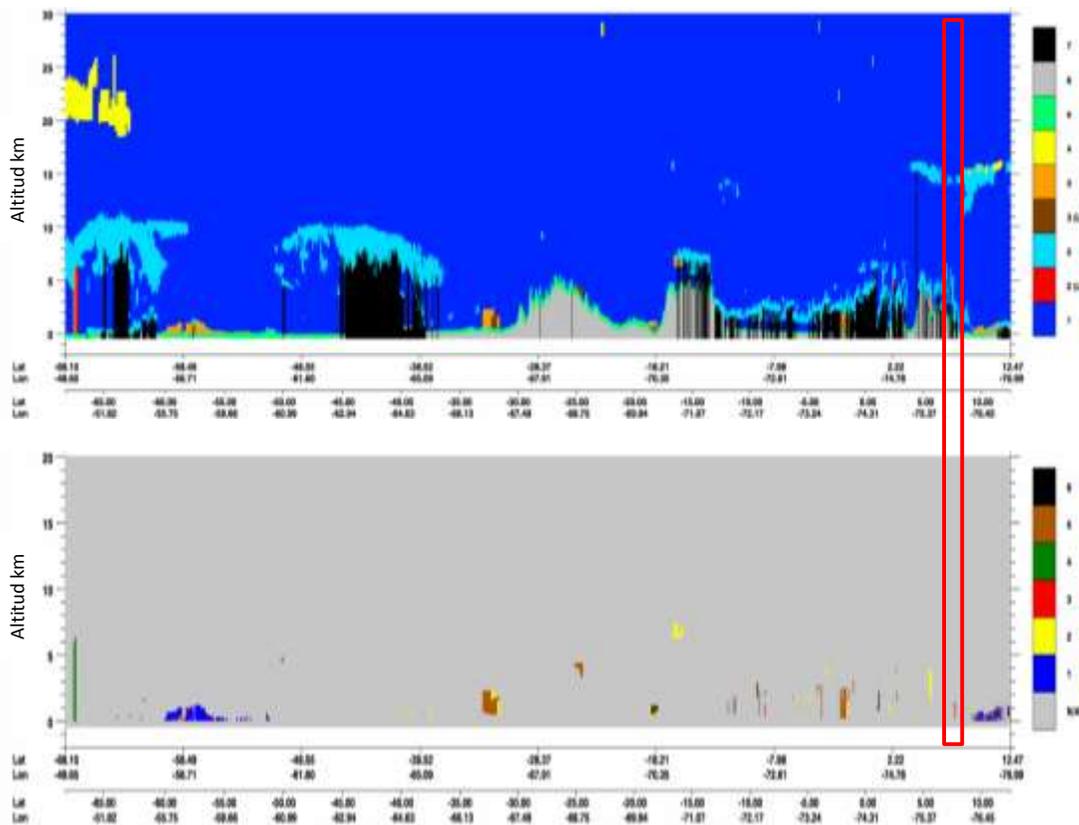
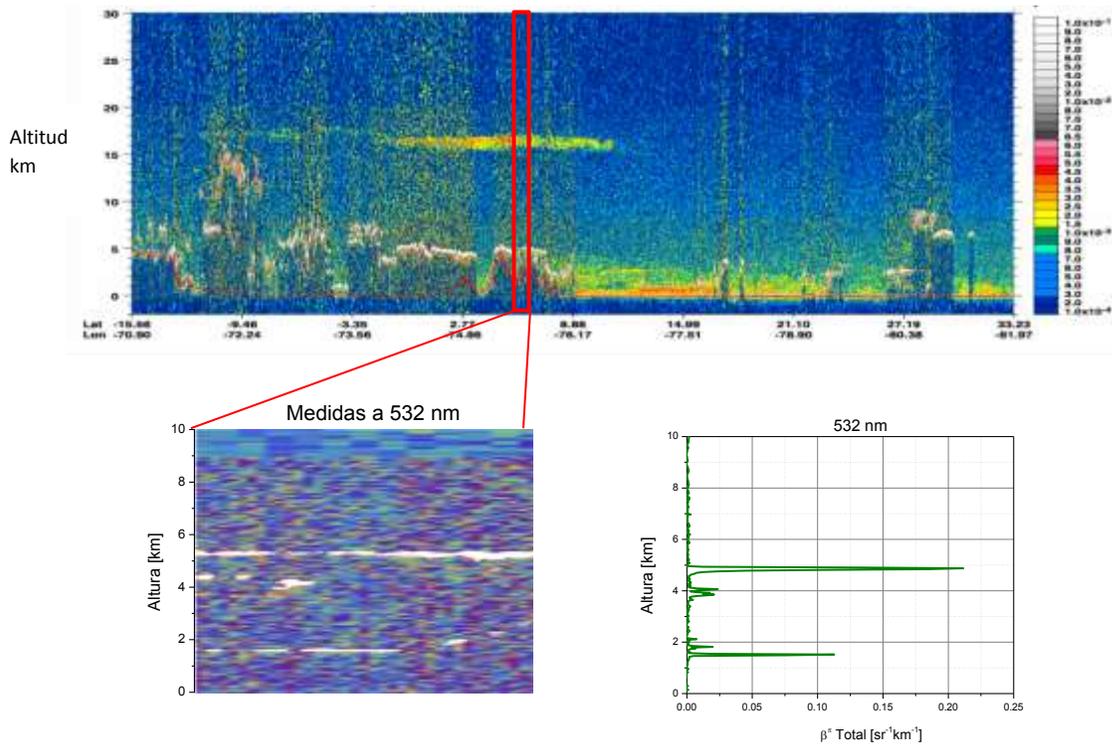
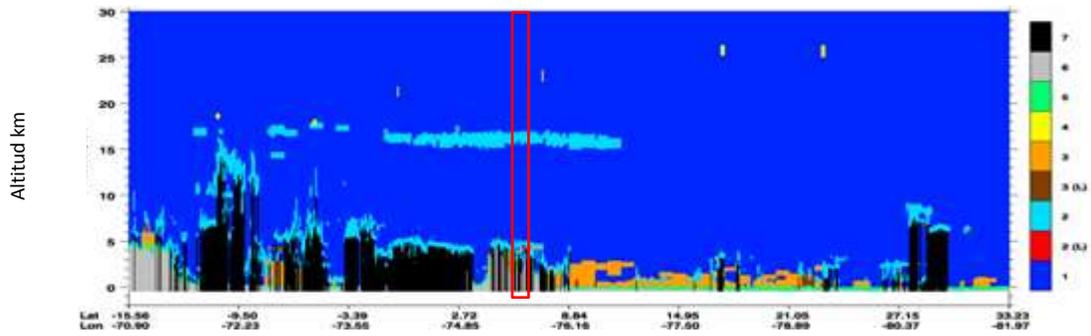
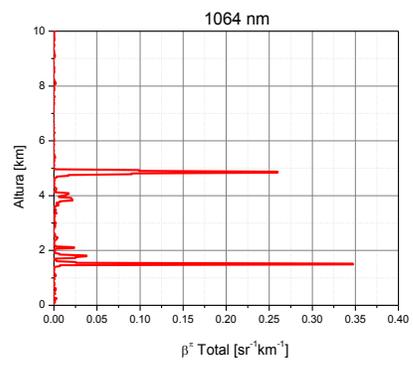
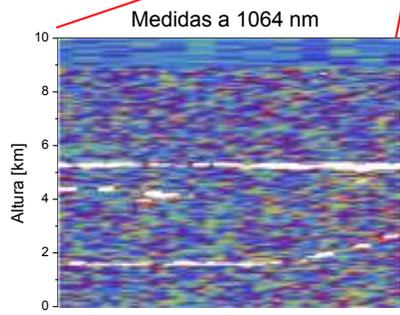
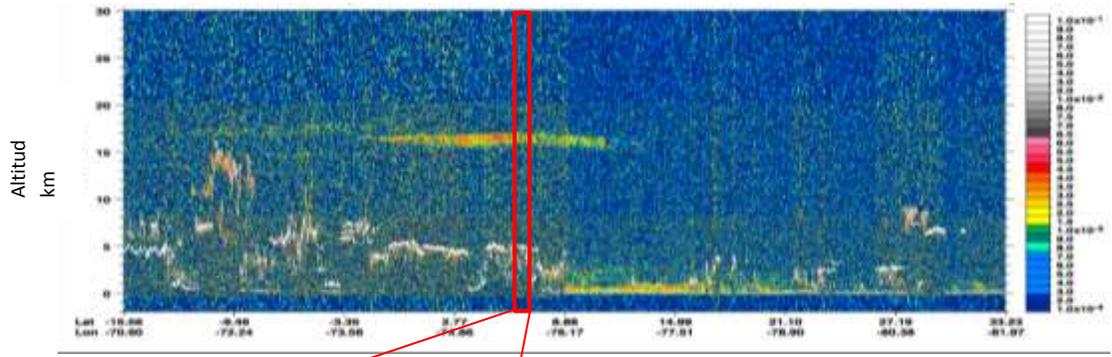


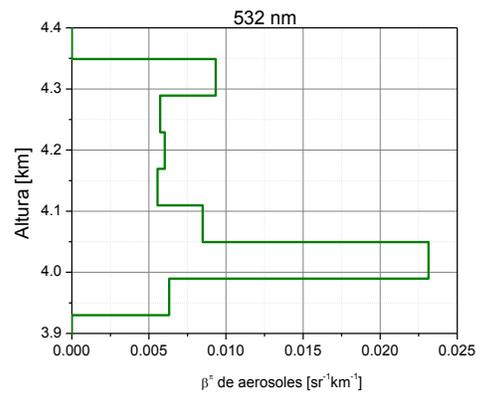
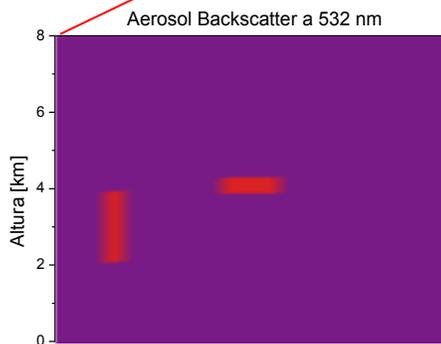
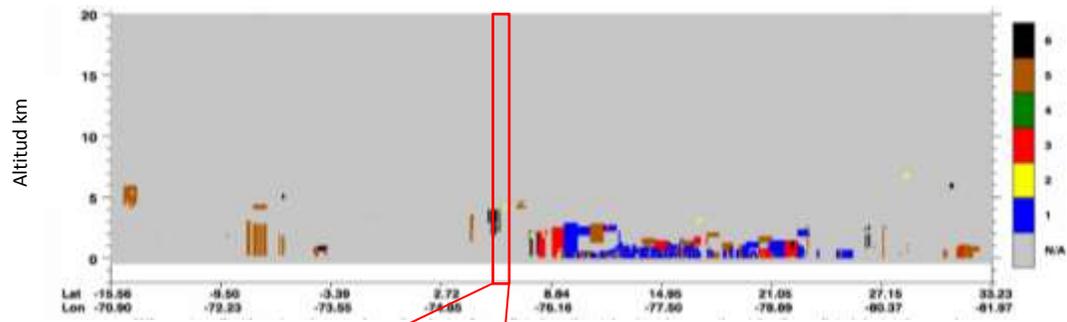
Figura 3.34. Mapas de color de mediciones CALIOP para datos VFM de nivel 2, tomadas el 02 de Julio de 2014. *arriba:* VFM. Según la escala de colores: 1-aire limpio; 2- nubes; 3-aerosol; 4- capa estratosférica; 5- superficie; 6-subsuperficie; 7-totalmente atenuado. *debajo:* subclasificación de aerosoles. Según la escala de colores: 1-marino; 2- polvo; 3-polución continental; 4- continental limpio; 5- polvo poluido; 6-smoke. El recuadro rojo resalta la región de estudio en este trabajo.

Como parte de la apropiación del conocimiento y de las tecnologías de detección remota a bordo de los satélites de NASA, la utilización apropiada de las bases de datos de mediciones atmosféricas generadas por estos instrumentos se logró a través del desarrollo de rutinas algorítmicas idóneas para extraer los perfiles de retrodispersión total atenuados a 532 nm y 1064 nm en los productos de nivel 1, e información sobre las alturas y tipos de capas de aerosol detectados en el tope de la CLA a partir de los productos de nivel 2 en la trayectoria diurna de CALIPSO sobre la región andina colombiana. Los resultados se muestran en la figura 3.35.

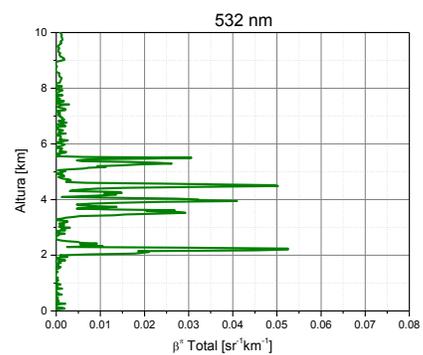
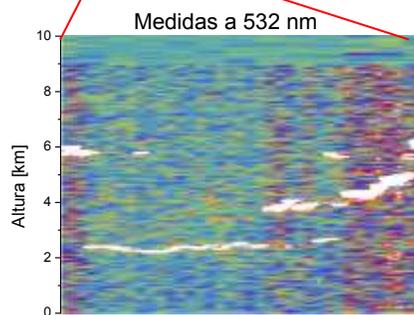
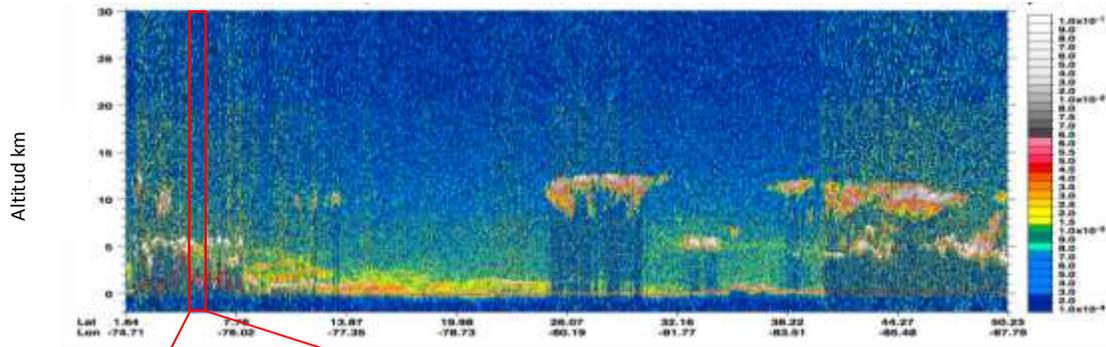
Enero 20 - 2013

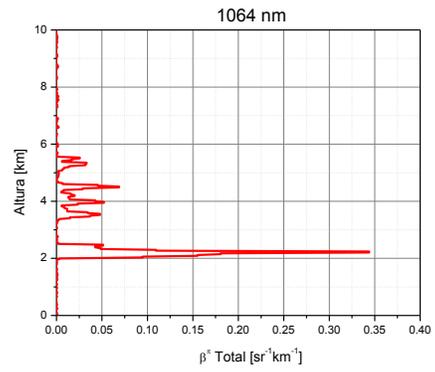
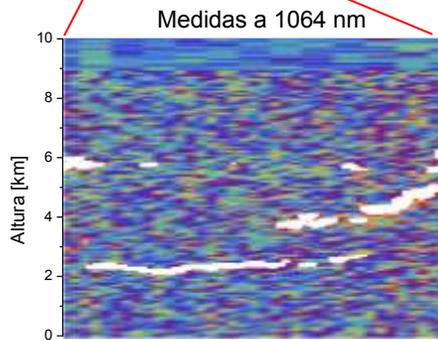
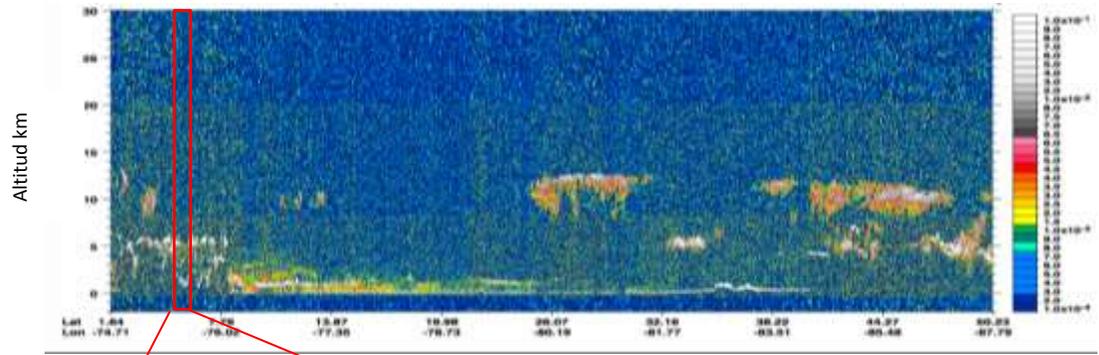






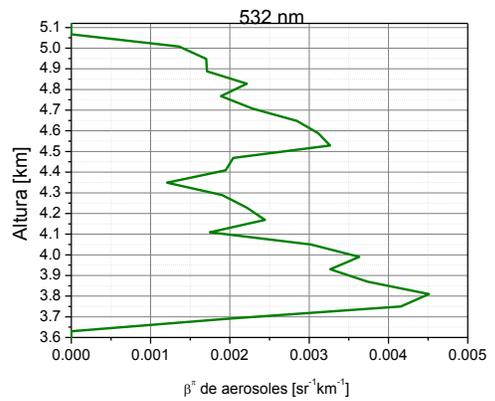
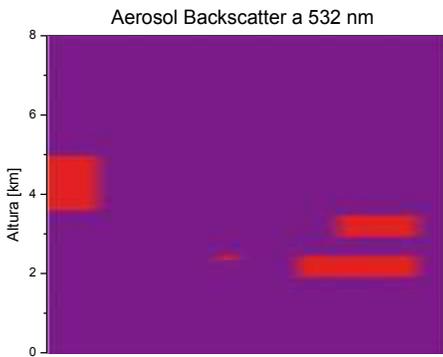
Marzo 09 - 2013



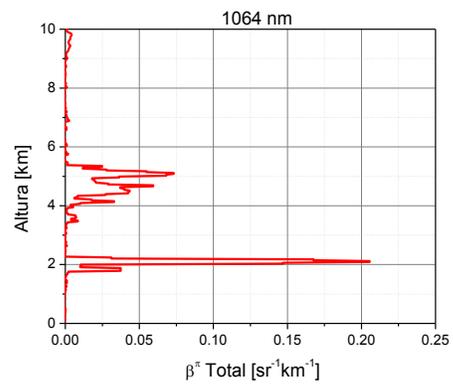
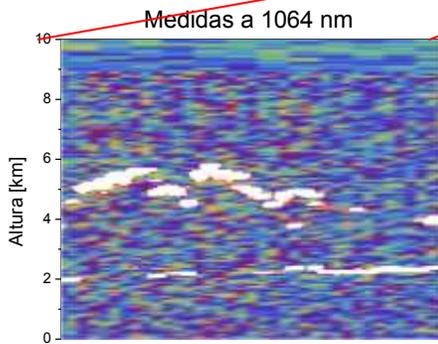
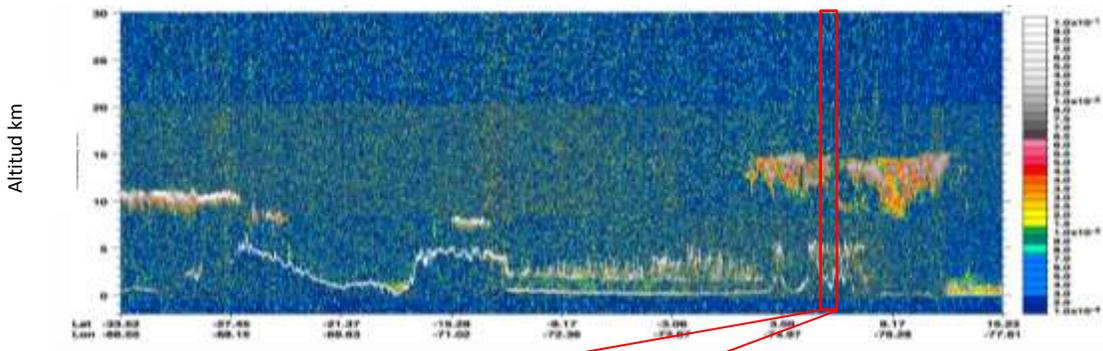
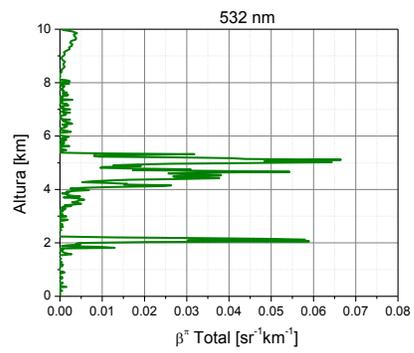
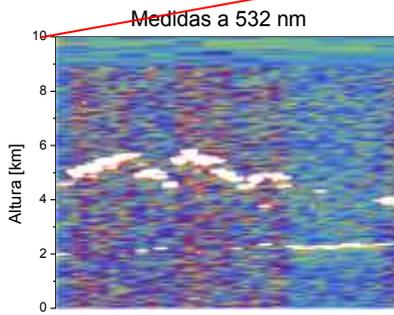
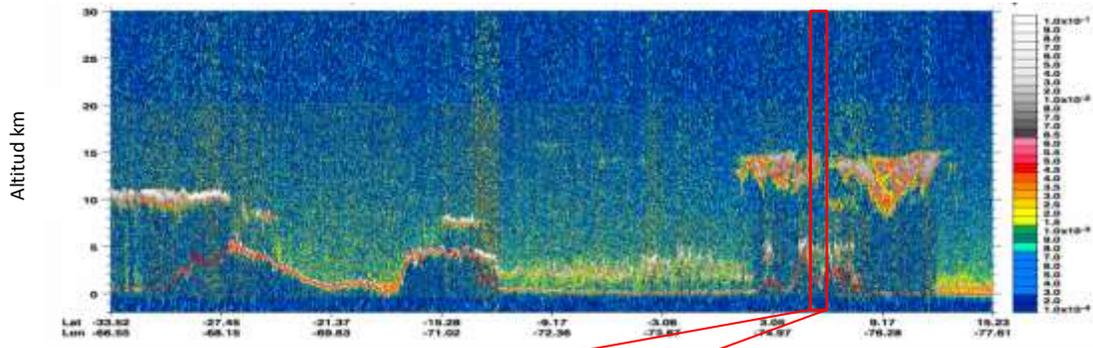


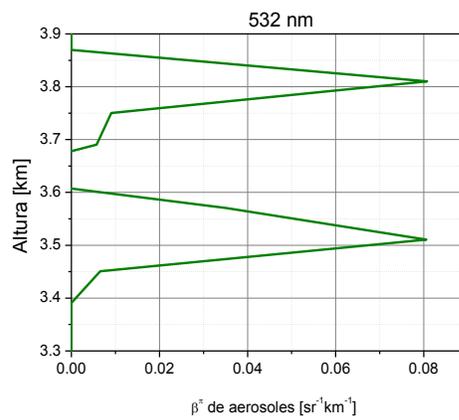
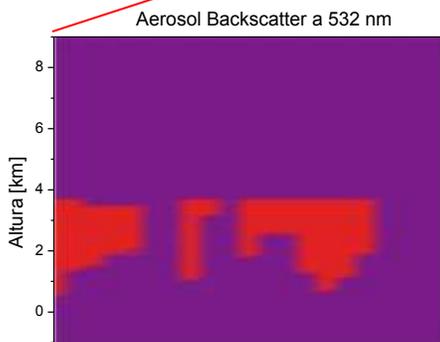
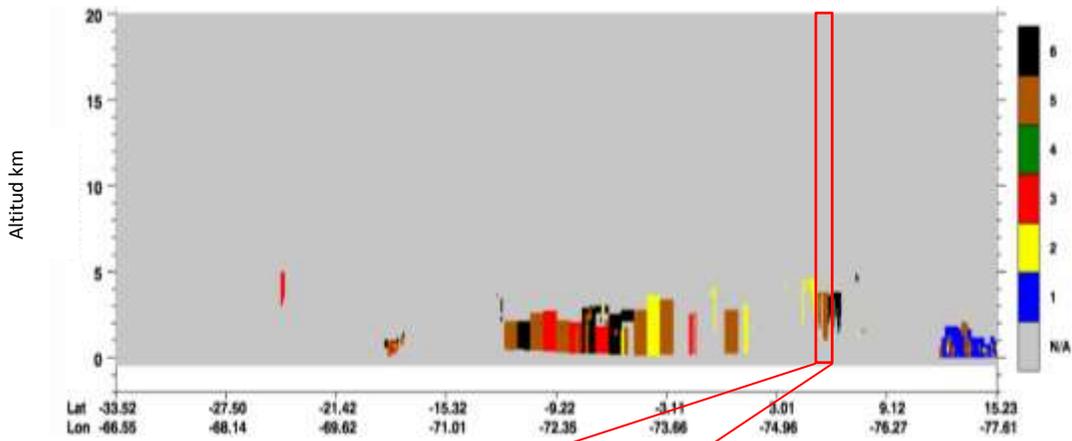
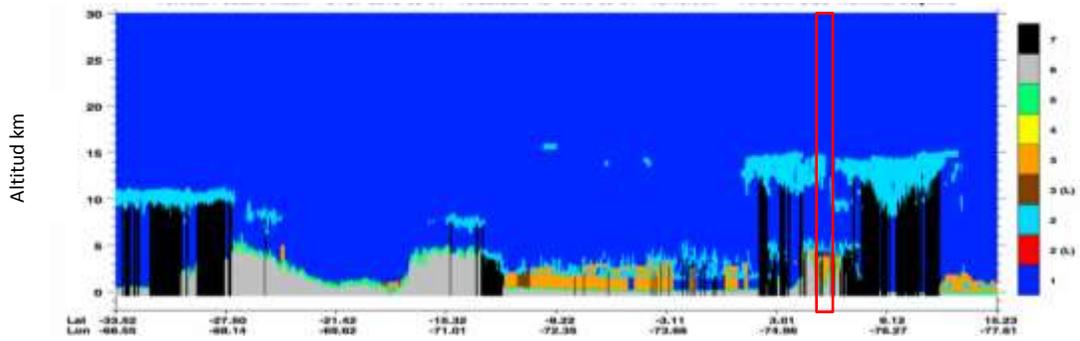
VFM
no disponible

Tipo de aerosol
no disponible

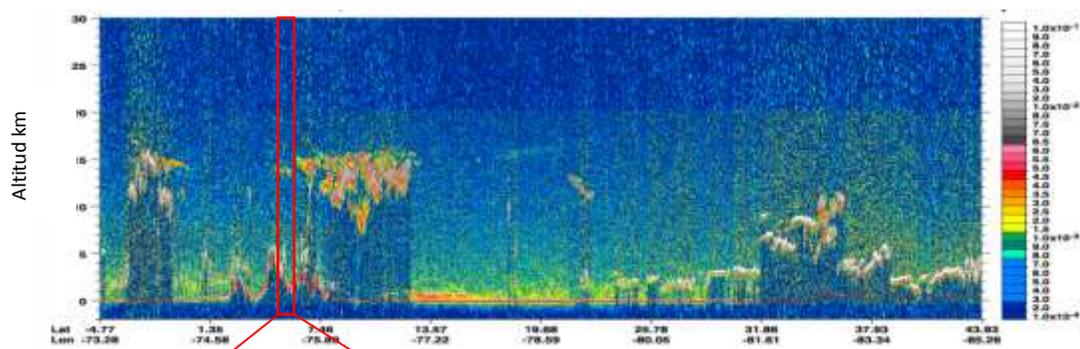


Septiembre 01 - 2013

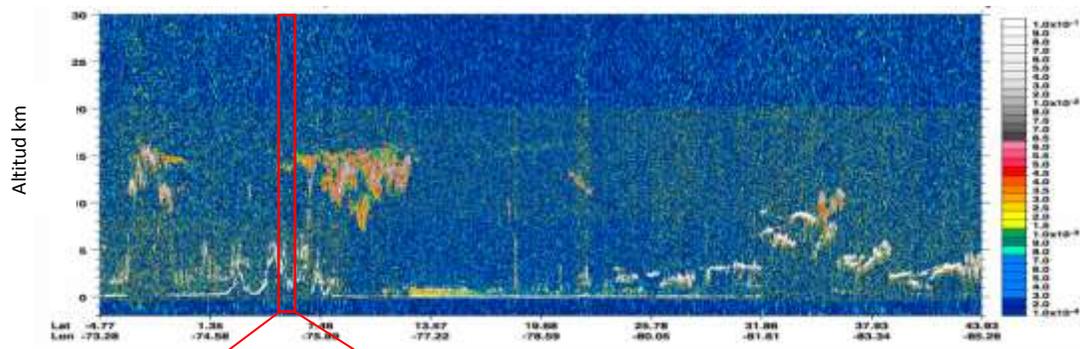
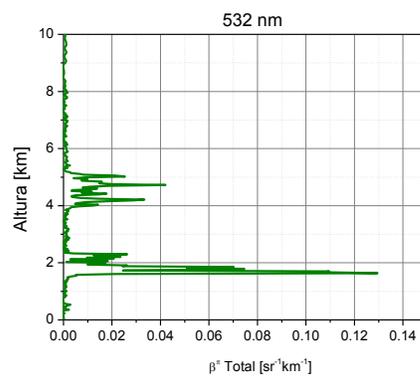
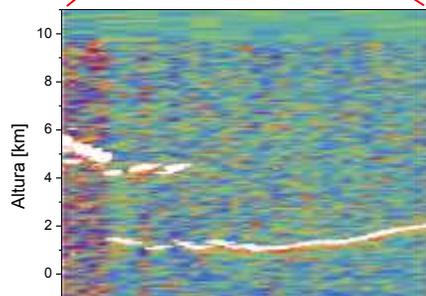




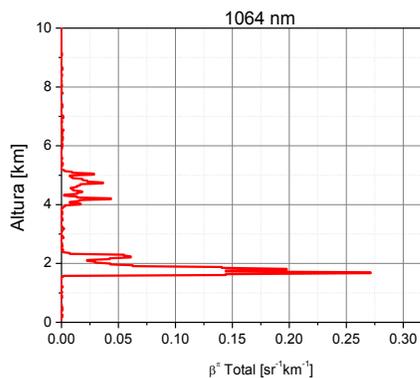
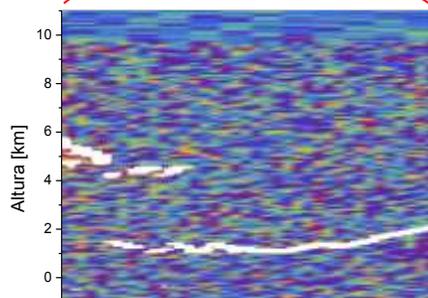
Octubre 19 - 2013

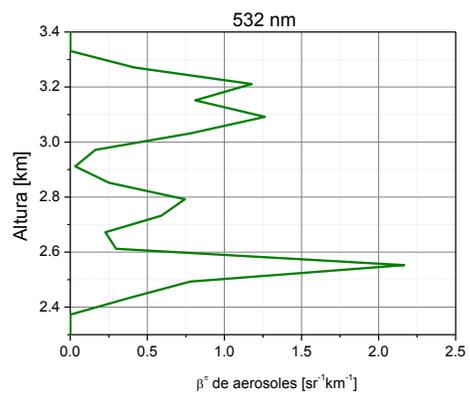
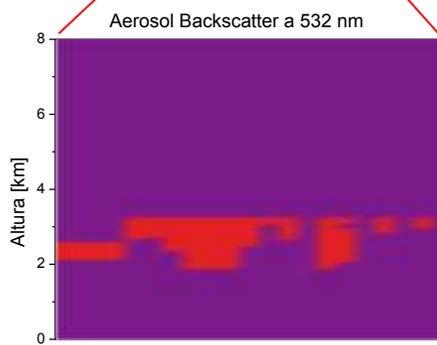
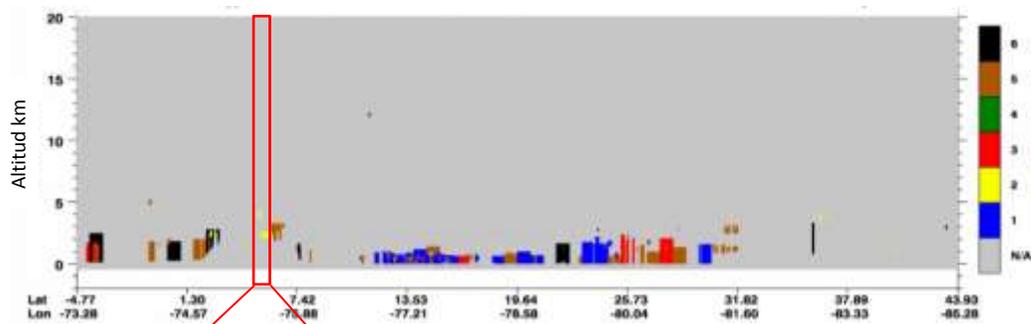
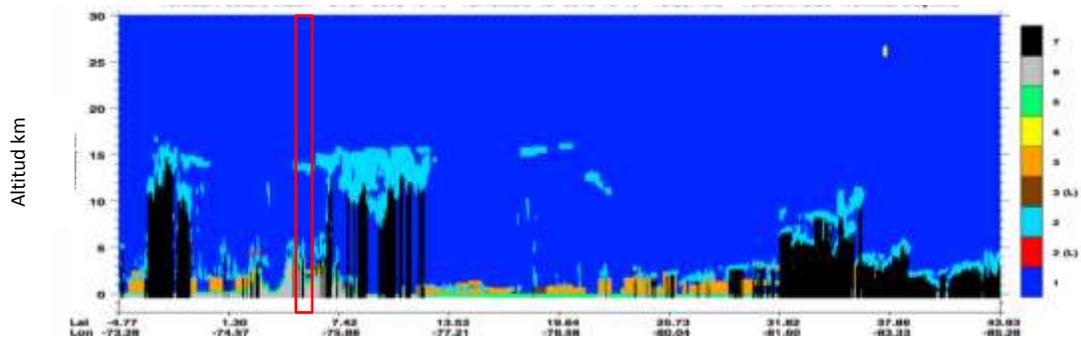


Medidas a 532 nm

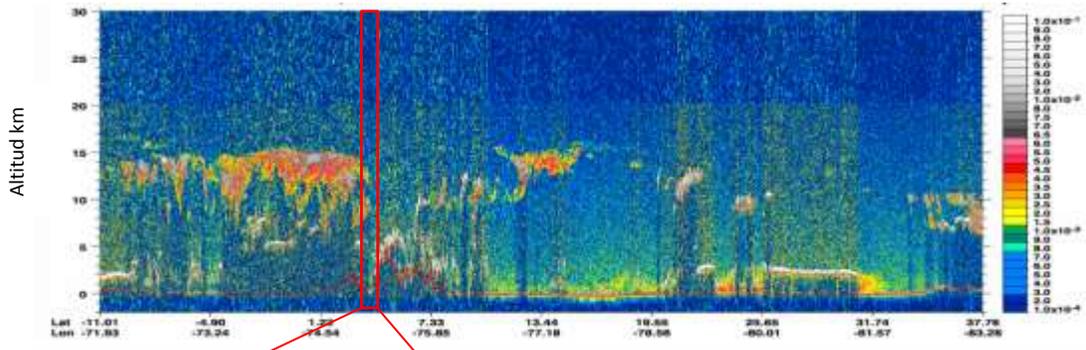


Medidas a 1064 nm

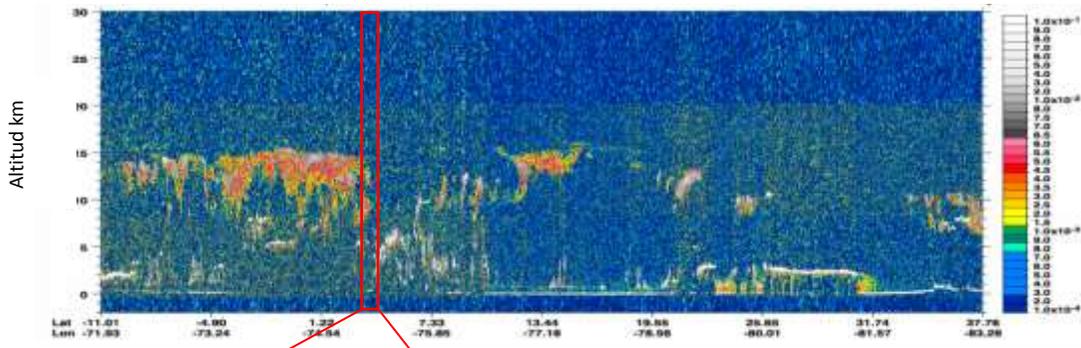
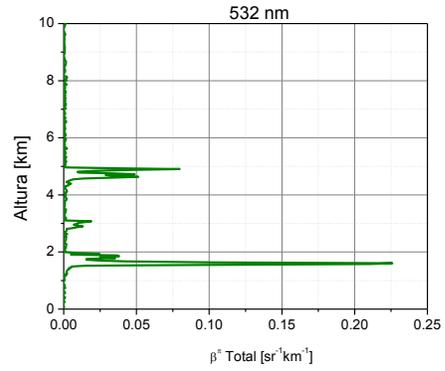
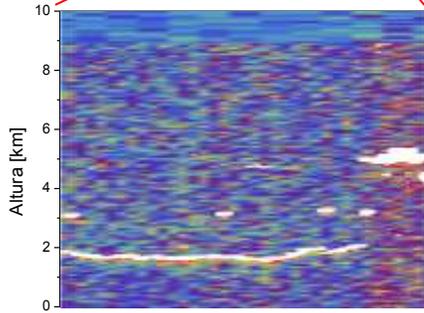




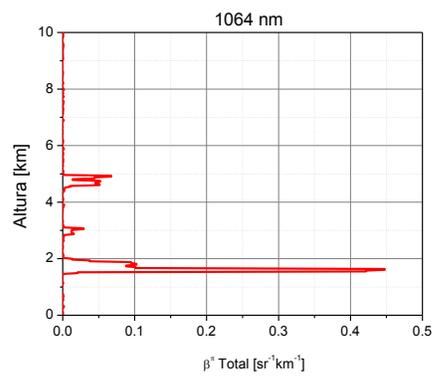
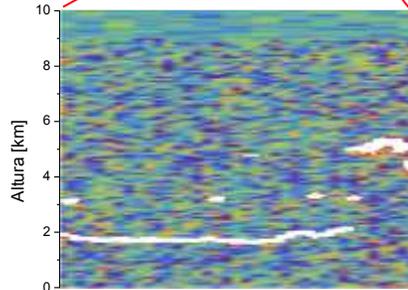
Noviembre 04 - 2013

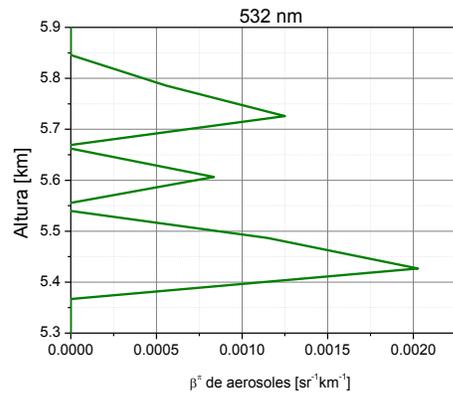
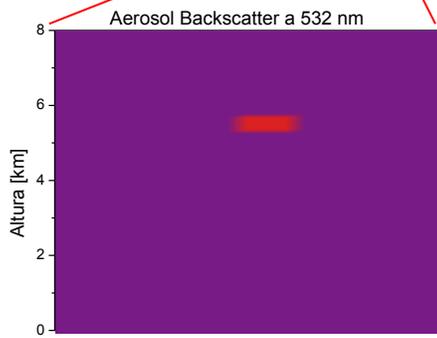
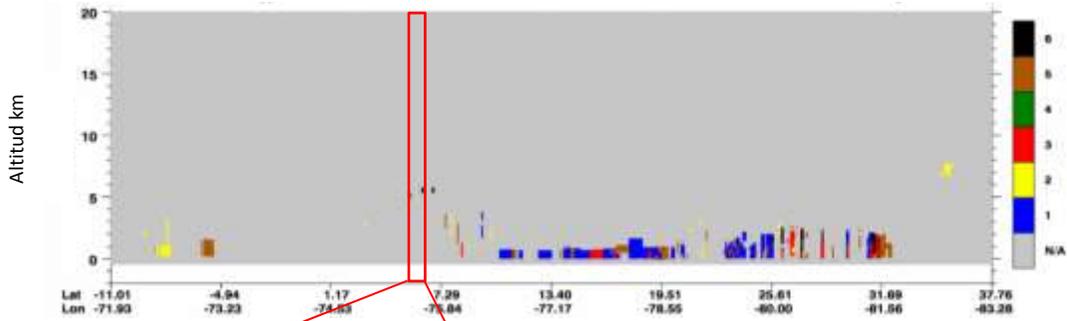
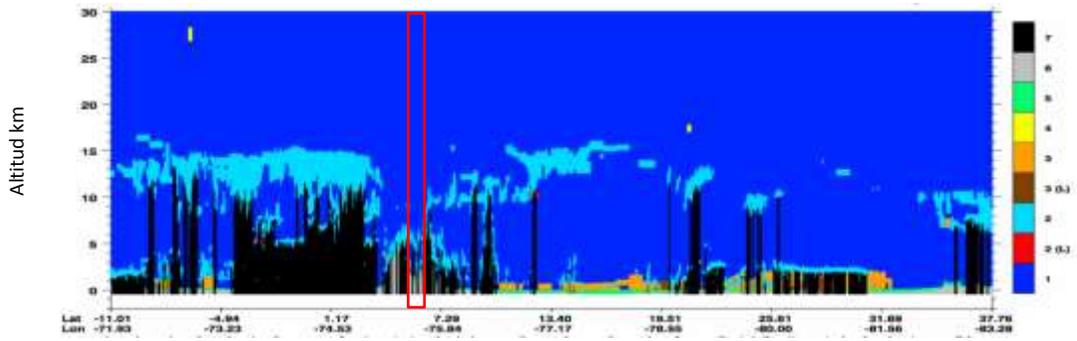


Medidas a 532 nm

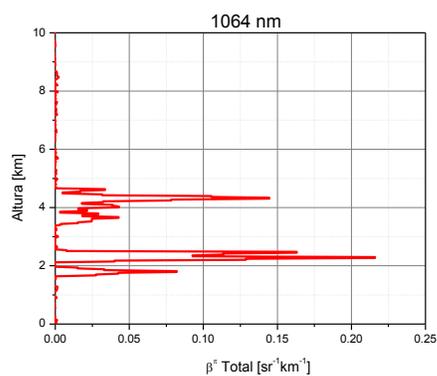
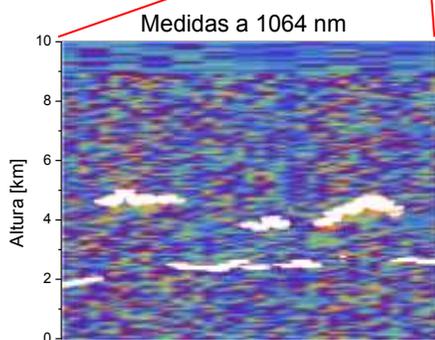
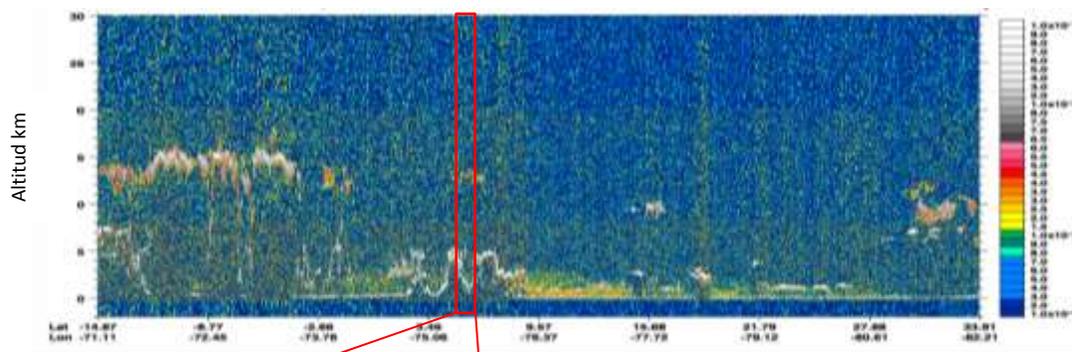
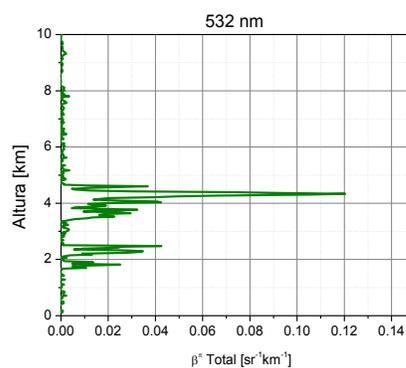
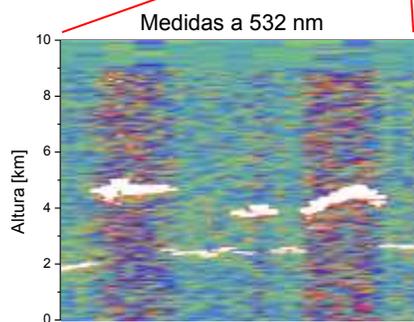
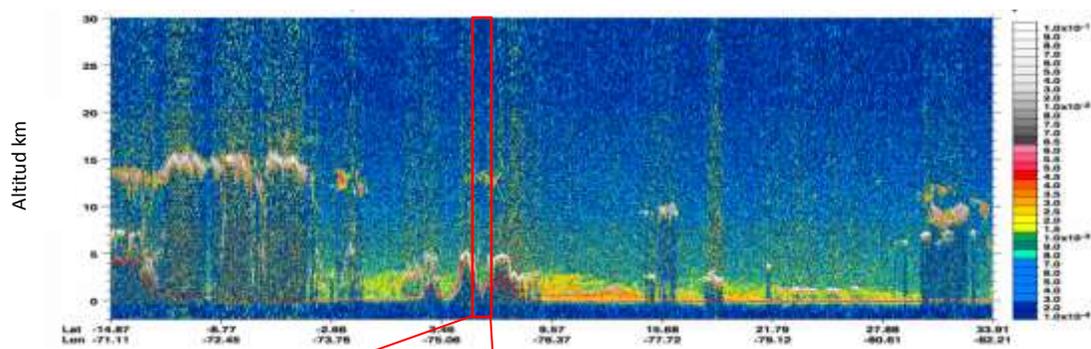


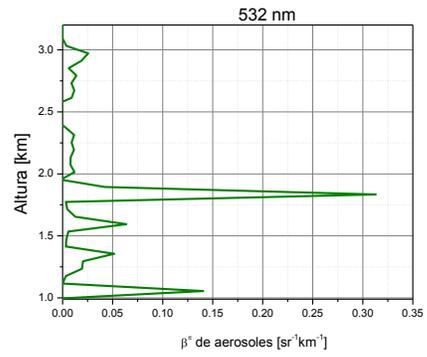
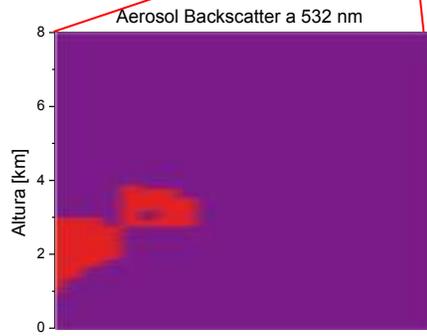
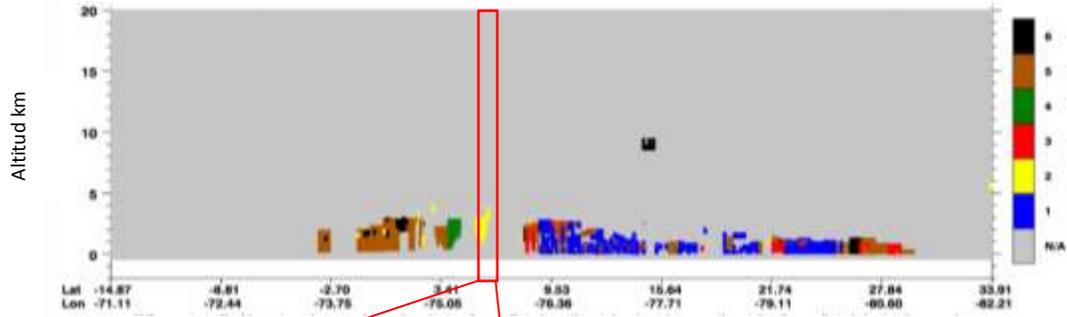
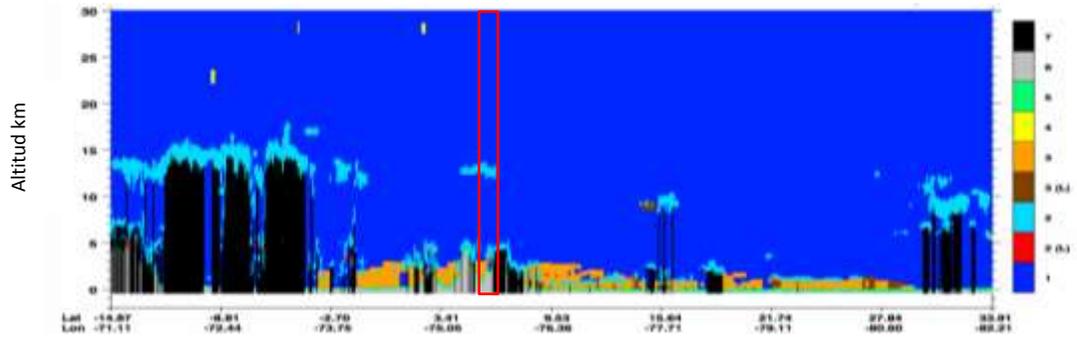
Medidas a 1064 nm



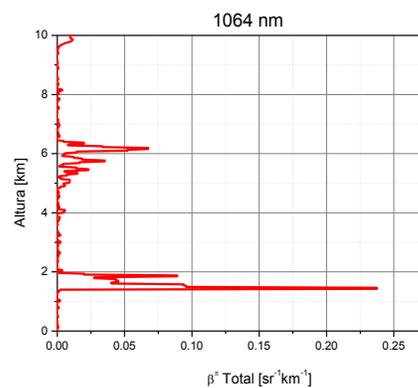
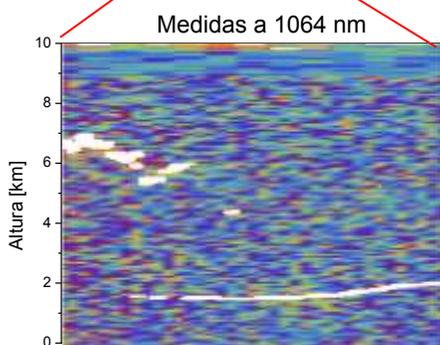
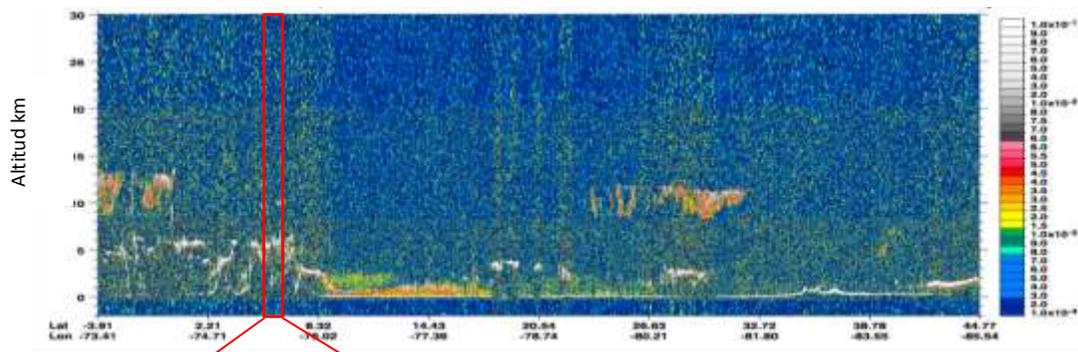
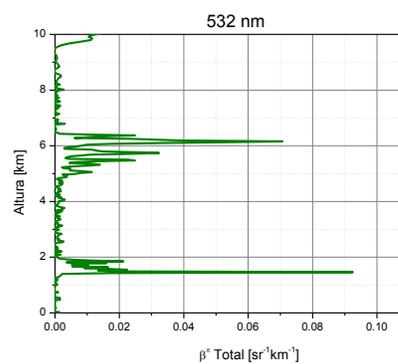
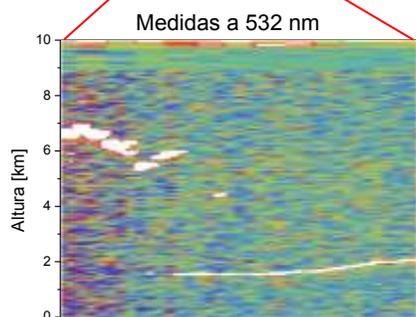
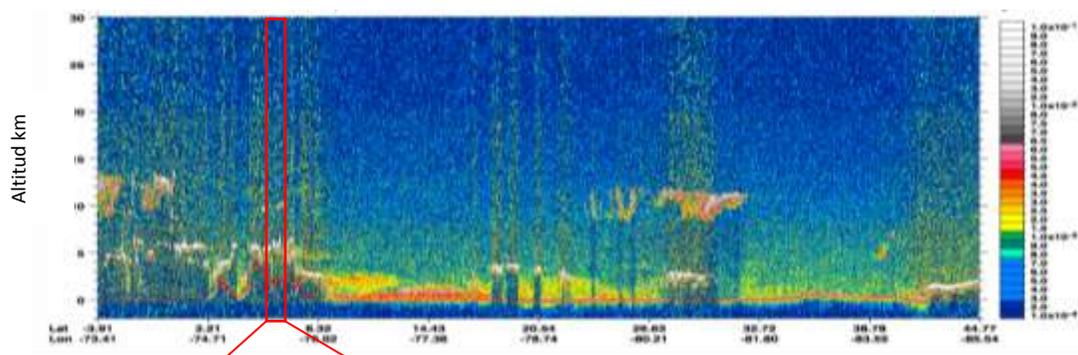


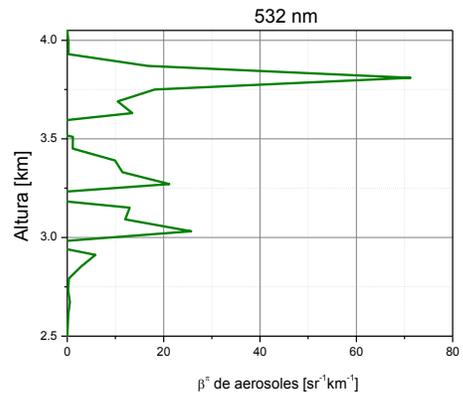
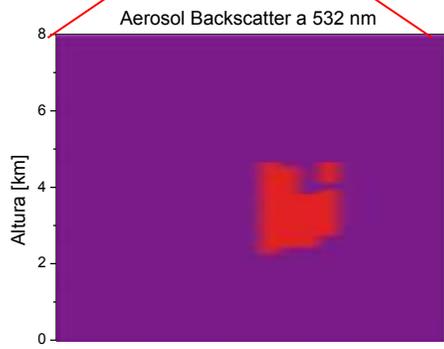
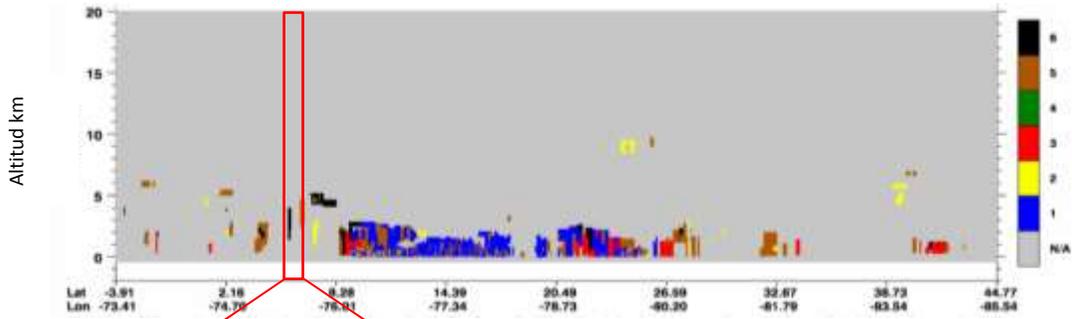
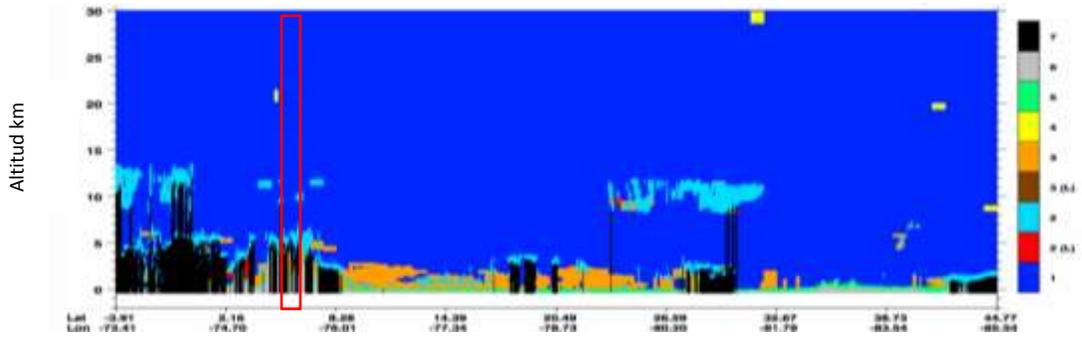
Enero 23 - 2014



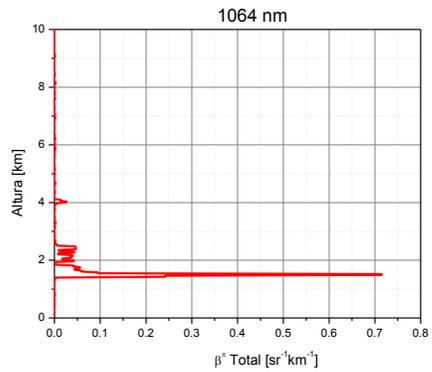
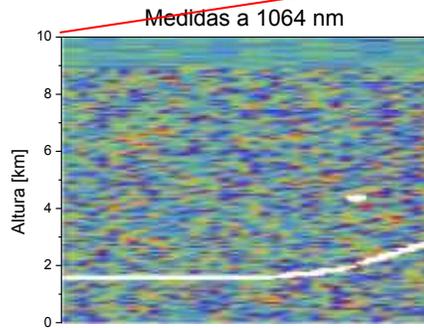
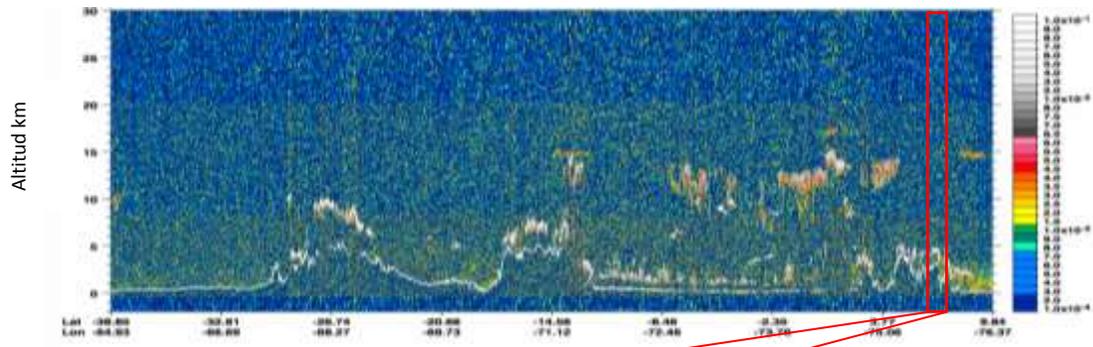
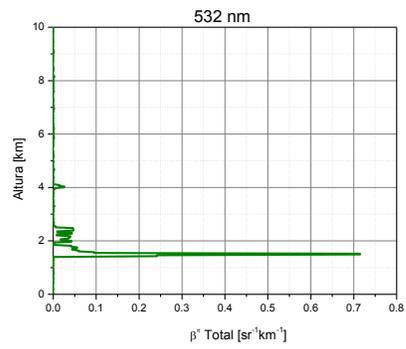
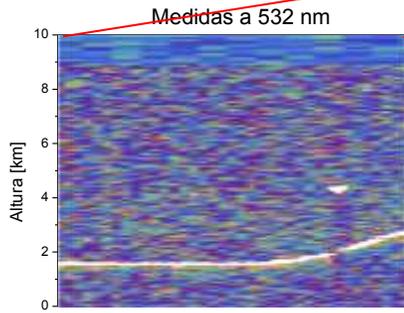
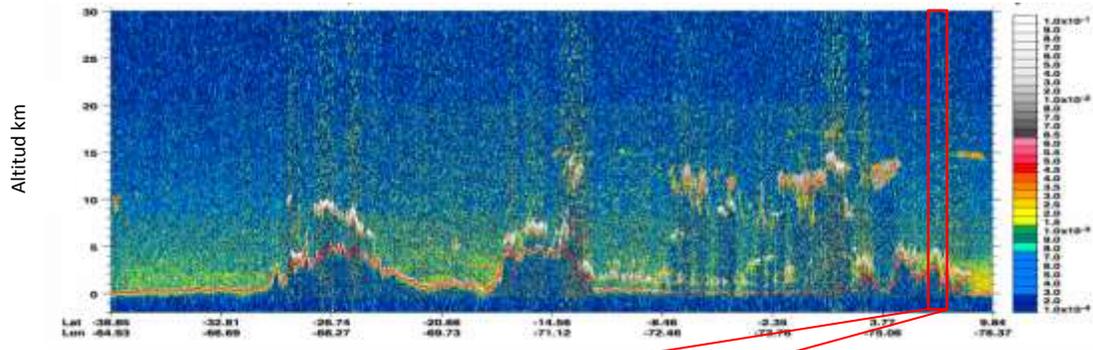


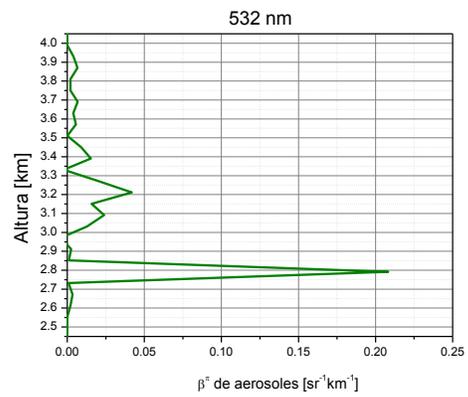
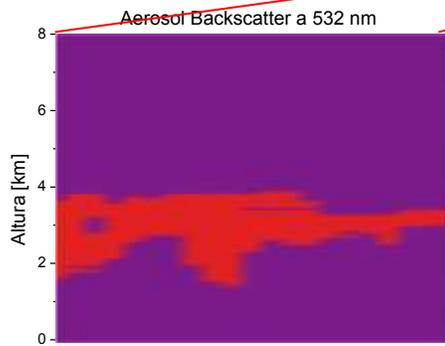
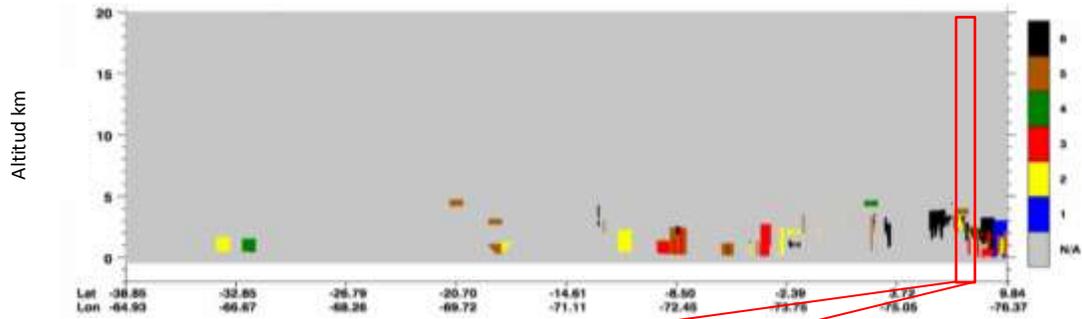
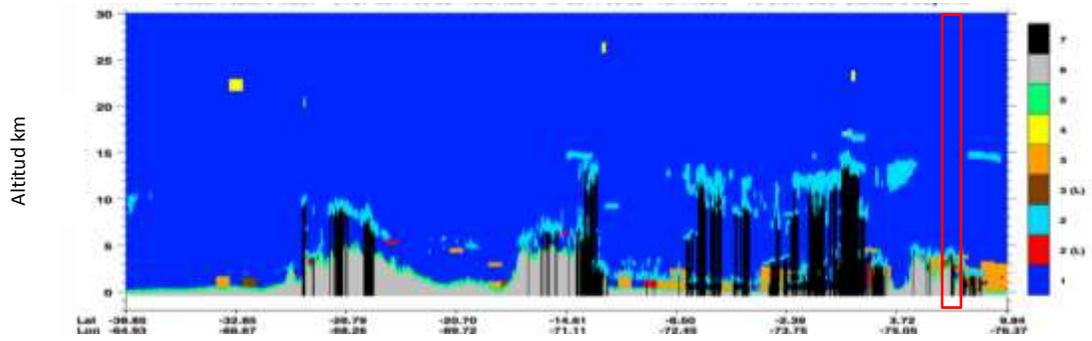
Febrero 24 – 2014



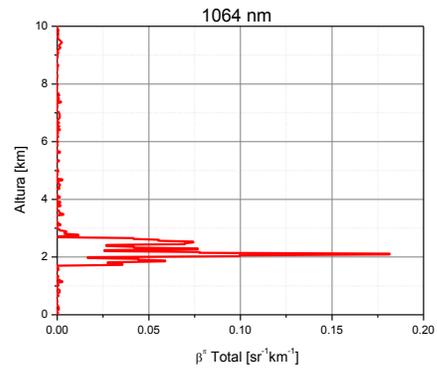
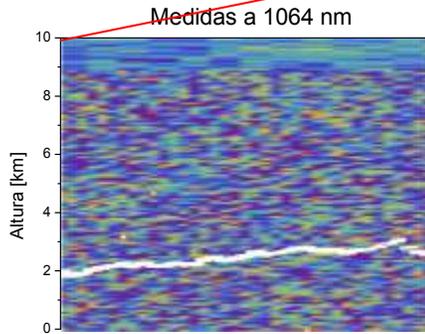
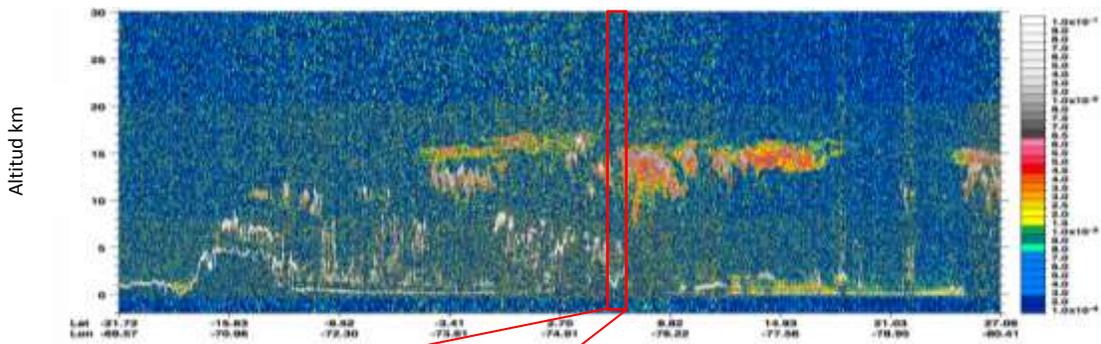
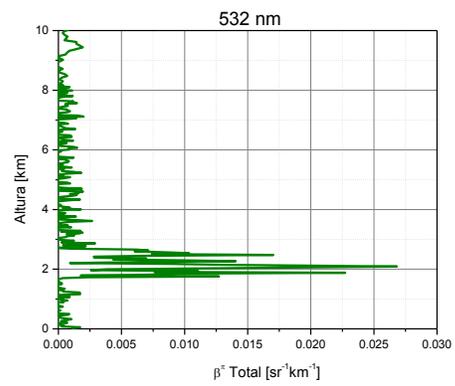
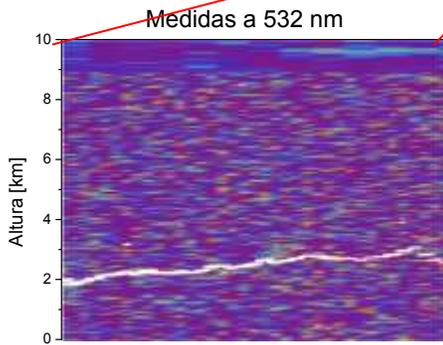
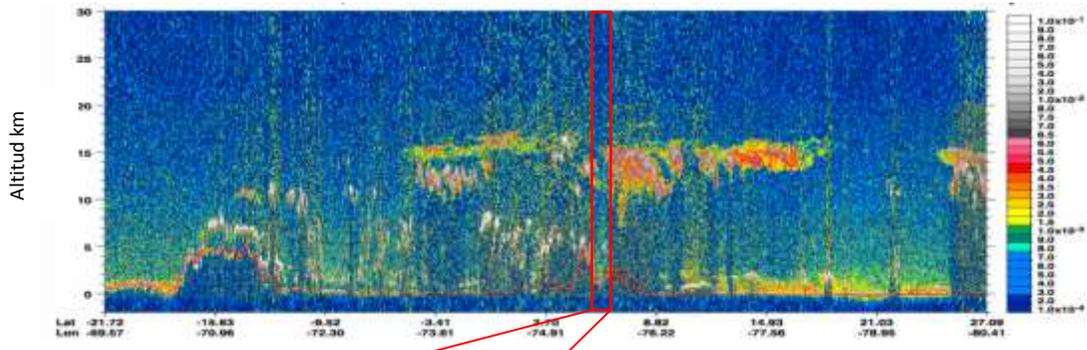


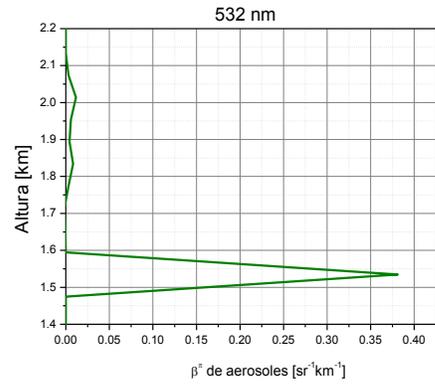
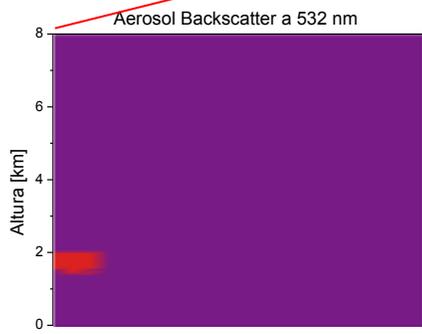
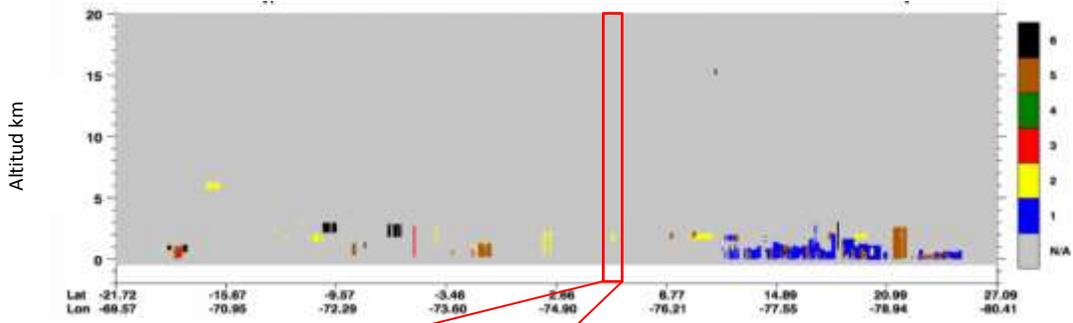
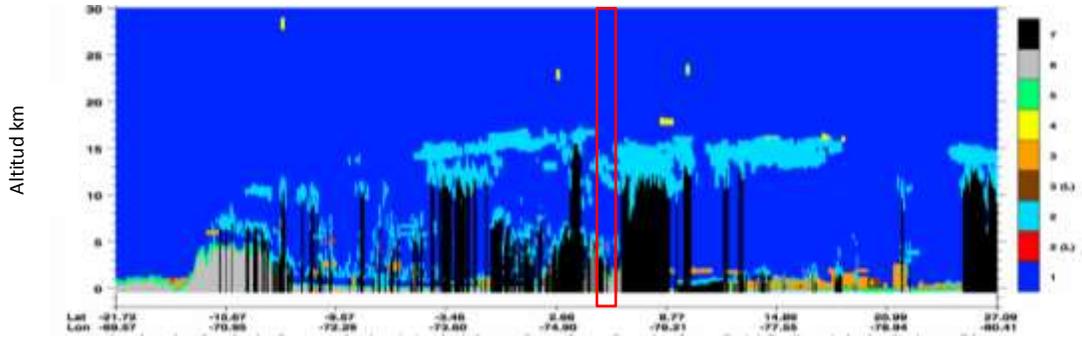
Marzo 28 - 2014



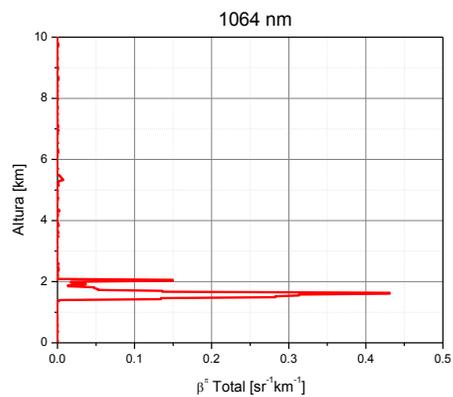
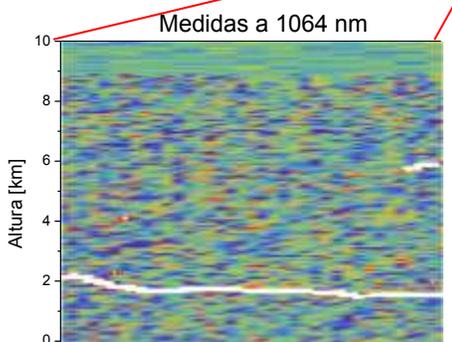
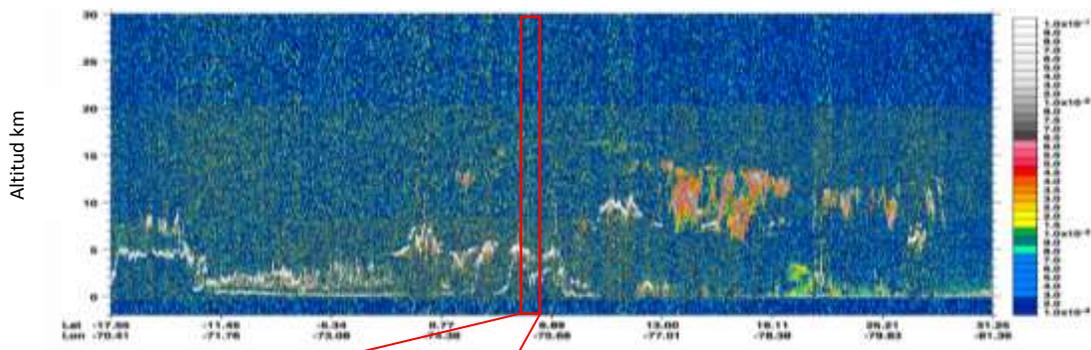
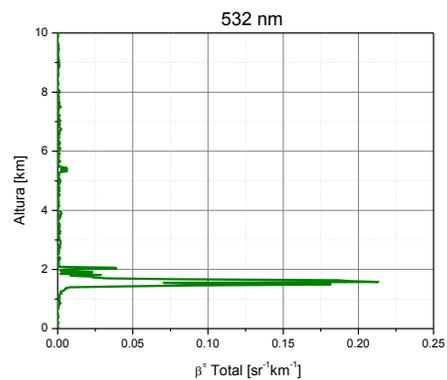
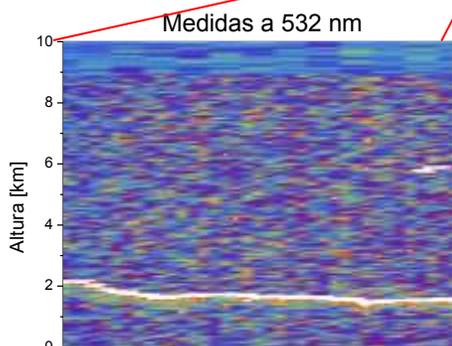
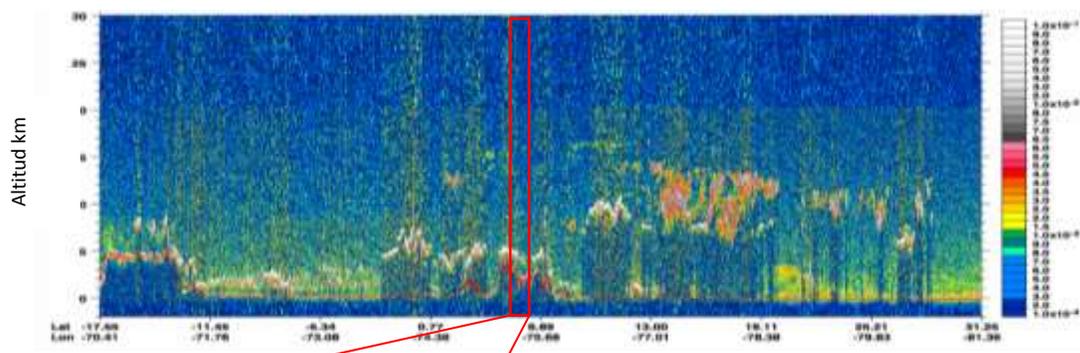


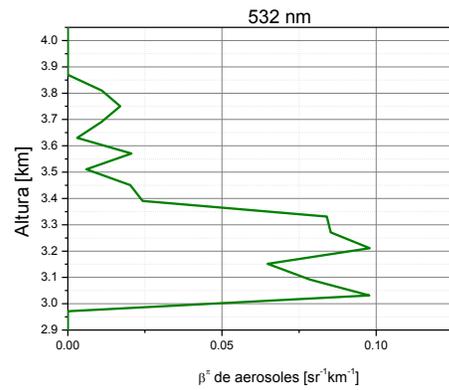
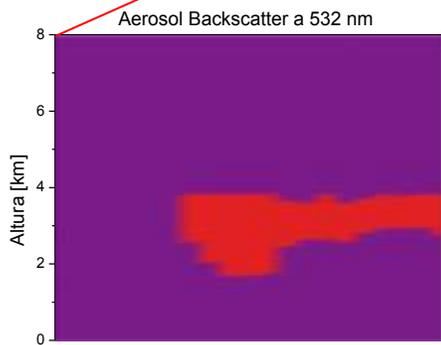
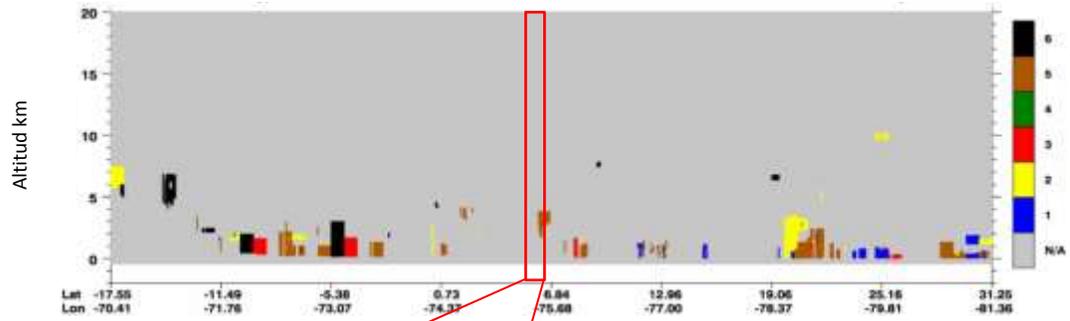
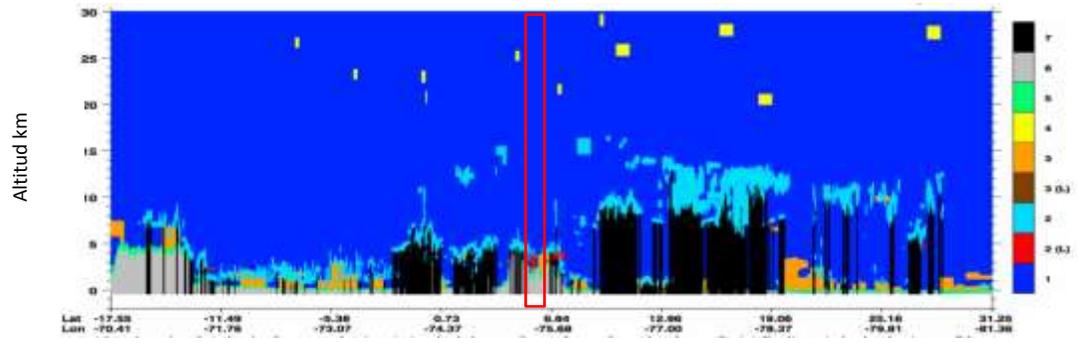
Mayo 15 - 2014



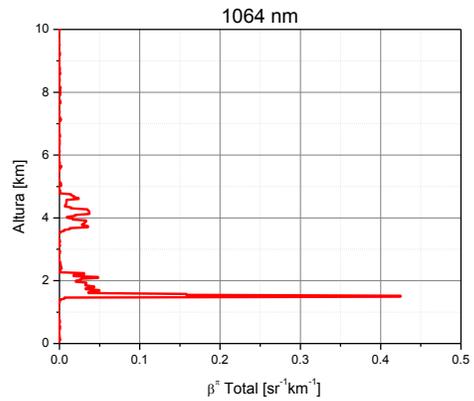
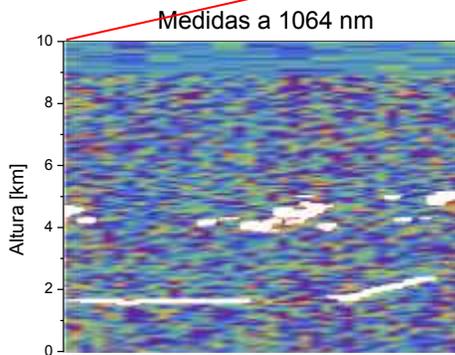
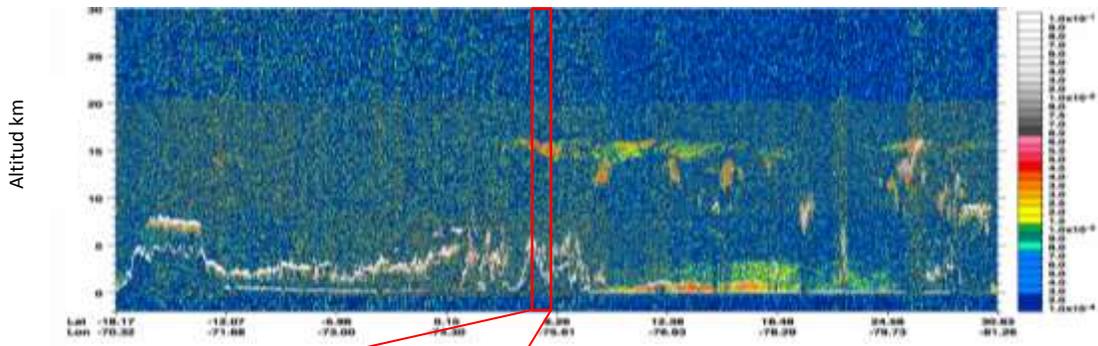
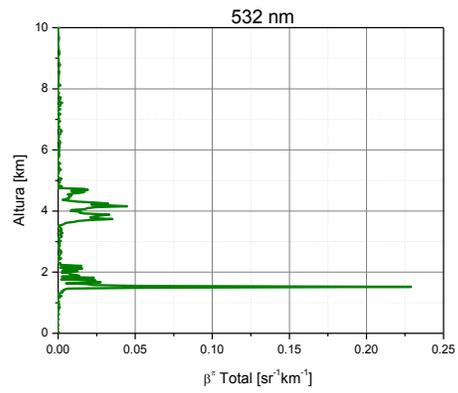
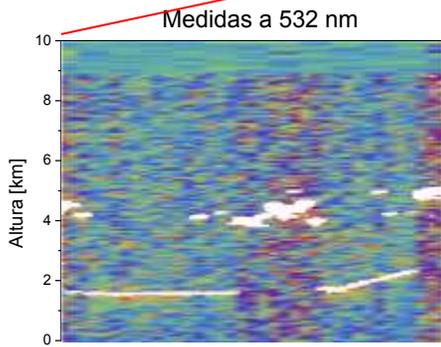
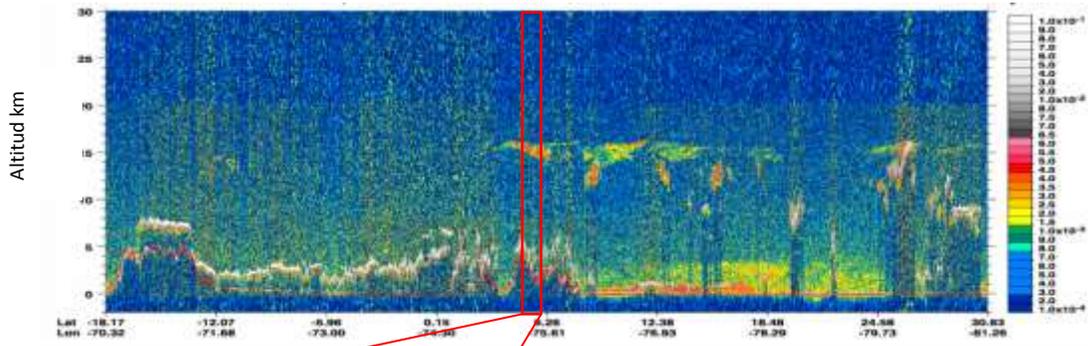


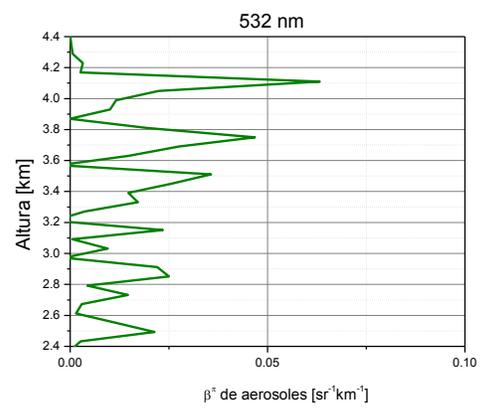
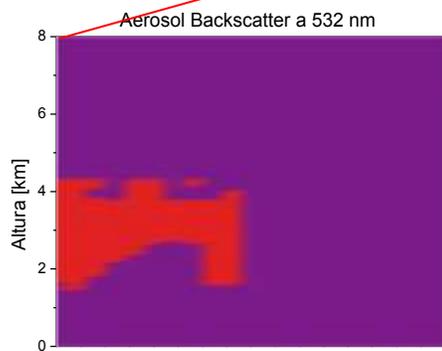
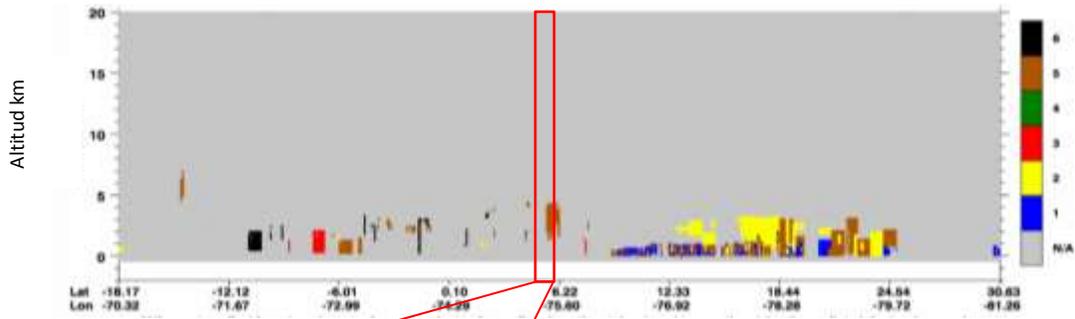
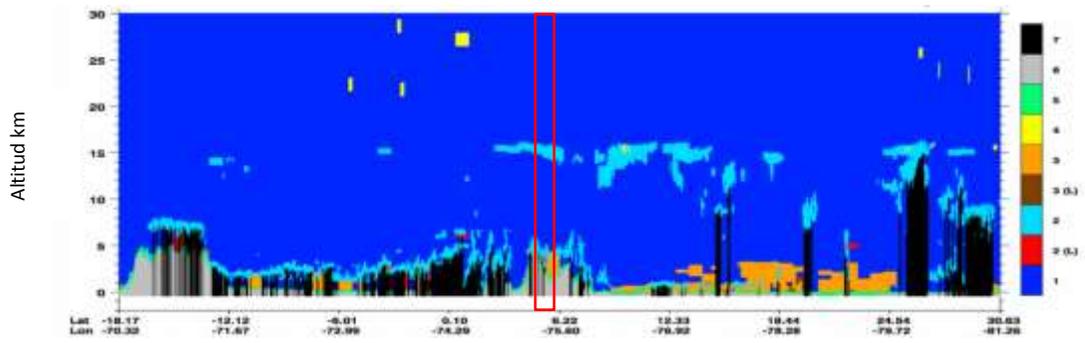
Junio 16 – 2014



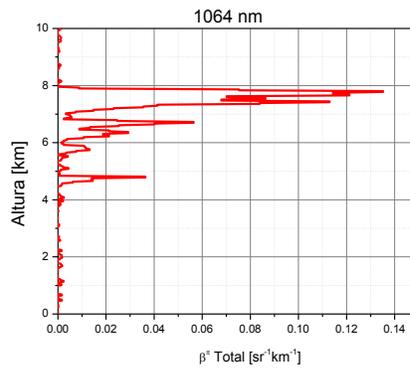
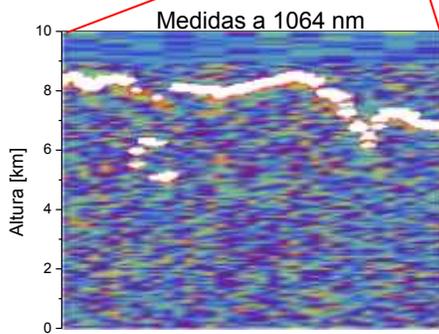
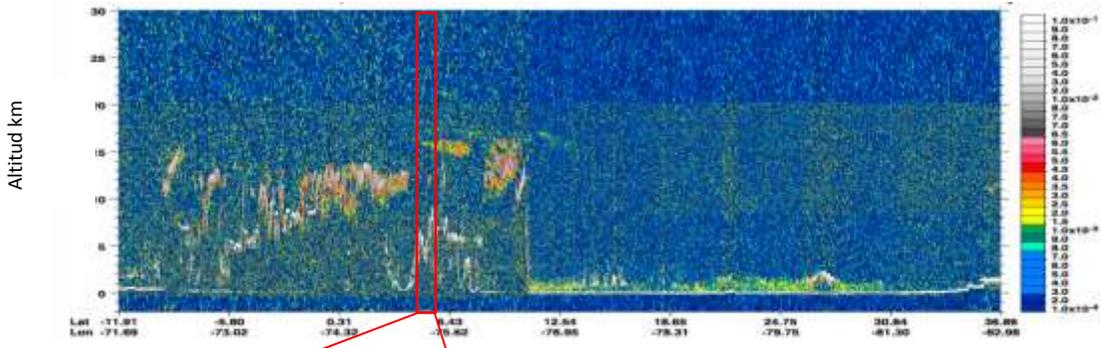
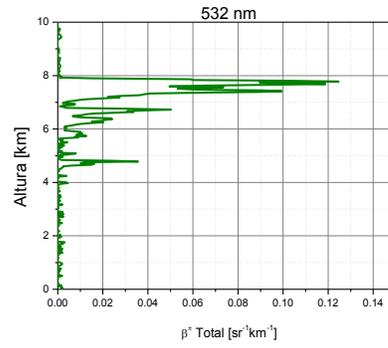
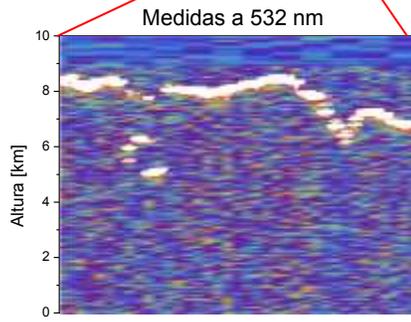
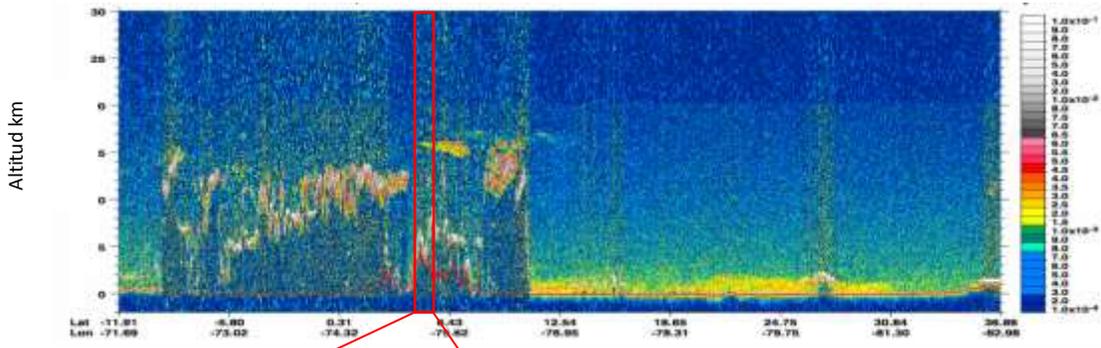


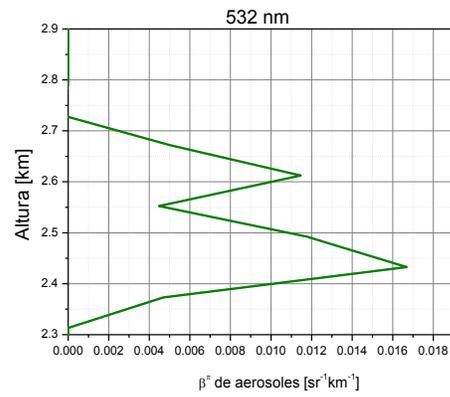
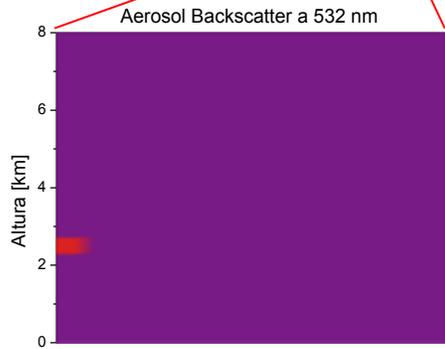
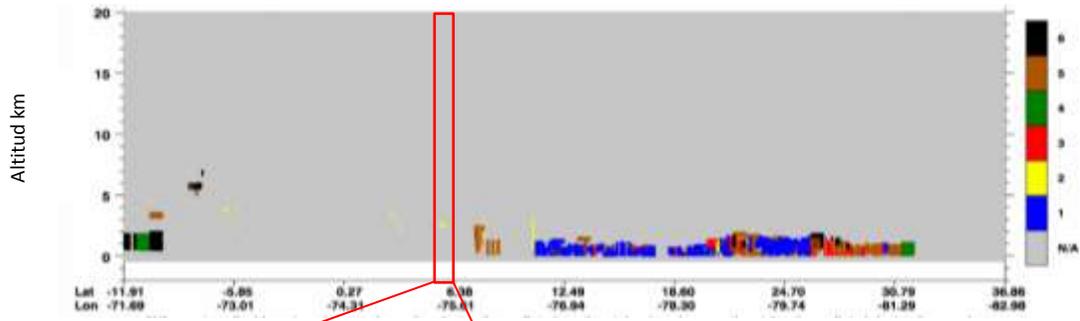
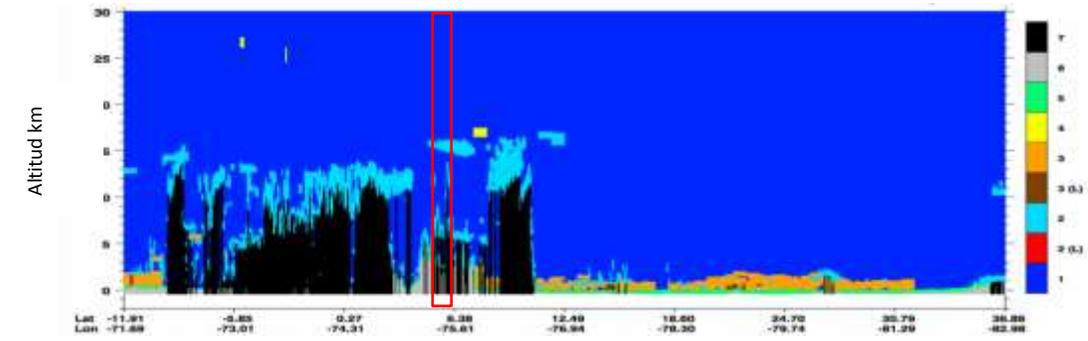
Julio 02 - 2014



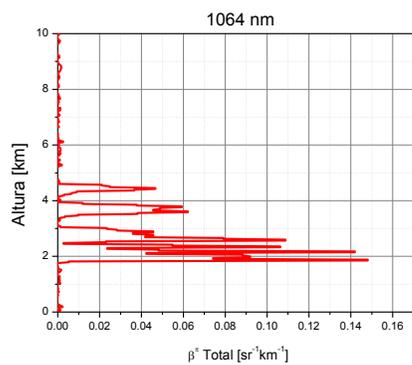
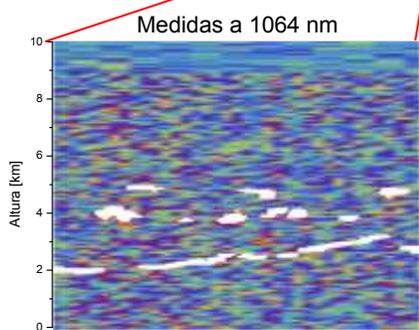
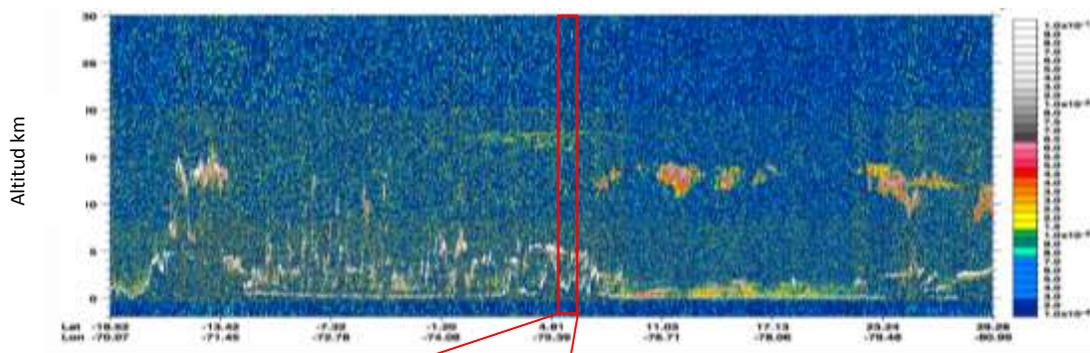
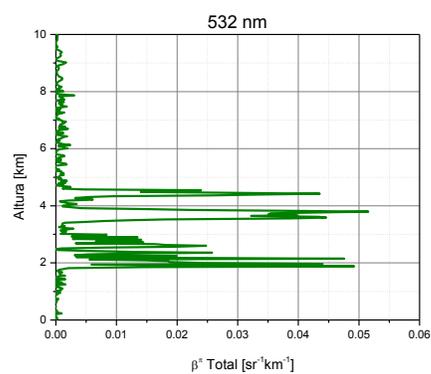
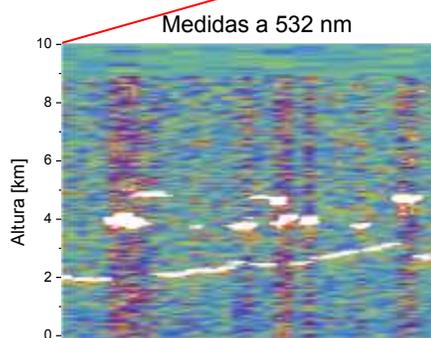
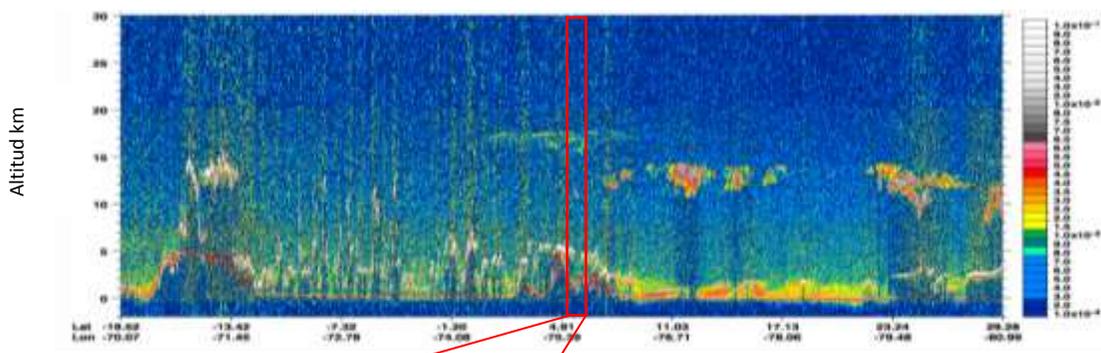


Noviembre 07 – 2014





Diciembre 25 - 2014



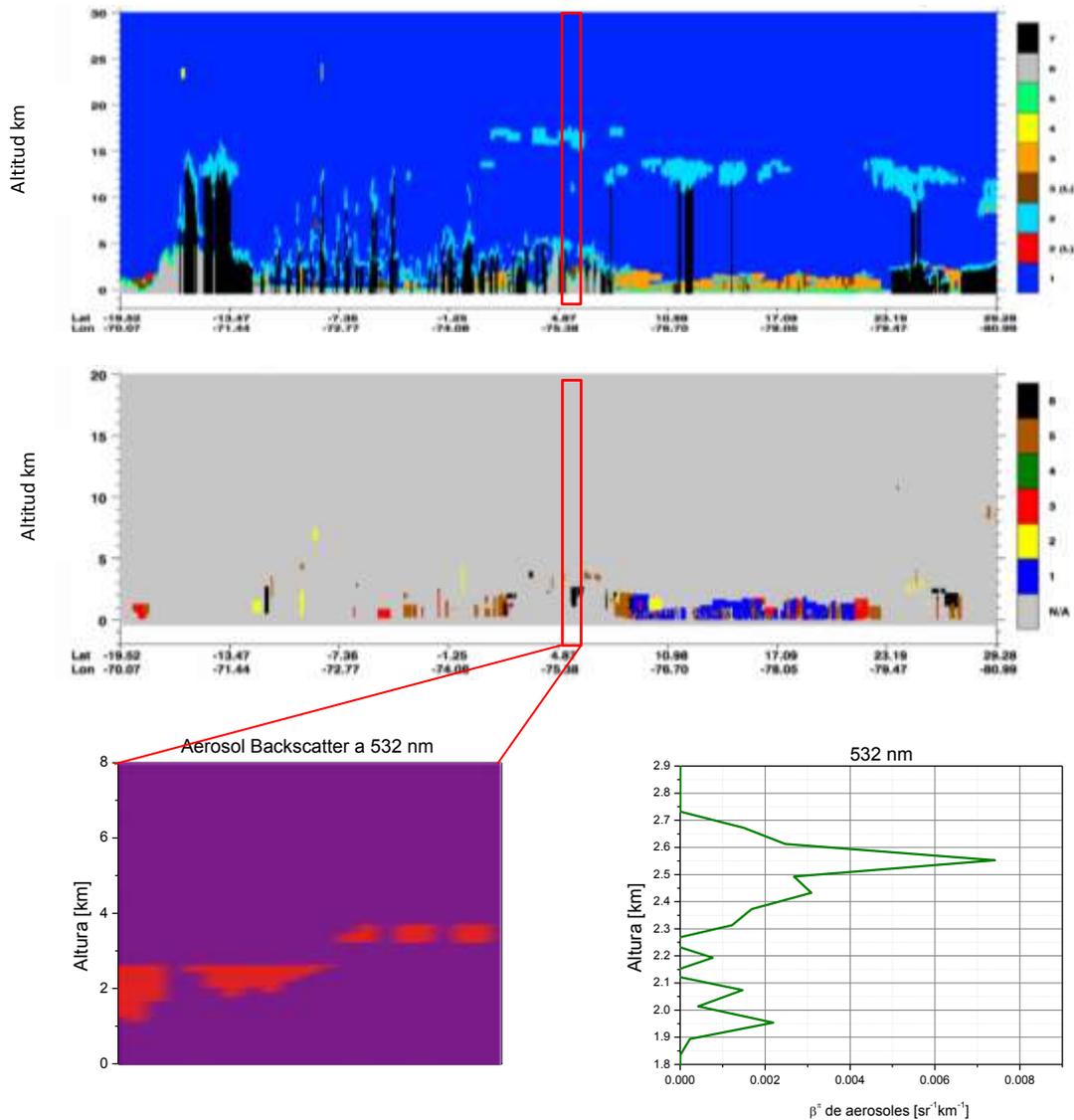


Figura 3.35. Registros satelitales de propiedades ópticas de la atmósfera sobre Medellín. Resultados obtenidos desde los productos de nivel 1 y 2 del sistema CLAIOP a bordo del satélite CALIPSO de NASA.

Las figuras 3.35 constan de:

- Mapa de color de retrodispersión total atenuado a 532nm.
- Detalle del retrodispersión total atenuado a 532nm hasta una altura de 10 km y una distancia horizontal de 12 km simétricos desde el punto más cercano de la trayectoria del satélite a la estación Lidar-UNAL.
- Perfil promedio de retrodispersión total atenuado a 532nm en esos 12 km.
- Mapa de color de retrodispersión total atenuado a 1064 nm.
- Detalle del retrodispersión total atenuado a 1064nm hasta una altura de 10 km y una distancia horizontal de 12 km simétricos desde el punto más cercano de la trayectoria del satélite a la estación Lidar-UNAL.

- Perfil promedio de retrodispersión total atenuado a 1064nm en esos 12 km.
- Mapa de color de la Máscara de Característica Vertical (VFM)
- Mapa de color de la clasificación de aerosoles detectados en la trayectoria del satélite.
- Detalle de la clasificación de aerosoles hasta una altura de 8 km y una distancia horizontal de 100 km simétricos desde el punto más cercano de la trayectoria del satélite a la estación Lidar-UNAL.
- Perfil representativo del retrodispersión de aerosol a 532 nm dentro de esos 100 km.

El recuadro rojo superpuesto a los mapas de color en las figuras 3.35, resalta la región de estudio y de análisis correspondiente a este trabajo. Los productos de nivel 1 muestran la presencia constante de nubes alrededor de los 2 km a 6 km en todos los casos estudiados, lo cual es verificado con el mapa de color de la VFM. No obstante, a pesar de la presencia constante de estas nubes el sistema CALIOP logra detectar e identificar, en los productos de nivel 2, algunas capas de aerosol en la tropósfera del Valle de Aburrá. Las alturas promedio de dichas capas de aerosol son consistentes con las alturas del tope de la CLA en la ciudad de Medellín cuando ésta ha alcanzado su máximo desenvolvimiento durante el día. Cabe recordar en este punto que la hora de paso de CALIPSO sobre el valle de Aburrá es alrededor de las 13:30 hora local, hora en la que según el análisis hecho de los resultados de las mediciones Lidar-UNAL reportadas en las figuras 3.21 y 3.22 la CLA ha alcanzado su máximo valor de altura. La correlación existente entre las alturas de la CLA medidas con el Lidar-UNAL en tierra y las alturas promedio de las capas de aerosoles detectadas por CALIOP desde satélite se muestra en la figura 3.36.

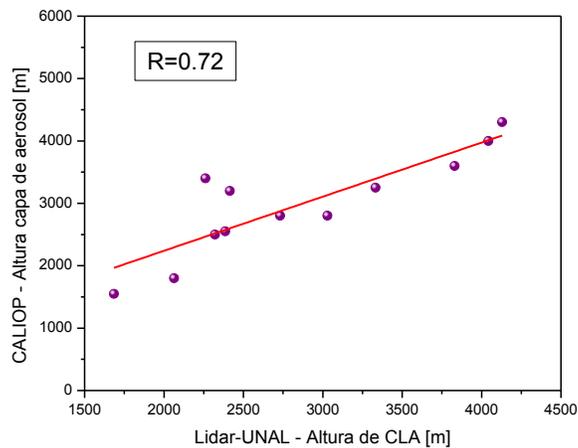


Figura 3.36. Comparación de la altura de la CLA sobre Medellín obtenida con el Lidar-UNAL y la altura promedio de las capas de aerosol detectadas por CALIOP desde satélite en sus productos de nivel 2. Se observa un coeficiente de correlación entre las medidas de 0.72.

Un resumen general del tipo de aerosol detectado en estas capas por CALIOP en su paso sobre el valle de Aburrá se muestra en las tablas 3.5 y 3.6.

Tabla 3.5. Tipos de aerosol detectados por CALIOP en su paso sobre el valle de Aburrá en 2013.

Año	Mes	Día	% HR	Tipo de día	Min. Dist. Paso [m]	Tipo de aerosol	
2013	Ene.	20	--	No clasificado	2.809	Polvo	Smoke
	Mar.	09	--	Parcialmente nublado	12.824	Polvo poluido	Smoke
	Sep.	01	42	despejado	8.012	Polvo poluido	Smoke
	Oct.	19	35	despejado	5.551	Polvo poluido	Polvo
	Nov.	04	50	Parcialmente nublado	4.450		Smoke

Tabla 3.6. Tipos de aerosol detectados por CALIOP en su paso sobre el valle de Aburrá en 2014.

Año	Mes	Día	% HR	Tipo de día	Min. Dist. Paso [m]	Tipo de aerosol	
2014	Ene.	23	43	Parcialmente nublado	8.990	Polvo	
	Feb.	24	41	Parcialmente nublado	345	Polvo poluido	
	Mar.	28	35	despejado	1.915	Smoke	
	May.	15	50	Parcialmente nublado	9.991	Polvo	
	Jun.	16	28.3	Parcialmente nublado	2.967	Polvo poluido	
	Jul.	02	40	Parcialmente nublado	3.008	Polvo poluido	
	Nov.	07	45	Parcialmente nublado	835	Polvo	
	Dic.	25	40	Parcialmente nublado	10.062	Polvo poluido	

CONCLUSIONES

El desarrollo de este trabajo permitió incursionar por primera vez en el estudio de la estructura vertical de la atmósfera sobre Medellín, ciudad que ofrece un panorama topográfico complejo dada su ubicación en plena región andina y tropical. Se ha dado inicio en Colombia al uso de las sofisticadas técnicas de detección remota para estudios atmosféricos desde donde ha sido posible derivar los primeros productos con variables y coeficientes que han sido bienvenidos por parte de los investigadores tanto nacionales como extranjeros, además de la acogida por parte de las instituciones gubernamentales locales respecto a la asociación de tales productos al tema de calidad del aire.

La planeación estratégica tanto para las campañas de mediciones como para el tratamiento y análisis de datos en relación al uso de las técnicas de sensado remoto de la atmósfera, fue exitosas y realmente útiles para la comprensión y el análisis de un sistema complejo como la atmósfera en la zona urbana del valle de Aburrá. Hecho que permitió ganar una importante experiencia a nivel de la formación doctoral la cual ha sido contrastada con pares expertos nacionales como internacionales: Carmen Elena Zapata, José Fernando Jiménez del Laboratorio Calaire, Facultad de Minas, Universidad Nacional Sede Medellín, Carlos Hoyos de SIATA, Eduardo Landulfo, Fabio Lopes, Henrique Barbosa del Instituto de Investigaciones Energéticas y Nucleares – IPEN – Universidad de São Paulo, David Whiteman de NASA-Goddard Space Flight Center, Lucas Alados y Juan Luis Guerrero-Rascado del Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía (IISTA-CEAMA), Universidad de Granada, científicos con quienes se ha establecido nexos para realizar un trabajo conjunto en temas comunes relacionados con la temática de esta tesis. El impacto de esta sinergia se ve reflejada en el reconocimiento al grupo GLEO y su articulación a NASA-AERONET, GAW, ACTRIS, y LALINET.

El análisis del comportamiento de las alturas de la CLA tuvo que ser ampliamente estudiado desde el punto de vista de las teorías generales de la espectroscopia y su contraste con mediciones remotas, bajo condiciones meteorológicas y de tiempo favorables para el funcionamiento óptimo de los instrumentos involucrados en este trabajo. De esta forma y con la definición de una metodología efectiva para este fin se logró determinar que para días de humedades relativas inferiores al 50% a las 12:00 hora local y bajas nubosidades existe un predominio de los efectos de la radiación solar sobre la zona de estudio definiendo un comportamiento de acumulación de partículas y de enrarecimiento de las mismas alrededor de las 09:30 am, indicando tendencias en aquellos días con características meteorológicas similares. Esto fue posible relacionando los datos del fotómetro solar de la red NASA-AERONET y los datos del sistema Lidar-UNAL. Por otra parte también se pudo relacionar los datos del sistema lidar satelital CALIOP con los datos del sistema Lidar-UNAL, con lo que se pudo establecer el tipo de aerosol y posible transporte desde otras latitudes y su potencial ingreso a la atmósfera del valle de Aburrá. De esta manera se

logró realizar un aporte significativo al entendimiento de la dinámica atmosférica local que ocurre en el interior de la CLA.

El efecto que tiene la radiación solar en la dinámica atmosférica de la ciudad de Medellín se evidencia en el comportamiento de las propiedades ópticas de los aerosoles suspendidos en la baja tropósfera y en la variación de las alturas de la CLA especialmente en las franjas horarias comprendidas entre las 09:00 - 10:00 y alrededor de las 18:00 hora local. El levantamiento convectivo de la CLA en la franja horaria de la mañana conlleva al decrecimiento de los valores de AOD y a una redistribución espacial de los aerosoles, evidenciándose esto en los mapas de color de las mediciones Lidar-UNAL y en el corrimiento en altura de las curvas de los coeficientes de retrodispersión y extinción. Consecuentemente se observa un incremento en los registros de temperatura y un decrecimiento de la humedad relativa en superficie. La tasa promedio de decrecimiento del AOD fue de 0.1/h, mientras que para la humedad relativa fue del 9%/h, el incremento de la temperatura se dio en promedio una tasa de 1.5°C/h. La altura promedio del tope de la CLA en la ciudad de Medellín, una vez ésta se ha desarrollado por completo, se registró entre 2 km-3km, en concordancia con lo observado para las capas de aerosol detectadas por el lidar satelital CALOP, las cuales muestran un coeficiente de correlación de 0.72 para los datos analizados en este trabajo.

PERSPECTIVAS

- Consolidar el grupo de investigación GLEO para continuar aportando desde la academia a la formación de profesionales y conectar el conocimiento a temas actuales de aplicación con una visión de beneficio social extra: investigación aplicada a temas íntimamente ligados a la calidad de vida.
- Abrir nuevas posibilidades de realización de mediciones simultáneas, extendiendo el rango espectral de detección del sistema Lidar-UNAL a 5 canales: 3 elásticos y 2 Raman.
- Relacionar las mediciones remotas lidar, fotométricas y lidar satelital descritas en este trabajo con medidas de equipamiento in-situ y remotas de las entidades locales CALAIRE y SIATA.
- Continuar con el trabajo de desarrollo de algoritmos que involucren mediciones remotas e in-situ que permitan inferir a partir de las propiedades ópticas de los aerosoles algunas propiedades físicas de la atmósfera local.
- Integrar las mediciones y productos obtenidos en GLEO a las principales redes mundiales de monitoreo atmosférico en procura de proveer información que pueda ser incluida en los modelos globales de cambio climático.

- Que el observatorio atmosférico lidar pueda brindar la experiencia y la confianza de la aplicación de las técnicas de sensado remoto atmosférico a otras regiones del país.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] Kovalev K, Eichinger W, Elastic LIDAR: Theory, Practice and Analysis Methods, Ed. John wile & Sons, 2004.
- [2] Francesc Rocadenbosch, Lidar sensing of the atmosphere: Reciever design and inversion algorithms for an elastic system, Doctor-Engineer thesis, Universidad Politecnica de Cataluña, 1996.
- [3] Wallace, J., Hobbs, P. Atmospheric Science: An Introductory Survey, Ed. Academic Press – Elsevier, 2006.
- [4] Stull R.B., Wallace, J., Hobbs, P. The Atmospheric Boundary Layer: An introductory survey, Segunda Edición, Ed. Academic Press. 2006.
- [5] Daniel Nisperuza and Álvaro Bastidas, Development of a Tropospheric Lidar for Observations of the Planetary Boundary Layer above Medellín, Colombia, Journal of Physical Science and Application 1, 163-169. *ISSN: 2195-5348*, 2011.
- [6] S. Nuñez, Altura de la Capa de Mezcla: Caracterización Experimental y Aplicación de un Modelo Meteorológico para el Estudio de su Evolución Diurna, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 2001.
- [7] Mariana Adam, DEVELOPMENT OF LIDAR TECHNIQUES TO ESTIMATE ATMOSPHERIC OPTICAL PROPERTIES, PhD Thesis, Johns Hopkins University, Baltimore, Maryland, 2005.
- [8] Weitkamp, C. Range- Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere. Germany: Springer. (2005).
- [9] De Tomasi Fernandino, Perroni Maria, PBL and Dust Layer Seasonal Evolution by LIDAR and Radiosounding Measurement over a Peninsular Site, Elsevier-[doi:10.1016/j.atmosres.2005.06.010](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.06.010).
- [10] Wolfram, E., Salvador, J., Orte, F, D’Elia, R., Quel, E., Systematic Ozone and Solar UV Measurements in the Observatorio Atmosférico de la Patagonia Austral, Argentina, Revista Boliviana de Física Vol. 20, ISSN 1562-3823, Pág: 13-15, 2011.
- [11] Ana María Díaz Rodríguez, Caracterización de los aerosoles atmosféricos y su influencia en los niveles de radiación UV en la región de Canarias. Tesis Doctoral, Universidad de la Laguna, Islas Canarias, 2005.
- [12] Vergaz Benito Ricardo, Caracterización de los aerosoles atmosféricos, Óptica Pura y Aplicada Vol. 34, Pág: 57-77, 2001.
- [13] INFORME DEL ESTADO DEL MEDIO AMBIENTE Y DE LOS RECURSOS NATURALES RENOVABLES, IDEAM, 2010.
- [14] Jiménez J., Palacio C., Aproximación Conceptual al Diseño de una Red de calidad del Aire en el Valle de Aburrá – Colombia, IX Congreso Colombiano de Meteorología, Publica: IDAEM-Universidad Nacional de Colombia, 2011.
- [15] WILFORD ZDUNKOWSKI, THOMAS TRAUTMANN, ANDREAS BOTT, RADIATION IN THE ATMOSPHERE: A Course in Theoretical Meteorology. Ed. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, ISBN-13 978-0-511-27560-9, 2007.
- [16] Liou, K. N. An introduction to atmospheric radiation (Vol. 84). California: Elsevier Science. (2002).
- [17] Myhre, G., D. Shindell, F.-M. Bréon, W. Collins, J. Fuglestedt, J. Huang, D. Koch, J.-F. Lamarque, D. Lee, B. Mendoza, T. Nakajima, A. Robock, G. Stephens, T. Takemura and H. Zhang, 2013: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment

- Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [18] P.S. Argall et al, *Applied Optics*, 39,2,393-2,400 (2000).
- [19] Sawamura, P. a. AERONET sunphotometer products and retrodispersion Lidar data: Systematic intercomparison over the city of Sao Paulo, Brazil. *Óptica pura y aplicada*, 41, 201-205. (2008).
- [20] Frederick, G. F. Analysis of atmospheric Lidar observations: some comments. *Applied optics*, 23(5). (1984).
- [21] Lopes Fabio, VALIDAÇÃO DOS DADOS DO SATÉLITE CALIPSO UTILIZANDO UM SISTEMA LIDAR DE RETROESPALHAMENTO ELÁSTICO E O FOTÔMETRO SOLAR DA REDE AERONET, Tesis Doctoral, Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo, 2011.
- [22] E. Landulfo, S. R. Freitas, K. M. Longo, S. T. Uehara, and P. Sawamura, A comparison study of regional atmospheric simulations with an elastic backscattering Lidar and Sunphotometry in an urban area, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 9, 9151–9169, (2009).
- [23] Landulfo E., Lopes Fabio, Study of the Properties of Aerosols and the Air Quality Index Using a Retrodispersion Lidar System and Aeronet Sunphotometer in the City of Sao Paulo, Brazil, *Journal of the Air & Waste Management Association*, ISSN: 1047-3289 /60:386-392 DOI:10.3155/1047-3289.60.4.386.
- [24] E. R. Peck, K. R. Dispersion of Air. *Journal of the Optical Society of America*, 5. (1972).
- [25] Measures Raymond, *Laser Remote Sensing: Fundamentals and Applications*, Ed. John wile & Sons, 1984.
- [26] H.C. Van de Hulst, *Light Scattering by Small Particles*, Ed. Dover Publications Inc. 1981.
- [27] Nisperuza D., Diseño y Construcción de un Sistema Óptico de Monitoreo Atmosférico aplicado a la Determinación de la Capa Límite Atmosférica en la Ciudad de Medellín, Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, 2010.
- [28] Montilla Elena, Determinación de las Propiedades de Absorción de los Aerosoles Atmosféricos: Aplicación en la zona Sub-Ártica de Noruega, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2010.
- [29] Frioud Max, Application of Backscatter LIDAR to Determine the Aerosol Distribution above Complex Terrain, PhD Thesis, Universite de Neuchatel, 2003.
- [30] Dubovik, O. H. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *Journal of the atmospheric sciences*, 59, 590-608. (2000).
- [31] Sharma, K. *Optics: Principles and Applications*, Elsevier, (2006).
- [32] Perrone M. R., D. T. Vertically resolved aerosol properties by multi-wavelength lidar measurements. *Atmospheric chemistry and Physics*, 14, 1185-1204. (2014).
- [33] One year of Cloud Optical Depth Measurements with Sunphotometer in Camagüey, Cuba, *Revista Boliviana de Física Vol. 20*, ISSN 1562-3823, Pág: 1-3, 2011.
- [34] Antuña J.C., Cachorro V., Estevan R., de Frutos A., Barja B., Benouna Y., Torres B., Fuertes D., González R., Toledano C., Kallos G. and Christos S., Comparison of AOD measurements and forecasts of Saharan dust events at Camagüey, Cuba, *Revista Boliviana de Física Vol. 20*, ISSN 1562-3823, Pág: 27-29, 2011.
- [35] Leung Tsang, Jin Au Kong, Kung-Hau Ding, *Dispersion of electromagnetic waves: theory and applications*, Ed. John Wiley & Sons Inc. 2000.
- [36] M. Born and E. Wolf, *Principles of Optics: Electromagnetic Theory of Propagation, Interference and Diffraction of Light*, Ed. Pergamon Press, 1970.
- [37] J. Cabrera, F. Agulló, F. López, *Óptica Electromagnética II: Materiales y Aplicaciones*,

- Ed. Addison-Wesley, 2000.
- [38] Amnon Yariv, Quantum Electronics, Ed. John Wiley & Sons Inc. 1989.
- [39] A. Sepúlveda, Notas de Electrodinámica Clásica, Universidad de Antioquia, Departamento de Física, 1986.
- [40] J. Jackson, Classical Electrodynamics, Ed. John Wiley & Sons Inc. 1962.
- [41] Álvaro E. Bastidas, Construcción y montaje de un lidar elástico aplicado al estudio de partículas atmosféricas en suspensión y a la contaminación atmosférica en la región del Cauca, Tesis Doctoral, Universidad del Valle, 2004.
- [42] <http://www.wolfram.com/mathematica/new-in-10/?src=google&416&glid=CKG2tqT008MCFYQvgQodfWsAkw>
- [43] B. A. Bodhaine, N. B. On the rayleigh depth calculations. Journal of atmospheric and oceanic technology, 8. (1999).
- [44] Whiteman, D. N. Examination of the traditional Raman lidar technique. I. Evaluating the temperature- dependent lidar equations. Applied Optics, 22. 2003.
- [45] C. Fröhlich, G. E. New determination of Rayleigh dispersion in the terrestrial Atmosphere. Applied Optics, 3. (1980).
- [46] <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>
- [47] H. M. J. Barbosa, F. J. S. Lopes, A. Silva, D. Nisperuza, B. Barja, P. Ristori, D. A. Gouveia, C. Jimenez, E. Montilla, G. L. Mariano, E. Landulfo, A. Bastidas, E. J. Quel, The first ALINE measurements and intercomparison exercise on lidar inversion algorithms, Opt. Pura Apl. 47 (2) 99-108. doi: <http://dx.doi.org/10.7149/OPA.47.2.99> , 2014.
- [48] A. Bedoya, Lidar Ultravioleta para estudiar el origen de aerosoles en la baja tropósfera de Medellín. , Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, 2014.
- [49] J. L. Guerrero-Rascado, E. Landulfo, J. C. Antuña, H. M. J. Barbosa, B. Barja, A. E. Bastidas, A. E. Bedoya, R. da Costa, R. Estevan, R. N. Forno, D. A. Gouveia, C. Jiménez, E., G. Larroza, F. J. S. Lopes, E. Montilla-Rosero, G. A. Moreira, W. M. Nakaema, D. Nisperuza, L. Otero, J. V. Pallotta, S., E. Pawelko, E. J. Quel, P. Ristori, P. F. Rodrigues, J. Salvador, M. F. Sánchez, and A. Silva, Towards an instrumental harmonization in the framework of LALINET: dataset of technical specifications, Proc. of SPIE Vol. 9246 92460O-1· doi: 10.1117/12.2066873, 2014.
- [50] Nikolay Kolev, Ivan Grigorov, Ivan Kolev, P.S.C. Devara, P. Ernest Raj y K.K. Dani, Lidar and sun photometer observation of atmospheric boundary-layer characteristics over an urban area in a mountain valley, Boundary-Layer Meteorol 124: 99-115, DOI 10.1007/s10546-006-9131-z,2007.
- [51] Rascado, J. L. Técnica lidar para la caracterización atmosférica mediante dispersión elástica y Raman. Granada: Universidad de Granada. 2009.
- [52] <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>
- [53] www.nasa.gov/
- [54] <http://gaw.empa.ch/gawsis/reports.asp>
- [55] <http://www.actris.net/>
- [56] A. Smimov, B. N. Holben, T. F. Eck, O. Dubovik, and I. Slutsker, Cloud-Screening and Quality Control Algorithms for the AERONET Database, REMOTE SENS. ENVIRON, 73:337-349, Elsevier 2000.
- [57] http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/Documents/AERONETcriteria_final1.pdf
- [58] <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/overview/index.html>
- [59] <http://www-calipso.larc.nasa.gov>
- [60] <http://www-calipso.larc.nasa.gov/about/atrain.php>
- [61] <http://www-calipso.larc.nasa.gov/about/payload.php>

- [62] Winker, D. M., W. H. Hunt, and M. J. McGill, 2007: Initial performance assessment of CALIOP, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19803, doi:10.1029/2007GL030135.
- [63] Winker, D. M., W. H. Hunt, and C. A. Hostetler, 2004: Status and Performance of the CALIOP Lidar, *Proc. SPIE* vol 5575, 8-15.
- [64] Kathleen Powell, Mark Vaughan, David Winker, Kam-Pui Lee, Michael Pitts, Charles Trepte Pauline Detweiler, William Hunt, James Lambeth, Patricia Lucker, Timothy Murray, Olivier Hagolle, Anne Lifermann and Michaël Faivre, Anne Garnier, Jacques Pelon, Cloud – Aerosol LIDAR Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) Data Management System Data Products Catalog, Document No: PC-SCI-503, Release 3.5 ii, National Aeronautics and Space Administration Langley Research Center, Hampton, Virginia 23681-2199, 2013.
- [65] CALIPSO Quality Statements, Lidar Level 2 Cloud and Aerosol Layer Products, Version Releases: 3.01-3.02, Atmospheric Science Data Center.
- [66] CALIPSO Quality Statements, Lidar Level 2 Vertical Feature Mask Product, Version Releases: 3.01-3.02, Atmospheric Science Data Center.
- [67] <http://www.siata.gov.co/newpage/index.php>
- [68] Hamamatsu. (n.d.). How to use photomultiplier tubes and peripheral circuits. In H. Corporation, *PMT handbook* (pp. 84-123).
- [69] <http://pdf.datasheetcatalog.net/datasheet/hamamatsu/H6780-03.pdf>
- [70] <http://www.licel.com/transdat.htm>
- [79] H. Coung-hui, G. P.-c.-y. Determination of geometrical form factor in coaxial lidar system. *International symposium on photoelectronic detection* 2013, 8. (2013).
- [71] S. W. Dho, Y. J. Experimental determination of a geometric form factor in a lidar equation for an inhomogeneous atmosphere. *Applied optics*, 2. 1997.
- [72] J. V. Hey, J. C. Determination of overlap in lidar systems. *Applied optics*, 7. (2011).
- [73] D. Kumar, F. R. Determination of the overlap factor and its enhancement for medium-size tropospheric lidar systems: a ray-tracing approach. *Journal of applied Remote Sensing*, 15. (2013).
- [74] James D. Klett, LIDAR Calibration and Extinction Coefficient, *Applied Optics*, Vol. 22, No 4, 1983.
- [75] James D. Klett, LIDAR Inversion with Variable Backscatter/Extinction ratios, *Applied Optics*, Vol. 24, No 11, 1985.
- [76] James D. Klett, Extinction Boundary Value Algorithms for LIDAR Inversion, *Applied Optics*, Vol. 25, No 15, 1986.
- [77] Fenn, R. Correlation between atmospheric backscattering and meteorological visual range. *Applied optics*, 5, 615-616. (1966).
- [78] Cattall, C. R. Variability of aerosol and spectral lidar and retrodispersion and extinction ratios of a key aerosol types derived from selected Aerosol Robotic Network Locations. *Journal of Geophysical Research*, 110. (2005).
- [79] <http://lalinnet.org/>
- [80] Böckmann, C. W. Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 2. Aerosol retrodispersion algorithms. *Applied Optics*, 13. (2004).
- [81] He S. Q., L. C. A study on the aerosol extinction-to-retrodispersion ratio with combination of micro-pulse LIDAR and MODIS over Hong Kong. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 3243-3256. (2006).
- [82] J.D. Spinhirne et. al, Vertical distribution of aerosol extinction cross section and inference of aerosol imaginary index in the troposphere by lidar technique, *Journal of Applied Meteorology*, 1979.
- [83] H. Baars et. al, “Continuous monitoring of the boundary-layer top with lidar”, *Atmospheric Chemistry and Physics*. 8, 7281-7296. 2008.
- [84] Y. Morille, M. Haefelin, P. Drobinski, J. Pelon, “STRAT: An automated algorithm to

- retrieve the vertical structure of the atmosphere from single-channel lidar data”, *Journal of atmospheric and oceanic technology*. 24 . 761-775 2007.
- [85] M.J. Granados et al, “Automatic determination of the planetary boundary layer height using lidar: One-year analysis over southeastern Spain”, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 117, D18208, 2012.
- [86] Daniel J. Nisperuza, Andrés E. Bedoya, Dairo L. Alegría, Mauricio Múnera, José F. Jiménez, Carmen E. Zapata, Álvaro Bastidas, Lidar measurements and wavelet covariance transform method to estimate the atmospheric boundary layer heights in Medellín, Colombia, *Opt. Pura Apl.* 47 (2) 123-130. doi: <http://dx.doi.org/10.7149/OPA.47.2.123>, 2014.
- [87] Estevan R., Benouna Y., Torres B., Antuña J., Barja B., Hernández C., Toledano C., Fuertes D., González R., Cachorro V., de Frutos A., Aerosols measurements with a CIMEL CE-318 sun photometer in Camagüey, Cuba, *Revista Boliviana de Física* Vol. 20, ISSN 1562-3823, Pág: 51-53, 2011.
- [88] Raponi M., Wolfram E., Quel E., Determination of the seasonal variation of the nitrogen dioxide and ozone vertical column density at Río Gallegos, Santa Cruz province, Argentina, using a zenith-sky DOAS system, *Revista Boliviana de Física* Vol. 20, ISSN 1562-3823, Pág: 45-47, 2011.
- [89] Antuña J., Landulfo E., Clemesha B, Zaratti F., Quel E., Bastidas A., and Solarte E., Toward a Lidar Federation in Latin America. 25rd Int. Laser Radar Conf., San Petersburgo, Rusia, July 5-9, 2010.
- [90] Antuña J., Landulfo E., Clemesha B, Zaratti F., Quel E., Bastidas A., Estevan R. and Boris Barja B., LIDAR COMMUNITY IN LATIN AMERICA: A DECADE OF CHALLENGES AND SUCCESSES, 26th International laser radar Conference, March 2012.
- [91] Borrego. C and A. Norman, *Air Pollution Modeling and its application XVII: Sitting and Exposure of Meteorological Instruments at Urban Sites*, T.R.Oke. Springer. 2007.
- [92] Convenio NASA-Universidad Nacional de Colombia, Julio de 2011.
- [93] Proyecto Área Metropolitana-Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, Julio 2009.
- [94] Pazmiñoa A., Godinb S., Wolframa E., Lavoratoa M., Porteneuveb J., Quel E., Mégieb G., Intercomparison of ozone profiles measurements by a differential absorption lidar system and satellite instruments at Buenos Aires, Argentina, *Elsevier - Optics and Lasers in Engineering* 40 55–65. 2003.
- [95] J. L. Guerrero-Rascado, D. J. Nisperuza, A. E. Bedoya, D. L. Alegria, M. Múnera, A. E. Bastidas, and L. Alados-Arboleda., First detection of stratospheric particles by lidar at the LALINET Medellín-Colombia station, *Libro resumen del SPARC Regional Workshop on the: Role of the stratosphere in climate variability and prediction*. 2015.

PUBLICACIONES

Artículos publicados

- **First detection of stratospheric particles by lidar at the LALINET Medellín-Colombia station**
J. L. Guerrero-Rascado, D. J. Nisperuza, A. E. Bedoya, D. L. Alegria, M. Múnera, A. E. Bastidas, and L. Alados-Arboleda.
Fecha de publicación: Enero 12 de 2015.
Revista: Libro resumen del SPARC Regional Workshop on the: Role of the stratosphere in climate variability and prediction.
- **Towards an instrumental harmonization in the framework of LALINET: dataset of technical specifications**
J. L. Guerrero-Rascado, E. Landulfo, J. C. Antuña, H. M. J. Barbosa, B. Barja, A. E. Bastidas, A. E. Bedoya, R. da Costa, R. Estevan, R. N. Forno, D. A. Gouveia, C. Jiménez, E., G. Larroza, F. J. S. Lopes, E. Montilla-Rosero, G. A. Moreira, W. M. Nakaema, D. Nisperuza, L. Otero, J. V. Pallotta, S., E. Pawelko, E. J. Quel, P. Ristori, P. F. Rodrigues, J. Salvador, M. F. Sánchez, and A. Silva
Fecha de publicación: Octubre 21 de 2014.
Revista: Proc. of SPIE Vol. 9246 92460O-1· doi: 10.1117/12.2066873
- **The first ALINE measurements and intercomparison exercise on lidar inversion algorithms**
H. M. J. Barbosa, F. J. S. Lopes, A. Silva, D. Nisperuza, B. Barja, P. Ristori, D. A. Gouveia, C. Jimenez, E. Montilla, G. L. Mariano, E. Landulfo, A. Bastidas, E. J. Quel
Fecha de publicación: Mayo 26 de 2014.
Revista: Opt. Pura Apl. **47** (2) 99-108. doi: <http://dx.doi.org/10.7149/OPA.47.2.99>
- **Lidar measurements and wavelet covariance transform method to estimate the atmospheric boundary layer heights in Medellín, Colombia**
Daniel J. Nisperuza, Andrés E. Bedoya, Dairo L. Alegría, Mauricio Múnera, José F. Jiménez, Carmen E. Zapata, Álvaro Bastidas
Fecha de publicación: Mayo 26 de 2014.
Revista: Opt. Pura Apl. **47** (2) 123-130. doi: <http://dx.doi.org/10.7149/OPA.47.2.123>
- **Development of a Tropospheric Lidar for Observations of the Planetary Boundary Layer above Medellín, Colombia**
Daniel José Nisperuza Toledo and Álvaro Efraín Bastidas Gustín
Fecha de publicación: Agosto 15 de 2011.
Revista: Journal of Physical Science and Application 1, 163-169. ISSN: 2195-5348

Participación en eventos

- VIII Workshop on Lidar Measurements in Latin America
Centro Meteorológico de Camagüey
Cayo Coco – Cuba, Abril 6-10 de 2015
Presentación oral: *Radiative Forcing Effects on Planetary Boundary Layer Evolution in the Tropical Andean Zone, Medellín – Colombia: Synergy Lidar and Sun Photometer*
- 20 años de Red Aire: Nuestro Aire con Sentido
Red Aire – Área Metropolitana del Valle de Aburrá (AMVA)
Medellín – Colombia, Octubre 24 de 2014
- Curso de corta duración: Estudios atmosférico usando la técnica lidar
Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín
Medellín – Colombia, Julio 22-30 de 2014
Dr. Juan Luis Guerrero Rascado – Universidad de Granada-España
- Workshop on Inversion Algorithms of LALINET
Universidad de Concepción – Centro de Óptica y Fotónica
Concepción-Chile, Marzo 10-14 de 2014
Actividad: *Desarrollo del algoritmo unificado de inversión de la señal elástica lidar para la Red de Lidares de Latinoamérica – LALINET.*
- VII Workshop on Lidar Measurements in Latin America
Universidad de Concepción – Centro de Óptica y Fotónica
Pucón – Chile, Noviembre 11-15 de 2013
Presentación oral: *Urban atmospheric boundary layer height in the Andean and tropical zone with tropospheric lidar using automated algorithm*
- VI Workshop on Lidar Measurement in Latin America
Universidad de San Andrés
La Paz – Bolivia, Septiembre 26 – Octubre 01 de 2011
Poster: *Development of a Tropospheric Lidar for Observations of the Planetary Boundary Layer above Medellín, Colombia*
- IX Congreso Colombiano de Meteorología
Universidad Nacional de Colombia Sede Bogotá
Bogotá - Colombia, Marzo 23-25 de 2011

ANEXOS

ANEXO I

Ondas Esféricas

Una onda plana puede expresarse en términos de ondas esféricas, así:

$$e^{i\vec{k}\cdot\vec{r}} = \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=-l}^l (-1)^m i^l (2l+1) j_l(kr) Y_l^m(\theta, \phi) Y_l^{-m}(\theta_k, \phi_k) \quad (\text{AI.1})$$

donde \vec{k} es el vector de onda, $Y_l^m(\theta, \phi)$ son los armónicos esféricos y (θ_k, ϕ_k) denota las variables angulares que describen la dirección de \vec{k} .

La ecuación (AI.1) es aplicable a campos escalares. Si se desea trabajar con campos vectoriales, entonces es conveniente usar los vectores armónicos esféricos [35][48], los cuales se definen como:

$$\vec{V}_{mn}^{(1)}(\theta, \phi) = \vec{P}_{mn}(\theta, \phi) = \hat{r} Y_n^m(\theta, \phi) \quad n = 0, 1, 2, \dots; m = 0, \pm 1, \dots, \pm n \quad (\text{AI.2})$$

$$\vec{V}_{mn}^{(2)}(\theta, \phi) = \vec{B}_{mn}(\theta, \phi) = r \nabla [Y_n^m(\theta, \phi)] = \left\{ \frac{d}{d\theta} P_n^m(\cos \theta) \hat{\theta} + \frac{im}{\sin \theta} P_n^m(\cos \theta) \hat{\phi} \right\} e^{im\phi} \quad n = 0, 1, 2, \dots; m = 0, \pm 1, \dots, \pm n \quad (\text{AI.3})$$

$$\vec{V}_{mn}^{(3)}(\theta, \phi) = \vec{C}_{mn}(\theta, \phi) = \nabla \times [\vec{r} Y_n^m(\theta, \phi)] = \left\{ \frac{im}{\sin \theta} P_n^m(\cos \theta) \hat{\theta} - \frac{d}{d\theta} P_n^m(\cos \theta) \hat{\phi} \right\} e^{im\phi} \quad n = 0, 1, 2, \dots; m = 0, \pm 1, \dots, \pm n \quad (\text{AI.4})$$

donde $P_n^m(\cos \theta)$ son los polinomios asociados de Legendre.

Las ecuaciones (AI.2) a la (AI.4) satisfacen la siguiente relación de ortogonalidad:

$$\int_0^\pi d\theta \sin \theta \int_0^{2\pi} d\phi \vec{V}_{mn}^{(\alpha)}(\theta, \phi) \cdot \vec{V}_{-m'n'}^{(\beta)}(\theta, \phi) = \delta_{\alpha\beta} \delta_{mm'} \delta_{nn'} Z_{\alpha mn} \quad (\text{AI.5})$$

donde $Z_{1mn} = (-1)^m \frac{4\pi}{2n+1}$ y $Z_{2mn} = Z_{3mn} = (-1)^m \frac{4\pi n(n+1)}{2n+1}$.

Ahora, las ondas esféricas vectoriales regulares $Rg\vec{L}_{mn}$, $Rg\vec{M}_{mn}$ y $Rg\vec{N}_{mn}$ se definen en función de los vectores armónicos esféricos como:

$$Rg\vec{L}_{mn}(kr, \theta, \phi) = \gamma'_{mn} \left\{ j'_n(kr) \vec{P}_{mn}(\theta, \phi) + \frac{j_n(kr)}{kr} \vec{B}_{mn}(\theta, \phi) \right\} \quad (\text{AI.6})$$

$$Rg\vec{M}_{mn}(kr, \theta, \phi) = \gamma_{mn} j_n(kr) \vec{C}_{mn}(\theta, \phi) \quad (\text{AI.7})$$

$$Rg\vec{N}_{mn}(kr, \theta, \phi) = \gamma_{mn} \left\{ \frac{n(n+1)}{kr} j_n(kr) \vec{P}_{mn}(\theta, \phi) + \frac{[kr j_n(kr)]'}{kr} \vec{B}_{mn}(\theta, \phi) \right\} \quad (\text{AI.8})$$

Donde $\gamma'_{mn} = \left\{ \frac{(2n+1)(n-m)!}{4\pi (n+1)(n+m)!} \right\}^{1/2}$ y $\gamma_{mn} = \left\{ \frac{(2n+1)(n-m)!}{4\pi n(n+1)(n+m)!} \right\}^{1/2}$.

Las funciones de onda esféricas regulares pueden ser expresadas de forma integral [35], así:

$$Rg\vec{L}_{mn}(kr, \theta, \phi) = \frac{(-i)^{n-1}}{4\pi} \gamma'_{mn} \int d\Omega' e^{i\vec{k}'r\hat{r}\cdot\vec{r}'} \vec{P}_{mn}(\theta', \phi') \quad (\text{AI.9})$$

$$Rg\vec{M}_{mn}(kr, \theta, \phi) = \frac{(-i)^n}{4\pi} \gamma_{mn} \int d\Omega' e^{i\vec{k}'r\hat{r}\cdot\vec{r}'} \vec{C}_{mn}(\theta', \phi') \quad (\text{AI.10})$$

$$Rg\vec{N}_{mn}(kr, \theta, \phi) = \frac{(-i)^{n-1}}{4\pi} \gamma_{mn} \int d\Omega' e^{i\vec{k}'r\hat{r}\cdot\vec{r}'} \vec{B}_{mn}(\theta', \phi') \quad (\text{AI.11})$$

De la suma de las ecuaciones (AI.9), (AI.10) y (AI.11) puede obtenerse:

$$\vec{I}e^{i\vec{p}\cdot\vec{r}} = \sum_{n,m} (-1)^m \frac{(2n+1)}{n(n+1)} i^n \left\{ -i n(n-1) \frac{\vec{P}_{-mn}(\theta_p, \phi_p)}{\gamma'_{mn}} Rg\vec{L}_{mn}(pr, \theta, \phi) + \frac{\vec{C}_{-mn}(\theta_p, \phi_p)}{\gamma_{mn}} Rg\vec{M}_{mn}(pr, \theta, \phi) - \frac{i\vec{B}_{-mn}(\theta_p, \phi_p)}{\gamma_{mn}} Rg\vec{N}_{mn}(pr, \theta, \phi) \right\} \quad (\text{AI.12})$$

donde (θ_p, ϕ_p) son variables angulares que indican la dirección de \hat{p} .

Una onda electromagnética plana puede expresarse en términos de ondas esféricas tomando el producto punto entre la ecuación (AI.12) y el vector campo eléctrico. Para el caso de la onda incidente, en el proceso de dispersión, sea su dirección de propagación:

$$\hat{k}_i = \text{Sen}\theta_i \text{Cos}\phi_i \hat{x} + \text{Sen}\theta_i \text{Sen}\phi_i \hat{y} + \text{Cos}\theta_i \hat{z} \quad (\text{AI.13})$$

y

$$\hat{v}_i = \hat{\theta}_i \quad (\text{AI.14})$$

$$\hat{h}_i = \hat{\phi}_i \quad (\text{AI.15})$$

donde \hat{v}_i y \hat{h}_i son las direcciones vertical y horizontal de la polarización de la onda.

Entonces:

$$\begin{aligned} \vec{E}_i &= (E_{v_i} \hat{v}_i + E_{h_i} \hat{h}_i) e^{i\vec{k}_i \cdot \vec{r}} = \\ &\sum_{n,m} (-1)^m \frac{(2n+1)}{n(n+1)} i^n \left\{ [E_{v_i} \hat{\theta}_i \cdot \vec{C}_{-mn}(\theta_i, \phi_i) + E_{h_i} \hat{\phi}_i \cdot \vec{C}_{-mn}(\theta_i, \phi_i)] Rg\vec{M}_{mn}(kr, \theta, \phi) + [E_{v_i} \hat{\theta}_i \cdot \right. \\ &\left. (-i)\vec{B}_{-mn}(\theta_i, \phi_i) + E_{h_i} \hat{\phi}_i \cdot (-i)\vec{B}_{-mn}(\theta_i, \phi_i)] Rg\vec{N}_{mn}(kr, \theta, \phi) \right\} \quad (\text{AI.16}) \end{aligned}$$

Para obtener una onda electromagnética plana que se propaga en la dirección \hat{z} se toma $\theta_p = \phi_p = 0$ en la ecuación (AI.16) y se toma el producto punto con el vector de polarización \hat{e}_i . Notando que $\vec{B}_{-mn}(0, \phi_i) = \vec{C}_{-mn}(0, \phi_i) = 0$, a menos que $m = \pm 1$, entonces se tiene:

$$\hat{e}_i e^{ikz} = -\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-1,1} i^n \frac{(2n+1)}{n(n+1)} \left[\frac{\hat{e}_i \cdot \vec{C}_{-mn}(0,0)}{\gamma_{mn}} Rg\vec{M}_{mn}(kr, \theta, \phi) - i \frac{\hat{e}_i \cdot \vec{B}_{-mn}(0,0)}{\gamma_{mn}} Rg\vec{N}_{mn}(kr, \theta, \phi) \right] \quad (\text{AI.17})$$