



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Caracterización de la Capa Límite Atmosférica en el valle de Aburrá a partir de la información de sensores remotos y radiosondeos

Laura Herrera Mejía

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente
Medellín, Colombia

2015

Caracterización de la Capa Límite Atmosférica en el valle de Aburrá a partir de la información de sensores remotos y radiosondeos

Laura Herrera Mejía

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Medio Ambiente y Desarrollo

Director:
Carlos David Hoyos PhD.

Línea de Investigación:
Ciencias de la tierra y del espacio - Meteorología

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente
Medellín, Colombia

2015

A Doña Cielo y Don Miguel Ángel, mi pedacito de
cielo en la tierra.

Agradecimientos

De manera muy especial agradezco a mi director Carlos David Hoyos por darme la oportunidad y sobretodo la confianza para descubrir mi amor por la investigación. Adicional y más importante, por ser un apoyo incondicional durante todo este proceso.

Agradezco a SIATA como proyecto y como familia, por abrirme las puertas al inicio de este viaje y por representar la amistad, las lecciones de vida y el apoyo académico a lo largo del mismo.

A mis padres, Miguel Ángel y Cielo, la base sobre la cual fundamento mis decisiones, a ellos agradezco la paciencia y el amor día tras día a pesar de los obstáculos, pataletas y llantos.

Finalmente agradezco a mis amigos por hacer de mis problemas los suyos y aliviar la carga durante los momentos más difíciles.

Resumen

El objetivo principal de este trabajo es desarrollar un marco de análisis en donde se logre caracterizar la estructura y evolución de la Capa Límite Atmosférica (CLA) sobre una zona con topografía altamente compleja, el valle de Aburrá (Colombia), identificando los fenómenos meteorológicos y dinámicas antrópicas que tienen influencia en dichos procesos. El papel de la CLA en la calidad del aire en la región de estudio también hace parte del desarrollo del presente estudio.

Con este propósito se realizan estimaciones de la altura de la Capa de Mezcla, basadas en la información de tres ceilómetros, un Radar Perfilador de Vientos (RWP), un Radiómetro Microondas (MWR) y tres campañas de radiosondeos. Todos los instrumentos hacen parte del Sistema de Alerta Temprana de Medellín y el valle de Aburrá (SIATA). Varios métodos son implementados usando técnicas que involucran un solo sensor y las que se denominaron multi-sensor, y su desempeño posteriormente validado con los perfiles verticales diferentes variables físicas y termodinámicas. Las estimaciones realizadas usando el Número de Richardson, integrando la información proveniente del RWP y del MWR, son aparentemente más estables y mejores predictoras de la altura de la capa de mezcla en ausencia de aerosoles, los cuales representan el principal trazador para las estimaciones basadas en los métodos de perfil, usando la retrodispersión de los ceilómetros.

El ciclo diurno de la CLA en el valle de Aburrá presenta un régimen monomodal altamente influenciado por los gradientes de temperatura entre la superficie y la atmósfera, y los procesos de turbulencia cerca de la superficie. De acuerdo con el análisis frecuencial implementado, no se encuentran en la serie de altura de CLA estimada otros modos de variación dominantes, lo que se atribuye a la escasa longitud del registro analizado. Caso contrario ocurre con la retrodispersión, que reflejando una medida de las concentraciones de aerosoles en el ambiente está fuertemente influenciada por las dinámicas antrópicas

relacionadas con la emisión de contaminantes en superficie. Esta relación es estudiada en detalle utilizando la información de las estaciones de la red de monitoreo de la calidad del aire del valle de Aburrá, determinando que la retrodispersión bajo condiciones de baja humedad, es una variable proxy y predictora de las concentraciones de material particulado en superficie.

Palabras clave: Capa Límite, Retrodispersión, Estabilidad Atmosférica, Ceilómetros, Radiosondeos, Calidad del aire.

Abstract

The main goal of this work is to develop a framework of analysis for characterizing the Atmospheric Boundary Layer (ABL) structure and evolution over a highly complex mountainous terrain, the Aburrá Valley region (Colombia), and identifying the meteorological phenomena and anthropogenic dynamics that have influence on this processes. The ABL role in air quality in the region is also examined as part of this study.

For this purpose, estimations of the Mixing Layer Height (MLH) are made based on information from three Ceilometers, a Radar Wind Profiler (RWP), a Microwave Radiometer (MWR) and three Radiosonde campaigns. All the instruments are part of the Medellín and Aburrá Valley Early Warning System (SIATA). Diverse methods are implemented using both single-sensor and multi-sensor techniques and their performance is assessed using retrievals different physical and thermodynamic vertical profiles. The Richardson Number estimations using the RWP combined with the MWR appear more stable and the best MLH estimator in the absence of aerosols that are the main tracer for the estimations based on profiling methods using ceilometer backscatter.

The diurnal cycle of the MLH at the Aburrá Valley exhibits a monomodal behavior, highly influenced by the temperature gradient between the surface and atmosphere, and the turbulence processes near the surface. According to spectral analysis results, no other dominant modes of variation are present, probably due to the short history of data available. On the other hand, backscattering presents a bimodal structure, showing that the amount of aerosol particles at the lower troposphere is strongly influenced by anthropogenic dynamics related to surface pollution emissions and by the MLH as well, because the latter conditions the available vertical scale for the contaminants to interact and disperse. Nevertheless, the amount, distribution or type of atmospheric aerosols doesn't appear to have a first-order influence on the MLH variations or evolution. The relationship bet-

ween this two variables was studied using data from RedAire stations, concluding that backscatter, under low humidity conditions, is a proxy of surface particulate material concentrations.

Key words : Boundary Layer, Backscatter, Atmospheric Stability, Ceilometers, Radiosondes, Air Quality.

Índice General

1. Introducción	2
2. Estimación de la altura de la Capa Límite	8
2.1. Estructura y variabilidad de la Capa Límite	9
2.2. Monitoreo de la Capa Límite	11
2.3. Estimación indirecta de la Capa Límite	12
2.4. Descripción de equipos de monitoreo y datos	14
Radiosondeos	14
Ceilómetros	15
Radar Perfilador de Vientos (RWP)	17
Radiómetro Microondas (MWR)	19
Zonas de Estudio	20
2.5. Metodología	21
Radiosondeos	21
Ceilómetros	25
Radar Perfilados de Vientos y Radiómetro Microondas	31
2.6. Resultados	34
3. Evolución temporal de la Capa Límite	47
3.1. Análisis espectral	48
3.2. Análisis temporal	53
Ruptura de la estabilidad atmosférica	58
3.3. Influencia de variables meteorológicas en la estructura de la CLA	60
4. Relación entre el Backscatter y el PM	62
4.1. Red de calidad del aire del valle de Aburrá	64

4.2. Casos de estudio relación Backscatter - Material Particulado	65
Alborada	67
Incendio ladera oriental valle de Aburrá	69
4.3. Evaluación del potencial del backscatter como variable predictora de las concentraciones de material particulado	72
Metodología	73
4.4. Resultados	75
Ajuste Cuantil - Cuantil	79
5. Conclusiones	82

Índice de Figuras

1.1. Superior: Topografía del Valle de Aburrá y la zona Centro-Sur del departamento de Antioquia. Inferior: Corte de la topografía a los 6.2°N	3
1.2. Ciclo diurno de temperatura para los primeros 4500 m de la tropósfera obtenido a partir de una campaña intensiva de radiosondeos entre el 28 de Enero y el 2 de Febrero de 2015	5
2.1. Sección transversal vertical de la evolución diurna ideal de la CLA sobre la superficie terrestre bajo condiciones de cielo despejado. De fondo, la Intensidad Backscatter obtenida del ceilómetro ubicado en la zona occidental de la ciudad de Medellín para el 9 de Enero de 2015.	10
2.2. Variaciones típicas de algunas variables atmosféricas debidas a la transición entre la CLA y la atmósfera libre. De izquierda a derecha perfiles de: a) Intensidad backscatter, b) Temperatura Potencial, c) Velocidad del Viento, d) Humedad Relativa. Comúnmente utilizados como trazadores para la estimación indirecta de la altura de la CLA.	13
2.3. Radiosondeo	14
2.4. Ceilómetro Vaisala CL-51	15
2.5. Radar Perfilador de Vientos RAPTOR VAD-BL.	18
2.6. Radiómetro Microondas MP-3000A.	19
2.7. Ubicación de los puntos de medición. Desde la parte superior: 1. Estación Torre SIATA 2. AMVA. 3. Aeropuerto Olaya Herrera.	20
2.8. De izquierda a derecha: Intensidad backscatter del 5 de Mayo de 2015 para un periodo entre las 8:30 - 9:30 Hora Local. Método de la parcela implementado a θ_v del radiosondeo del 5 de Mayo de 2015 a las 9:00 Hora Local.	23

2.9. De izquierda a derecha: Intensidad backscatter correspondiente al 5 de Mayo de 2015 para un periodo entre las 5:30 - 6:30 Hora Local. Método del gradiente al perfil de relación de mezcla r del radiosondeo del 5 de Mayo de 2015 a las 9:00 Hora Local. 25

2.10. Intensidad Backscatter obtenida del ceilómetro Torre SIATA correspondiente al 8 de Noviembre de 2014. 26

2.11. De izquierda a derecha: Intensidad backscatter correspondiente al 04 de Julio de 2015 para un periodo entre las 8 - 8:30 Hora Local. Perfil promediado y suavizado correspondiente a la misma ventana de tiempo. Gradiente vertical del perfil usando la Ecuación 2-4; la línea punteada representa la estimación de la capa límite por el método del gradiente mínimo (310 m). Varianza del perfil suavizado para ventanas de 200m aplicando la Ecuación 2-5 (Altura estimada 320m). 28

2.12. De izquierda a derecha: Perfil backscatter 4 de Diciembre de 2014 correspondiente a las 4:30- 5:00 Hora Local. Perfil suavizado y promediado para los 30 min del mismo periodo de tiempo. Gradiente vertical del perfil. La línea punteada representa la estimación de la CLA por el método del gradiente mínimo (1510 m). 29

2.13. De izquierda a derecha: Perfil suavizado y promediado para los 30 minutos correspondiente al 4 de Diciembre de 2014 entre las 4:30 - 5:00 Hora Local. Perfil filtrado para intensidades backscatter mayores a $1000 [10^{-9}m^{-1}sr^{-1}]$. Implementación del método del gradiente vertical del perfil. La línea punteada representa la estimación de la capa límite para este caso equivale a 410 m. 31

2.14. De izquierda a derecha: Intensidad backscatter correspondiente al 1 de Febrero de 2015 para un periodo entre las 8:30 - 9:30 Hora Local. Estimación de la altura de la CLA para el día 1 de Febrero de 2015 a las 8:00 Hora Local, a partir del método de Richardson integrando las mediciones de los sensores remotos RWP y MWR. 33

2.15. De izquierda a derecha: Intensidad backscatter correspondiente al 29 de Enero de 2015 para un periodo entre las 8:30 - 9:30 Hora Local. Gradiente del perfil de humedad relativa sobre el cual se presentan las estimaciones de la altura de la CLA a partir de los 3 métodos del gradiente. Perfil de temperatura potencial (θ) [K] y la estimación a partir del método de la parcela. 35

2.16. De izquierda a derecha: Intensidad backscatter correspondiente al 04 de Mayo de 2015 para un periodo entre las 11:30 - 12:30 Hora Local. Gradiente del perfil de humedad relativa [%] sobre el cual se presentan las estimaciones de la altura de la CLA a partir de los 3 métodos del gradiente. Perfil de temperatura potencial (θ) [K] y la estimación a partir del método de la parcela. 36

2.17. Medianas de las series estimadas de altura de CLA para cada uno de los métodos en función de la hora de lanzamiento durante las tres campañas de radiosondeos 37

2.18. Efecto de la resolución vertical en las altura de CLA para el radiosondeo del 1 de Febrero de 2015. Resolución alta, media y baja (Curvas roja, azul y negra respectivamente) de temperatura potencial θ_v [K] (Izquierda) y humedad relativa [%] (Derecha). Se presentan las alturas estimadas obtenidas para las tres diferentes resoluciones. 38

2.19. Comparación de los percentiles 25, 50 y 75 de los valores de altura de CLA obtenidos de los perfiles de alta (azul) y baja (roja) resolución vertical. Cada cuadro presenta los resultados obtenidos para cada uno de los métodos 39

2.20. Serie de perfiles de intensidad backscatter para el periodo entre las 6:00 - 10:30 Hora Local. Las líneas rojas representan el gradiente del perfil promediado cada 30 min 40

2.21. Superior: Estimación de la altura de la CLA para el ceilómetro de la Torre Siata el día 2 de Febrero de 2015. Inferior: Estimación de la altura de la CLA para el ceilómetro de la Torre Siata el día 31 de Diciembre de 2014. Las estrellas de color rojo representan las estimaciones realizadas a partir del método del gradiente mínimo, los círculos a las estimaciones resultado de la implementación del método de varianza máxima 42

2.22. Comparación entre métodos de estimación de altura de CLA para los datos de intensidad backscatter a partir de un diagrama Cuantil - Cuantil (Izquierda) y los ciclos diurnos de las series estimadas (Derecha)	43
2.23. Estimaciones de altura de CLA obtenidas a partir de la integración del RWP y el MWR usando el método de Richardson para el día 19 de Junio de 2015, con resoluciones de 5 Minutos.	44
2.24. Comparación del método de Richardson y los métodos basados en perfiles backscatter, gradiente mínimo (Izquierda) y varianza máxima (Derecha) a partir de diagramas cuantil - cuantil de las series de CLA estimadas	45
2.25. Ciclos diurnos contruidos de la altura de CLA obtenidas con el método del gradiente para los perfiles del ceilómetro (Izquierda) y el método de Richardson a los perfiles de componentes del viento y temperatura potencial del RWP y el MWR (Derecha). La banda sombreada representa el área entre los cuartiles 25 y 75 de las series. Las líneas punteadas delimitan los percentiles 10 y 90	46
3.1. Serie de altura de CLA estimada aplicando el método de varianza máxima para el ceilómetro de la Torre Siata en el periodo comprendido entre el 15 de Octubre de 2014 y el 30 de Julio de 2015. La línea roja representa la serie luego de aplicar una media móvil de 24 horas.	49
3.2. Espectro de Fourier calculado para la serie estimada de altura de CLA del ceilómetro de la Torre SIATA en función de su periodo.	50
3.3. Espectro de Fourier calculado para la serie estimada de altura de CLA del ceilómetro de la Torre SIATA estandarizada por horas en función de su periodo.	50
3.4. Espectro de Fourier calculado para la serie de intensidad backscatter a 30 m del ceilómetro de la Torre SIATA en función de su periodo.	51
3.5. Espectro de Fourier calculado para la serie de intensidad backscatter a 30 m del ceilómetro de la Torre SIATA estandarizada en función de su periodo.	52
3.6. Ciclo diurno de la altura de la CLA y el backscatter calculado a partir de las medianas de la serie. El área sombreada representa la densidad de los datos entre el percentil 25 y 75 de la serie (Rango intercuartil).	53

3.7. Variaciones del ciclo diurno de la altura de la CLA de acuerdo con los días de las semana	54
3.8. Variaciones del ciclo diurno de la altura de la CLA de acuerdo con los meses del año. La línea punteada representa la altura promedio de las dos crestas del valle	55
3.9. Variaciones del ciclo diurno de la intensidad backscatter a 10m de acuerdo con los días de las semana	56
3.10. Variaciones del ciclo diurno de la intensidad backscatter a 10m de acuerdo con los meses del año de los cuales se tiene registro	58
3.11. Función de Densidad de Probabilidad (PDF) de las horas estimadas en las cuales se rompe la estabilidad atmosférica para los periodos bimensuales de Enero - Febrero (Izquierda) y Junio - Julio (Izquierda).	59
3.12. Perfiles de temperatura derivados de las mediciones del MWR para el día 18 de Enero de 2015. La serie de puntos representa la estimación de la altura de la CLA obtenida por el método de varianza máxima	60
3.13. Perfiles de ω derivados de las mediciones del RWP para el día 18 de Enero de 2015. Los círculos negros representan la estimación de la altura de la CLA obtenida por el método de varianza máxima.	61
4.1. Distribución de las estaciones de material particulado PM10 y PM2.5 . . .	64
4.2. Izquierda: Concentración de PM2.5 durante el mes de Marzo de 2015 Estación Universidad Nacional - Núcleo el Volador. Derecha: Ciclo Diurno de PM2.5 de la estación Universidad Nacional - Núcleo el Volador.	65
4.3. Intensidad backscatter obtenida de los ceilómetros Torre SIATA y AMVA para el 8 de Noviembre de 2014 entre las 8:00 y las 10:30 Hora Local. . . .	66
4.4. Concentración de PM2.5 para las estaciones Universidad Nacional y Museo de Antioquia para el día 08 de Noviembre de 2014	67
4.5. Intensidad backscatter registrada por los ceilómetros Torre SIATA (Izquierda) y AMVA (Derecha) durante la Alborada del 2014	68

4.6. La línea roja representa las concentraciones de material particulado para la ventana comprendida entre las 12:00 del 30 de Noviembre y las 12:00 del 1 de Diciembre de 2014. La línea punteada, el promedio horario mensual para el mes de Noviembre en las estaciones Concejo de Itagüi (Izquierda) y Éxito de San Antonio PM10 (Derecha). 69

4.7. Pluma de contaminación registrada por el radar meteorológico del SIATA. Los círculos representan la ubicación de las estaciones de la red de calidad del aire. El QR code ubicado en la parte inferior derecha enlaza a la animación del evento en el radar meteorológico donde es posible observar la dirección de dispersión de la pluma (Nor-occidental) 70

4.8. Intensidad backscatter registrada por los tres ceilómetros el día 27 de Junio entre las 10:00 y las 22:00 Hora local. Las mayores intensidades registradas (Sin tener en cuenta la capa de nubes), representan la pluma de contaminantes generada por el incendio en la ladera oriental de la ciudad de Medellín. 71

4.9. La línea roja representa las concentraciones de material particulado para el día 27 de Junio de 2014. La línea punteada, el promedio horario mensual para el mes de Junio de la estación Universidad Nacional - Núcleo el Volador. 72

4.10. Superior: Intensidad backscatter para el día 30 de Octubre entre 3:00 y las 15:00 Hora Local. Inferior: Series de PM10 de la estación más cercana correspondiente a la Universidad Nacional- Bloque M2, humedad relativa proveniente de la estación meteorológica de la Torre SIATA e intensidad backscatter a 50m del ceilómetro Torre SIATA 74

4.11. Diagrama de dispersión entre las concentraciones de PM2.5 de la estación Universidad Nacional y la serie de intensidad backscatter a 10m medida por el ceilómetro de la Torre SIATA 76

4.12. Diagrama de dispersión entre las concentraciones de PM10 de la estación Éxito de San Antonio y la serie de intensidad backscatter a 10m medida por el ceilómetro del AMVA 77

4.13. Resultados de la estimación de PM2.5 a partir de los datos de intensidad backscatter del ceilómetro de la Torre SIATA 78

4.14. Los círculos negros representan los cuantiles de la serie estimada vs. la serie observada de PM2.5 luego de calcular un ajuste lineal a los datos de intensidad backscatter. Los círculos rojos son el resultado de la implementación del método de ajuste Cuantil- Cuantil a los datos estimados. 80

4.15. Resultados de la estimación de PM2.5 a partir de los datos de intensidad backscatter del ceilómetro de la Torre SIATA 80

Capítulo 1

Introducción

El valle de Aburrá es una subregión del centro del departamento de Antioquia que se extiende en el territorio de diez municipios; alberga la mayor población del departamento (58,5%) y es su principal polo de desarrollo, concentrando una dinámica de aglomeración urbana. Está ubicado en la Cordillera Central Colombiana a aproximadamente 1.500 m.s.n.m, y tiene una extensión de 1.152 km² con una longitud aproximada de 60 km y una amplitud variable, siendo 7 km la máxima en el sector que atraviesa el municipio de Medellín. La conformación del valle de Aburrá es el resultado de la unidad geográfica determinada por la cuenca del río Aburrá, principal arteria fluvial que lo recorre de sur a norte y por una serie de afluentes a lo largo de su recorrido. El suelo urbano, estimado en un 21% del territorio, se extiende a lo largo de la base del Valle y desde el eje del río hacia las laderas (Área Metropolitana del Valle de Aburrá, 2011).

El valle está enmarcado por una topografía irregular y pendiente que oscila entre 1.500 y 2.800 m.s.n.m (Figura 1.1). Su conformación topográfica favorece, bajo ciertas condiciones atmosféricas, la acumulación de los contaminantes emitidos en la superficie, a lo largo de la base y hasta el tope del valle. Teniendo en cuenta lo anterior, y sumado a sus dinámicas demográficas enmarcadas por un importante crecimiento poblacional, económico, aumento en la demanda energética y de transporte y como consecuencia de las emisiones de contaminantes, la calidad del aire en la región se convierte en un tema de alta prioridad para la gestión ambiental local.

Tanto la meteorología como la topografía juegan un papel fundamental en el estado

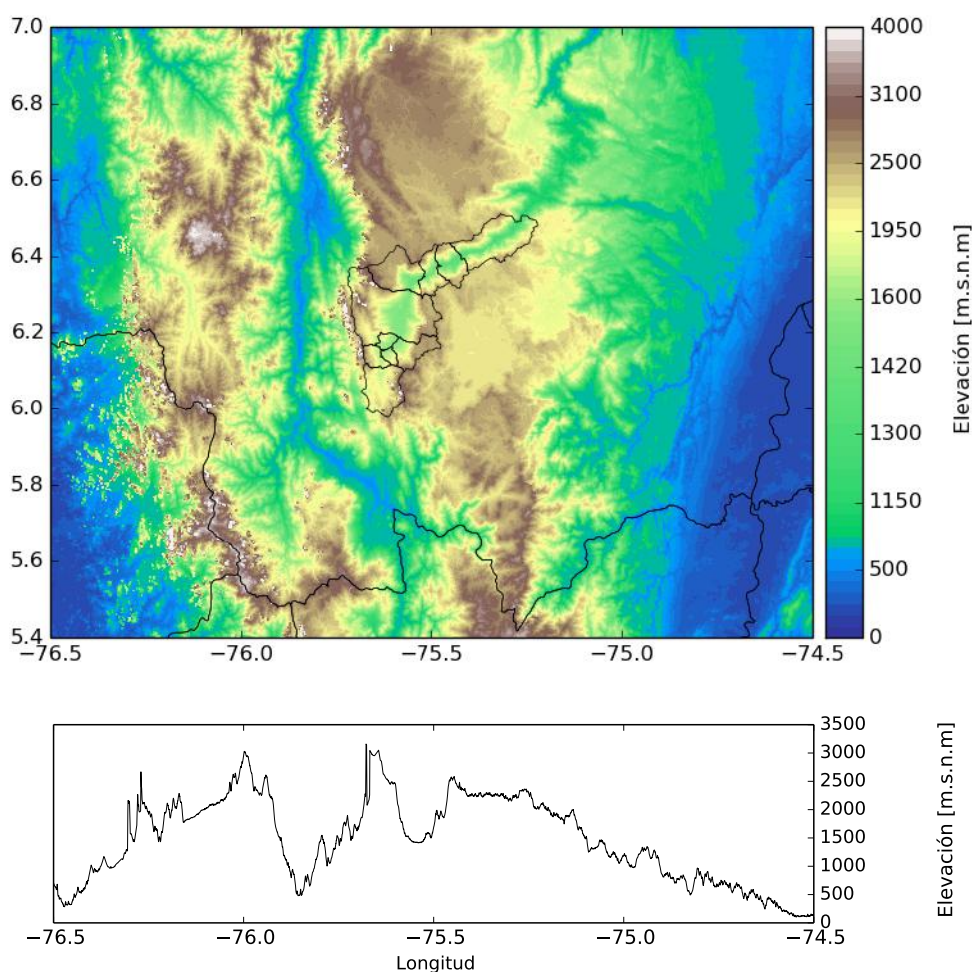


Figura 1.1: Superior: Topografía del Valle de Aburrá y la zona Centro-Sur del departamento de Antioquia. Inferior: Corte de la topografía a los 6.2°N.

de la calidad del aire de una zona específica, teniendo en cuenta que estas establecen las condiciones y el medio bajo los cuales los contaminantes emitidos se dispersan e interactúan con los demás constituyentes de la atmósfera y su medio circundante (Emeis and Schäfer, 2006; Lazaridis, 2011; Bianco et al., 2011). Los terrenos de topografía compleja, como es el caso del valle de Aburrá, se caracterizan por adicionar mayor número de variables y procesos, haciendo que la dinámica atmosférica relacionada con la dispersión de contaminantes y la calidad del aire sea significativamente más compleja (Ketterer et al., 2014). En cualquier caso, entender la fenomenología de la interacción entre las variables involucradas en el proceso, desde el momento de la emisión de los contaminantes hasta su depositación nuevamente en superficie, brinda las herramientas necesarias para el diseño de estrategias de evaluación, prevención y control de los efectos de las altas concentracio-

nes de aerosoles en la atmósfera local.

En el caso específico de los procesos de dispersión vertical de los contaminantes, las condiciones de estabilidad atmosférica se consideran como un factor fundamental y determinante, siendo estas quienes condicionan la eficiencia de los movimientos verticales convectivos y la advección horizontal y por tanto, de los intercambios entre la superficie y la parte baja de la tropósfera, tanto dentro del valle como con la atmósfera libre. De esta forma, atmósferas estables estratificadas inhiben en gran proporción dichos intercambios, propiciando la suspensión y acumulación de las emisiones de fuentes fijas y móviles cerca de la superficie; caso contrario ocurre en condiciones de inestabilidad atmosférica, donde predominan los movimientos convectivos y la presencia de turbulencia que favorecen la dispersión y mezcla de los aerosoles contaminantes (Whiteman, 2000).

Las condiciones de estabilidad atmosférica, en un instante de tiempo determinado, demarcan una especie de límite termodinámico en la tropósfera, dando lugar a la aparición de dos subcapas con dinámicas y fenomenología significativamente diferentes; primero, una capa adyacente a la superficie, fuertemente influenciada por las características del suelo y los procesos de interacción mecánicos y térmicos con la atmósfera, es denominada Capa Límite Atmosférica (CLA); y la capa superior o Atmósfera Libre, cuyos procesos están dominados en gran medida por circulaciones de mesoescala y escala sinóptica, impidiendo que los forzamientos a escala local tengan influencia en su dinámica. De acuerdo con Stull (1988), la atmósfera libre se comporta como si no tuviera límites que la confinaran, a excepción de los flujos o corrientes de viento que se dan en el tope de la CLA. La Figura 1.2, en la cual se muestran las variaciones de temperatura en los primeros 4.500 m de la tropósfera, obtenidas en una campaña de medición intensiva con radiosondeos del 28 de Enero al 2 de Febrero de 2015 realizada por el Sistema de Alerta Temprana de Medellín y el valle de Aburrá (SIATA) en la ciudad de Medellín, ejemplifica lo anterior. Es claro como aproximadamente en los primeros 2.000 m de la atmósfera se presenta una dinámica altamente variable, dominada en este caso por la incidencia y absorción de la radiación solar en la superficie, evidenciando la eficiente respuesta de la CLA a dichos forzamientos. Caso contrario ocurre en la capa superior, por encima de los 2.000 m en donde la perturbación no logra cambios significativos en la dinámica.

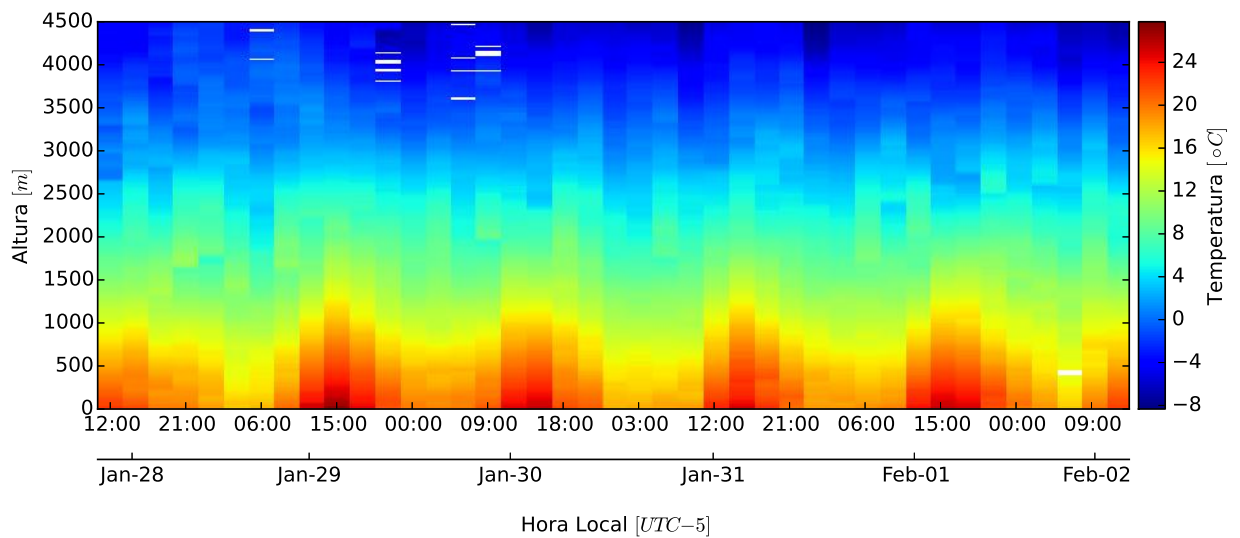


Figura 1.2: Ciclo diurno de temperatura para los primeros 4500 m de la tropósfera obtenido a partir de una campaña intensiva de radiosondeos entre el 28 de Enero y el 2 de Febrero de 2015 realizada por SIATA.

La eficiente capacidad de respuesta de la CLA a los cambios en la superficie, comparada con la atmósfera libre, se debe en gran parte a la frecuencia de episodios de alta turbulencia en toda esta región (Stull, 1988; Seibert et al., 2000), la cual domina los procesos de transporte de humedad, temperatura, momento y contaminantes cerca a la superficie. La turbulencia en la CLA es generada térmicamente por la incidencia de la radiación solar en la superficie; dicho aumento de la temperatura ocasiona el ascenso de parcelas de aire que representan *Eddies* de gran tamaño*. La turbulencia mecánica es otro proceso que favorece la mezcla e interacción en la parte más baja de la tropósfera, y es generada por rugosidad del suelo y la presencia de obstáculos de diversos tamaños. Las corrientes que fluyen cerca de la superficie interactúan con dichas características generando cortantes de viento y flujos turbulentos (Stull, 1988).

Teniendo en cuenta lo anterior, se espera que la turbulencia disminuya drásticamente entre subcapas de la tropósfera, y que de manera similar, otras variables atmosféricas experimenten cambios debidos a esta transición. Como es el caso de la Temperatura Potencial

*La turbulencia puede entenderse como remolinos constantes e irregulares llamado *Eddies*. Usualmente la turbulencia consiste en muchos *Eddies* de diferentes tamaños superpuestos unos en otros e interactuando entre sí

(θ), la Humedad Relativa (RH), el régimen de vientos, la concentración de contaminantes representada por el coeficiente de retrodispersión en la atmósfera (Backscatter β), entre otros (Lee et al., 2014). Estas fluctuaciones representan la herramienta más importante para la estimación indirecta del punto de transición entre subcapas (Emeis, 2011). A pesar de que dichos cambios están dominados por el mismo fenómeno físico global, que es la variación en las condiciones de estabilidad atmosférica a lo largo del día, se rigen de manera individual por fenómenos diferentes, lo cual resulta en estimaciones difícilmente comparables entre sí y en la definición de una zona de transición más que un punto exacto de inflexión.

Todos los fenómenos descritos previamente han sido ampliamente estudiados por la comunidad científica global con el objetivo de determinar la afectación de las características de la superficie en los diferentes procesos en la baja atmósfera. Uno de los focos importantes de investigación actual ha sido la determinación de la transición entre la CLA y la atmósfera libre, y cómo ésta varía según las condiciones geográficas, climáticas y demográficas de un lugar específico. La importancia de este tema en el desarrollo de la meteorología, el pronóstico a corto plazo y del estado de la calidad del aire a escala local y regional, ha impulsado la conformación de redes de monitoreo alrededor del mundo, propiciando el mejoramiento continuo de los métodos de estimación y las técnicas de sensado. Desde mediciones directas como torres de observación y radiosondeos, hasta sensores remotos activos y pasivos, han sido implementados para obtener observaciones intensivas de los primeros metros de la atmósfera.

Particularmente, en el valle de Aburrá se han adelantado estudios relacionados, a partir de la caracterización de la circulación y acoplamiento de los vientos entre subcapas, desde el componente de modelación y del análisis de observaciones con estaciones en tierra en los primeros metros de la tropósfera, con instrumentos como impactores de material particulado, data-loggers, y globos piloto (Pérez Arango, 2008; Correa et al., 2009; Pérez Arango et al., 2011). Los resultados representan un avance en el entendimiento de la meteorología local, sin embargo, la resolución y densidad de los puntos de muestreo es insuficiente para la conformación de un marco global de análisis que involucre todas las posibles variables y procesos que influyen en la evolución de la CLA. Otras aproximaciones se realizan desde la parte teórica y de modelación con la implementación de experimentos

numéricos que simulan las condiciones y variación de estabilidad atmosférica en el valle, como el realizado por Rendón Pérez (2007). En los últimos años, gracias a la implementación del sistema LIDAR elástico desarrollado por el grupo de Láseres y Espectroscopía Óptica – GLEO - de la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, ha sido posible obtener perfiles de alta resolución de la baja tropósfera con los cuales se ha estimado, para algunos días secos la altura de la CLA (Nisperuza, 2015)

El presente trabajo tiene como objetivo principal analizar la estructura y variaciones de la Capa Límite Atmosférica en el valle de Aburrá en relación a las variables que se consideran más importantes y que a gran escala modulan su comportamiento, como lo son el régimen de vientos en la vertical, los perfiles de temperatura y humedad en la atmósfera, y la concentración de aerosoles contaminantes cerca de la superficie. A partir de la implementación de diferentes métodos convencionales y otros propuestos en el marco de este trabajo, se analiza la información proveniente de ceilómetros, campañas de radiosondeos, radar perfilador de vientos y radiómetro microondas que hacen parte de las redes de monitoreo meteorológico y ambiental del SIATA. De esta manera, en el Capítulo 2 se presentan las estimaciones de la altura de la CLA en el valle de Aburrá, integrando los datos de los diferentes sensores y a partir de diferentes técnicas, con el fin de consolidar estimaciones robustas que reflejen la influencia de los diferentes fenómenos atmosféricos en su dinámica. Posteriormente en el Capítulo 3, a partir del análisis de datos, se estudian las variaciones temporales de la serie de alturas de la CLA para determinar sus ciclos característicos, buscando identificar la distribución de aquellos periodos que favorecen la acumulación o la dispersión de los aerosoles contaminantes, relacionándola con la dinámica de la emisiones de material particulado en el valle de Aburrá. En el Capítulo 4 se evalúan en detalle la relación existente entre la retrodispersión generada por los aerosoles en la atmósfera, medida por los ceilómetros, y la concentración de material particulado PM_{2.5} y PM₁₀ proporcionada por los sensores de Red de monitoreo de calidad del aire del valle de Aburrá; de acuerdo con los resultados, se analiza el potencial de la retrodispersión atmosférica como variable proxy y predictora de las concentraciones de material particulado en un área determinada y a diferentes alturas. Finalmente, en el Capítulo 5 se presentan las conclusiones y recomendaciones para la gestión de la calidad del aire en el valle de Aburrá, de acuerdo con los resultados obtenidos a lo largo de este trabajo.

Capítulo 2

Estimación de la altura de la Capa Límite Atmosférica

Las modificaciones antrópicas en la superficie tienen una influencia directa en el estado y dinámica de la tropósfera; la magnitud del efecto de dichos forzamientos se evidencia entre otros, en la estructura y características de la Capa Límite Atmosférica (CLA). Su contacto directo con la superficie resulta en una retroalimentación constante entre ellas, en la que la CLA también afecta el desarrollo de los procesos ecosistémicos en la biósfera (Lazaridis, 2011). De esta manera, toda la fenomenología de los contaminantes en la atmósfera, el desarrollo y evolución de la convección local, los perfiles verticales de velocidad del viento y el intercambio vertical de momentum, calor y humedad, se encuentran afectados de manera directa por la evolución y estructura de la CLA (Emeis et al., 2004; Bianco et al., 2011).

Stull (1988) define la CLA como “La parte de la tropósfera que está directamente influenciada por la presencia de la superficie terrestre, y responde a los forzamientos en una escala temporal de una hora o menos”. Dichos forzamientos incluyen arrastre por fricción, turbulencia, evaporación y transpiración, emisión de contaminantes, intercambio de energía y momentum, entre otras (Seibert et al., 2000; Hennemuth and Lammert, 2006; Lazaridis, 2011). El estudio de la dinámica que se desarrolla alrededor de la evolución de la CLA, es entonces de gran relevancia para entender la afectación que tienen los diferentes procesos en la parte baja de la atmósfera en la meteorología a escala regional (Löhnert et al., 2008). Particularmente, la variación de la altura de la CLA a lo largo del día, es un

parámetro fundamental para los estudios ambientales relacionados con la calidad del aire, debido a que es esta quien delimita la escala vertical disponible para la mezcla e interacción de los contaminantes emitidos desde la superficie, determinando de manera implícita su concentración en el tiempo y en el espacio (Dabberdt et al., 2004; Eresmaa et al., 2012; Wiegner et al., 2014; Corredor-Ardoy et al., 2014). Debido a lo anterior la caracterización de la CLA se considera un insumo fundamental para la conformación de modelos de dispersión de contaminantes, predicción meteorológica a escalas regionales incluyendo eventos severos como precipitación extrema, haciendo que su importancia trascienda el interés netamente científico para convertirse en un problema estrechamente relacionado con la gestión ambiental (van der Kamp and McKendry, 2010; Di Giuseppe et al., 2012; Chandra et al., 2014; Zhang et al., 2014).

2.1. Estructura y variabilidad de la Capa Límite

En general, diferentes estudios han reportado la alta variabilidad de la estructura de la CLA sobre una zona en particular en escalas intraestacionales y horarias, modulada en gran proporción por la cantidad de radiación solar incidente en la superficie terrestre (Whiteman, 2000; Muñoz and Undurraga, 2010). Es de esperarse, a priori, que la estructura de la CLA en el Valle de Aburrá también presente alta variabilidad en múltiples escalas temporales como resultado a la vigorosa dinámica de la cobertura de nubes, precipitación y radiación solar existente en la región.

La evolución diurna de la CLA sobre terrenos planos y bajo condiciones de cielo despejado, se puede entender bajo un esquema idealizado de evolución propuesto por Garratt en 1992, presentado en la Figura 2.1. Los tres componentes principales de esta estructura son la Capa de Mezcla, la Capa Residual y la Capa Estable (Stull, 1988). Bajo este esquema, se observa a lo largo del día la presencia de una capa superficial en la parte más baja de la CLA adyacente a la superficie, donde los flujos de calor, momento y humedad son casi constantes; su altura es aproximadamente un 10 % del total de la CLA. En la mañana poco después del amanecer una Capa Convectiva comienza a desarrollarse; a medida que la radiación incidente aumenta, el calentamiento del suelo ocasiona inestabilidad térmica y convección cerca de la superficie, favoreciendo los procesos de mezcla (Chandra et al.,

2014). Sobre esta capa convectiva superficial se comienza a formar la Capa de Mezcla, dominada por movimientos convectivos y turbulencia, y en la cual los intercambios con la atmósfera libre alcanzan su punto máximo. Los aerosoles contaminantes emitidos a la atmósfera durante la presencia de esta capa, son en su gran mayoría dispersados verticalmente hacia la atmósfera libre, donde son arrastrados horizontalmente por circulaciones de mesoescala.

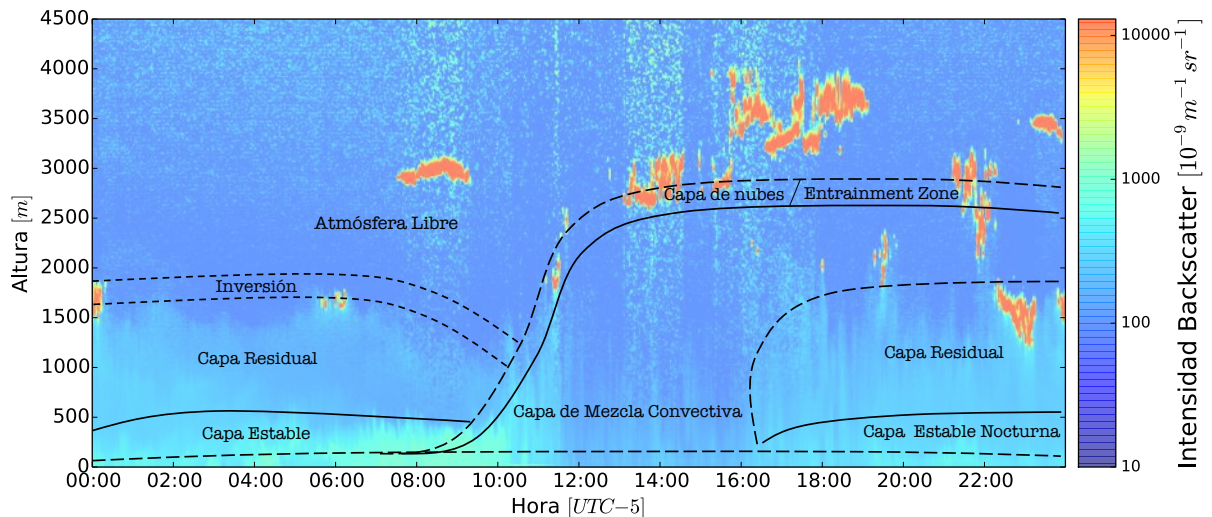


Figura 2.1: Sección transversal vertical de la evolución diurna ideal de la CLA sobre la superficie terrestre bajo condiciones de cielo despejado. De fondo, la Intensidad Backscatter obtenida del ceilómetro ubicado en la zona occidental de la ciudad de Medellín para el 9 de Enero de 2015.

En el atardecer, a medida que la radiación incidente va disminuyendo, la turbulencia y los flujos de calor sensible se debilitan y la Capa Convectiva se transforma gradualmente en una Capa Estable conocida como la Capa Límite Nocturna (Hennemuth and Lammert, 2006). Debido a las características estables de la capa, se reducen significativamente los procesos de intercambio con la atmósfera; la turbulencia dentro de esta capa deja de ser térmica y se presenta con episodios de ráfagas cortas e intensas generadas mecánicamente por las cortantes de viento; los flujos en la superficie usualmente se desacoplan y se produce una estratificación dentro de la capa (Hannesdóttir, 2013). Justo sobre esta capa estable donde la turbulencia ha disminuido, los aerosoles, humedad y calor que fueron mezclados durante el desarrollo de la capa convectiva permanecen suspendidos en una capa remanente llamada Capa Residual (Stull, 1988; Martucci et al., 2010; Emeis, 2011).

2.2. Monitoreo de la Capa Límite

El reconocimiento del estudio de la CLA como un tema independiente en la meteorología comienza solo hasta inicios de la primera mitad del siglo XX, sin embargo, las variaciones en la estructura vertical de la atmósfera habían sido previamente objeto de estudio, impulsando el desarrollo de sistemas de medición de las diferentes variables meteorológicas y su estructura y comportamiento en la vertical. Las primeras observaciones fueron obtenidas de mediciones in situ, a partir de la implementación de sensores instalados a diferentes alturas en torres de observación y del seguimiento de globos piloto con teodolitos. Posterior a esto, en la segunda década del siglo XX meteorólogos rusos y alemanes desarrollaron la *Radiosonda*, un pequeño instrumento dotado de sensores de humedad, temperatura y presión el cual, atado a un globo de helio alcanzaba alturas hasta de 30 km y podían alcanzar una transmisión de datos cada segundo (Emeis, 2011).

Este tipo de mediciones in situ se caracterizan por sus restricciones relacionadas con la resolución tanto espacial como temporal de los datos obtenidos. Los lanzamientos de las radiosondas se realizan típicamente en periodos muy espaciados en el tiempo, por lo tanto no son adecuadas para llevar a cabo estudios detallados de las variaciones temporales de los procesos en la atmósfera; las torres de observación por su parte, si bien ofrecen mediciones continuas en el tiempo, corresponden solo a los primeros metros de la atmósfera, convirtiendo su información insuficiente para estudiar la estructura vertical de las diferentes variables en la atmósfera baja (Emeis and Schäfer, 2006; Eresmaa et al., 2012).

La necesidad de sobreponerse a estas limitaciones, y con el objetivo de estudiar de manera detallada las estructuras altamente variables en el tiempo y en el espacio de la CLA, se impulsa el desarrollo de las técnicas de sensado remoto, las cuales permiten el sondeo permanente de la totalidad de su estructura con altas resoluciones verticales. Sensores remotos activos y pasivos que enfatizan la medición de diferentes procesos físicos, han sido desarrollados y perfeccionados en los últimos 60 años y ampliamente implementados para el entendimiento de la meteorología de la tropósfera durante la última década. De esta manera, el estudio de la CLA se ha basado en la integración de técnicas avanzadas de sensado con diferentes métodos de estimación de su altura, tratando de

explicar de manera exhaustiva la fenomenología que se desarrolla alrededor del comportamiento y evolución de esta porción de la atmósfera y su interacción con la superficie. Con la implementación de técnicas ópticas como el LIDAR (Light detection and ranging) (Hennemuth and Lammert, 2006; Granados-Munoz et al., 2012; Nisperuza, 2015) y los Ceilómetros (Sundström et al., 2009; Stachlewska et al., 2012; Di Giuseppe et al., 2012; Hannesdóttir, 2013); acústicas como el SODAR (Sonic detection and ranging) (Beyrich, 1997; Lokoshchenko, 2002; Emeis et al., 2004) y de radiofrecuencia como los RWP (Radar Wind Profilers) (Bianco et al., 2011), diferentes autores han propuesto metodologías para la estimación de la altura de la CLA, que según las variables utilizadas, tienen en cuenta diferentes procesos dinámicos y termodinámicos dentro de esta capa y por fuera de ella.

En el presente capítulo se realizan estimaciones de la altura de la CLA en el Valle de Aburrá a partir de la integración de la información de los perfiles verticales de diferentes variables físicas y termodinámicas de la atmósfera, tales como Intensidad Backscatter (β), Temperatura Potencial (θ), Humedad Relativa y componentes de velocidad del viento (u y v), obtenidos de sensores remotos (ceilómetros, radar perfilador de vientos y radiómetro microondas) y radiosondeos. En la primera parte se presenta la descripción de los instrumentos y técnicas utilizadas para la obtención de las variables, asimismo, de las metodologías implementadas para el procesamiento de los perfiles. Posteriormente se presentan los resultados obtenidos a partir de un análisis individual de cada instrumento utilizado, adicionalmente del desempeño conjunto de los métodos para la validación mutua entre estimaciones.

2.3. Estimación indirecta de la Capa Límite

A pesar de su evidente importancia en estudios meteorológicos y ambientales, no existe un parámetro que de manera unificada permita determinar con exactitud la altura de la CLA; de esta forma y asumiendo, con base en la evidencia experimental, que existen gradientes o cambios significativos en la tropósfera debidos a la transición entre la CLA y la atmósfera libre, los estudios hasta ahora realizados se basan en la estimación indirecta de esta altura a partir de la caracterización de los perfiles verticales de algunas variables físicas y termodinámicas (Chandra et al., 2014). Esta técnica de estimación indirecta

puede resultar en inconvenientes tanto teóricos como prácticos asociados a la variedad de definiciones y métodos implementados para la estimación, más aún cuando cada autor adapta su definición a los datos disponibles para el desarrollo de cada estudio en particular (Seibert et al., 2000).

Los aerosoles son usados frecuentemente como trazadores en la estimación indirecta de la altura de la CLA. Basados en la suposición planteada previamente, se usan los perfiles verticales de retrodispersión de sensores remotos activos basados en láser para detectar los cambios entre subcapas. Se espera bajo esta definición, que la CLA presente concentraciones y retrodispersión casi constantes y significativamente más altas comparadas con la atmósfera libre (Münkel et al., 2006). En la Figura 2.2a se presenta un perfil de retrodispersión o *backscatter* para el 2 de Febrero de 2015 a las 9:00 Hora Local, en el cual es posible observar una disminución significativa y permanente en el valor de la intensidad backscatter aproximadamente a los 500 m, evidenciando así la transición a la atmósfera libre.

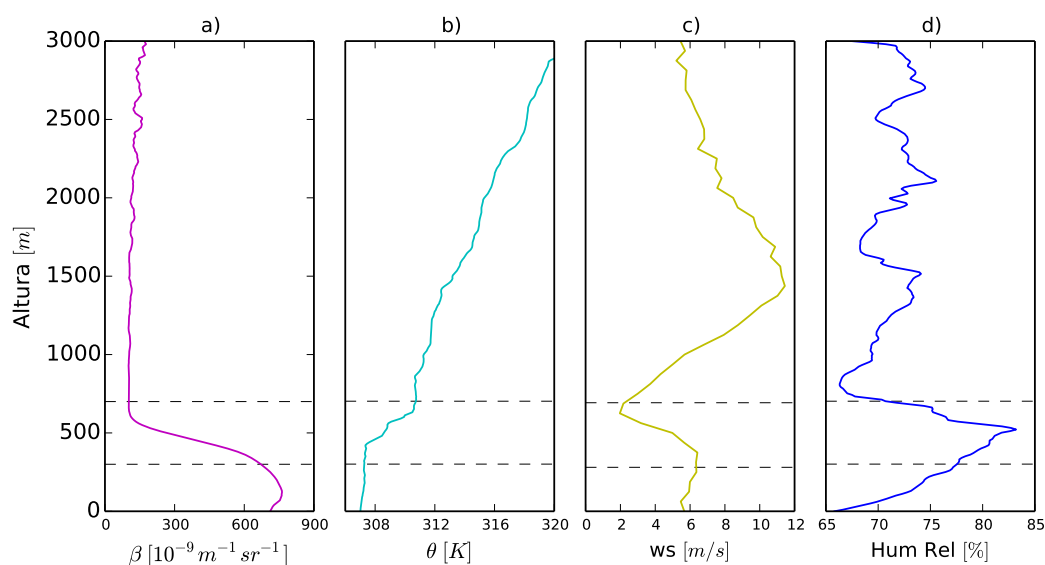


Figura 2.2: Variaciones típicas de algunas variables atmosféricas debidas a la transición entre la CLA y la atmósfera libre. De izquierda a derecha perfiles de: a) Intensidad backscatter, b) Temperatura Potencial, c) Velocidad del Viento, d) Humedad Relativa. Comúnmente utilizados como trazadores para la estimación indirecta de la altura de la CLA.

Este perfil corresponde a una hora en donde las condiciones en la atmósfera son predo-

minantemente estables, debido a esto la transición es clara y la altura fácilmente estimable, caso contrario ocurre bajo condiciones inestables y convectivas en donde las dinámicas son altamente variables y la mezcla ocasionada por los procesos turbulentos no genera límites o transiciones tan marcadas, agregando incertidumbre a la estimación.

Análogamente los perfiles verticales de otras variables como la Temperatura Potencial, velocidad del viento y Humedad Relativa, bajo el mismo criterio (Ver Figura 2.2), son ampliamente utilizados como trazadores para la estimación de la altura de la CLA (Ketterer et al., 2014).

2.4. Descripción de equipos de monitoreo y datos

Radiosondeos



Figura 2.3: Radiosondeo

Los sistemas de radiosondeos son métodos de sensado directo, compuestos por un conjunto de sensores e instrumentación electrónica llamada Radiosonda, la cual sujeta a un globo toma medidas de presión, temperatura, humedad de la atmósfera y geolocalización a medida que este asciende, conformando perfiles de alta resolución típicamente hasta los 25 km (usando un globo de 300 gramos). La altura y posición del globo y las componentes del viento son determinadas a través de la implementación de un GPS (Global Positioning System). A pesar de que la información proveniente de los radiosondeos no es continua en el tiempo, sus mediciones directas y de gran alcance en la vertical, siguen siendo hoy herramientas importantes de

monitoreo y validación de los datos obtenidos a través de técnicas de sensado remoto (Lokoshchenko, 2002; Hennemuth and Lammert, 2006; Seidel et al., 2010; Emeis et al.,

2012; Sawyer and Li, 2013; Zhang et al., 2014; Wang and Wang, 2014; Lee et al., 2014).

Los radiosondeos utilizados en esta investigación, hacen parte de tres campañas de observación intensiva realizadas por el SIATA el presente año, durante las cuales se realizaron lanzamientos con una frecuencia de 3 horas en periodos de 5 días entre el 28 de Enero y el 2 de Febrero, el 24 - 28 de Marzo y el 4 - 8 de Mayo del presente año, para un total de 120 lanzamientos y 120 perfiles atmosféricos de las diferentes variables físicas. Las sondas utilizadas, las iMet-1 son fabricadas por InterMet, trabajan a una radiofrecuencia de 403 MHz. La transmisión de los datos se realiza cada segundo haciendo su resolución variable, sin embargo, como producto del software del fabricante, se dispone de archivos de salida con un grado adicional de procesamiento de acuerdo con diferentes criterios de resolución espacial y temporal definidos por el usuario.

Ceilómetros



Figura 2.4: Ceilómetro Vaisala CL-51

Los ceilómetros son sistemas Lidar simplificados y robustos que operan en una única longitud de onda en el infrarrojo cercano (Entre los 900 y 1100 nm) y proporcionan información acerca de la energía del pulso-láser que es retrodispersada por las nubes y los diferentes elementos de la atmósfera (partículas en mayor proporción que moléculas) en forma de un coeficiente atenuado de *Backscatter* (β). Por otro lado, los ceilómetros no proporcionan ninguna información de absorción, sin embargo, debido a que el tamaño de muchas partículas varía con su contenido de humedad, la retrodispersión también está influenciada por la humedad atmosférica; adicionalmente la presencia de nubes y precipitación inhibe las mediciones del ceilómetro (Münkel and Roininen, 2010; Kambezidis et al., 2012). La tasa de repetición de los pulsos está en el orden de algunos kilohertz, la energía del pulso es lo suficientemente

baja para permitir su operación sin riesgos a los seres humanos, sin embargo, también resulta en señales significativamente ruidosas que en ocasiones dificultan su análisis (Stachlewska et al., 2012). Propiedades microfísicas de los aerosoles como la extinción α_p o la profundidad óptica de una capa de aerosol τ_p requiere información de múltiples longitudes de onda en los canales de detección (Münkel et al., 2006).

Los *ceilómetros* fueron inicialmente diseñados para la detección de la base de las nubes y la visibilidad vertical, sin embargo, gracias a recientes avances en hardware, su bajo costo y capacidad de trabajar de manera continua y sin supervisión por largos periodos de tiempo, se han convertido en una herramienta ampliamente difundida para el estudio de la CLA y la calidad del aire (Emeis et al., 2009; Wiegner et al., 2014). Una buena estimación que parta de los perfiles de aerosoles depende en gran medida del mezclado en la vertical de estos, cuando es débil, múltiples capas de aerosol pueden formarse en la atmósfera y producir ambigüedad en las estimaciones (Di Giuseppe et al., 2012).

Ecuación Lidar

Los esquemas de inversión de las propiedades ópticas de los aerosoles a partir de Lidar y ceilómetros están directamente relacionadas con la retrodispersión y extinción de la radiación. La ecuación Lidar, válida igualmente para los ceilómetros, se presenta a continuación expresada como la potencia óptica recibida $P(z, \lambda)$ por el instrumento a una determinada distancia z y una longitud de onda λ

$$P(z, \lambda) = \frac{c}{2z^2} \underbrace{P_0 A \eta O(z) \Delta t}_{\text{Instrumento}} \times \underbrace{\beta(z, \lambda) \tau^2(z, \lambda)}_{\text{Backscatter Atenuado}} \quad (2-1)$$

donde c es la velocidad de la luz, Δt es la duración del pulso, P_0 la potencia promedio del láser durante cada pulso, A es el área del receptor y η la eficiencia, y $O(z)$ la función de solapamiento entre el haz transmitido y el campo de visión del receptor. Estos últimos pertenecen a los términos dependientes del diseño del instrumento. Por su parte, los términos atmosféricos están representados en $\beta(z, \lambda)$ coeficiente backscatter y $\tau(z, \lambda)$ la Transmitancia de la atmósfera entre el ceilómetro y el volumen de dispersión, la cual está expresada por

$$\tau^2 = e^{\left\{-2 \int_0^z \alpha(z') dz'\right\}} \quad (2-2)$$

donde α es el coeficiente de extinción. La transmitancia equivale a 1 en un cielo despejado, lo cual significa no atenuación. La anterior ecuación considera que solo ocurre Backscatter elástico y se asume que solo retrodispersión en z ocurre.

Finalmente se define el Backscatter atenuado $\beta^*(z)$ como

$$\frac{P(z)z^2}{C_L} = \beta^*(z) = \beta(z)e^{\left\{-2 \int_0^z \alpha(z') dz'\right\}} \quad (2-3)$$

La red de ceilómetros del SIATA opera desde Octubre de 2014 (Registro más extenso) y consta de 3 sensores Vaisala CL-51 (Ver Figura 2.4); sensores activos clasificados como dispositivos láser Clase 1M de acuerdo con el estándar internacional IEC/EN 60 825-1. Bajo condiciones normales de operación, el Vaisala CL-51 opera en una longitud de onda de 910 nm y muestrea digitalmente la señal recibida de 0 a 100 μs . Envía una señal láser cada 67 ns, proporcionando una resolución espacial de 10 m desde la superficie hasta los 15.000 m con una resolución temporal de 16 s.

El Vaisala CL-51 tiene un diseño óptico de un solo lente, el cual usa la parte interna para transmitir y la parte externa para recibir la luz, esto proporciona superposición de la luz transmitida y el campo de visión del receptor en todo el rango de medición y permite la detección confiable de capas muy bajas, por debajo de 200 m (Vaisala, 2010).

Radar Perfilador de Vientos (RWP)

Los perfiladores de viento (RWP) son radares doppler usados para la detección de perfiles de las componentes del viento en la vertical, y representan otra técnica de sensado remoto comúnmente utilizada para el monitoreo de la CLA gracias a las propiedades turbulentas y la influencia de los vientos en la estructura de la misma. Otras variables como la velocidad vertical (ω) son derivadas a partir de las mediciones del perfilador, proporcionando herramientas importantes para estudiar los procesos relacionados con las condiciones de estabilidad atmosférica y actividad de mezcla cerca de la superficie. Los

RWP operan a frecuencias entre los 50 MHz y 1.5 GHz, aquellos que operan a frecuencias de hasta 300 MHz son llamados Perfiladores VHF (Very High Frequency), por su parte los Perfiladores UHF (Ultra High Frequency) operan a frecuencias mayores de 300 MHz (Emeis, 2011). Para este tipo de instrumentos típicamente una señal electromagnética es emitida en varias direcciones o inclinaciones a partir de un punto fijo incluyendo en general una vertical y varias inclinados en direcciones ortogonales. La señal transmitida es en parte dispersada por variaciones en la refractividad, causadas por cambios en la humedad, temperatura y presión a pequeña escala. Estas variaciones en la refractividad son advectadas por el viento dando información acerca de su velocidad y dirección (Bianco et al., 2008, 2011; Ketterer et al., 2014).



Figura 2.5: Radar Perfilador de Vientos RAPTOR VAD-BL.

El RAPTOR VAD-BL (Velocity–Azimuth Display Boundary Layer) diseñado y construido por DeTect Inc. (Ver Figura 2.5), opera desde Diciembre de 2014 de manera continua en la zona central del valle de Aburrá aledaño a las instalaciones del aeropuerto local, el Olaya Herrera. El RAPTOR de SIATA opera en los 1290 MHz y tiene una resolución temporal de 5 minutos y dos resoluciones diferentes en la vertical alcanzando hasta los 8 km en condiciones ideales; alta resolución 60 m (cubriendo desde aproximadamente los 77 m hasta los 3.500 m) y baja resolución 72 m (Que cubre desde aproximadamente los 2500 m hasta los 8000) (Lau et al., 2013).

Radiómetro Microondas (MWR)

Los radiómetros microondas (MWR) son sensores remotos pasivos que generan perfiles continuos de temperatura, humedad relativa, vapor de agua y agua líquida de la atmósfera con un alcance de hasta 10 km en la vertical. Son herramientas importantes en el estudio de la CLA de acuerdo con su estructura termodinámica (Dabberdt et al., 2004).

Como parte de su red de sensores remotos, el SIATA cuenta con un radiómetro MP-3000A (Ver Figura 2.6), diseñado y construido por Radiometrics Corporation instalado en el punto más alto de la Torre SIATA, a aproximadamente unos 60 m de la superficie. El MP-3000A cuenta con receptores en dos bandas del espectro microondas, 22-30 GHz y 51-59 GHz. La primera banda contiene canales que entregan información acerca de los perfiles de humedad en la atmósfera, mientras que la segunda banda contiene información acerca de la temperatura. Algoritmos de inversión basados en redes neuronales son implementados para obtener los perfiles termodinámicos a partir de las señales de temperatura de brillo recibidas por el sensor (Radiometrics Corporation, 2012).



Figura 2.6: Radiómetro Microondas MP-3000A.

Los perfiles resultantes tienen una resolución temporal de 2 minutos, por otra parte, la resolución vertical es variable comenzando con 50 m desde la superficie hasta los 500m, luego cada 100 m hasta los 2 km y finalmente cada 250 m hasta los 10 km, para un total de 58 niveles reportados para cada perfil.

Zonas de Estudio

De manera centralizada en el valle de Aburrá se disponen 3 sitios de medición, desde los cuales se operan los instrumentos descritos en la sección anterior (ver Figura 2.7). El primer punto corresponde a la Torre SIATA, ubicada en la zona centro - occidente de la ciudad de Medellín, desde allí opera Radiómetro Microondas y uno de los ceilómetros de la red (a aproximadamente 60 m de la superficie). Asimismo, la Torre SIATA fue el sitio de lanzamiento de los radiosondeos durante las tres campañas descritas anteriormente. En este punto se dispone de información meteorológica en superficie de alta resolución temporal que es igualmente utilizada para el análisis conjunto de los datos en la vertical. La Torre SIATA se ubica en la base del valle, dentro del complejo deportivo más importante de la ciudad de Medellín y en una zona de propósito mixto (residencial y comercial); está influenciada directamente por una vía de tráfico denso, lo cual se refleja en la cantidad de emisiones en la zona.

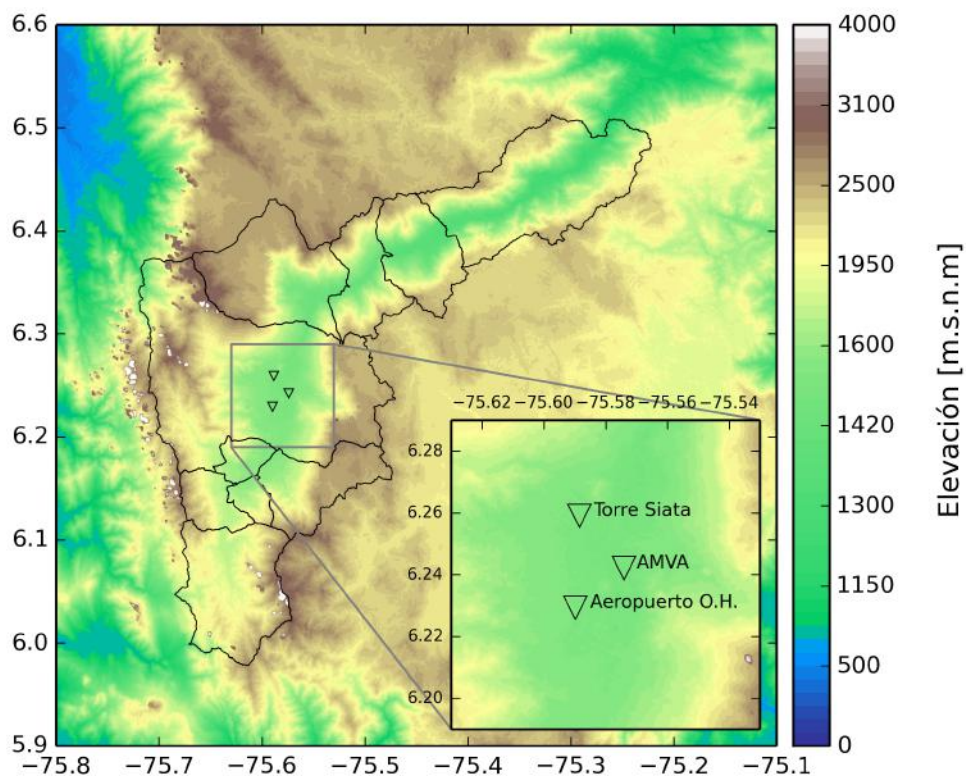


Figura 2.7: Ubicación de los puntos de medición. Desde la parte superior: 1. Estación Torre SIATA 2. AMVA. 3. Aeropuerto Olaya Herrera.

El segundo punto de medición corresponde a las instalaciones del Área Metropolitana del Valle de Aburrá (AMVA), ubicado en la zona centro de la ciudad de Medellín. Desde allí se opera el segundo ceilómetro de la red y se cuenta igualmente con información meteorológica de superficie a alta resolución temporal. Este lugar está influenciado por actividad comercial, industrial y de transporte característico de este tipo de zonas de desarrollo. Particularmente, la gran afluencia de tráfico vehicular en la zona convierte este en un punto crítico de emisiones dentro de todo el valle de Aburrá.

Finalmente, el último punto de medición, un poco más hacia el sur, se ubica en predios aledaños al Aeropuerto Olaya Herrera, allí se encuentran instalados desde el mes de Diciembre de 2014 el Radar Perfilador de Vientos y el último de los ceilómetros de la red, contando con 7 meses de datos para el desarrollo del presente análisis. Esta zona está circundada por dos vías de importante tráfico vehicular e influenciada además por la operación aeronáutica del aeropuerto.

2.5. Metodología

En esta sección se presenta una descripción detallada del procesamiento de todos los datos obtenidos de cada uno de los sensores para la posterior implementación de los métodos de detección. Todos los métodos implementados son basados en perfiles de diferentes variables físicas y su evolución debido a los diferentes procesos que ocurren dentro y fuera de la CLA.

Radiosondeos

Las sondas iMet-1 transmiten, durante todo su recorrido, datos de temperatura, presión y humedad de la atmósfera, además de su posición cada segundo, haciendo variable su resolución en la vertical. De acuerdo con lo anterior, fue necesario realizar un preprocesamiento de los perfiles que consistió en homogenizar su resolución en intervalos regulares de 10 m, para posteriormente aplicar una media móvil de 40 m, buscando enmascarar el ruido generado por los procesos a microescala captados por la alta resolución. Cada perfil es analizado solo en su etapa de ascenso y hasta los 4500 m de altura, esto con el fin de trabajar con rangos y resoluciones similares a las entregadas por el ceilómetro y poder llevar a cabo análisis comparativos de las diferentes variables y estimaciones.

Finalmente son calculadas para cada perfil, las variables termodinámicas derivadas de los datos sensados como la Temperatura Potencial (θ), Temperatura Potencial Virtual (θ_v), Relación de Mezcla (r), entre otras.

Existen varios métodos que a partir de las interacciones y dinámicas de las diferentes variables termodinámicas y físicas en la atmósfera entregadas por las radiosondas, permiten derivar la altura de la CLA. En el presente estudio se implementará el Método de *Holzworth*, más conocido como Método de la Parcela y el Método del gradiente calculado a perfiles de temperatura potencial, humedad relativa y relación de mezcla.

Método de la Parcela (Holzworth)

La estimación de la altura de la CLA a partir de los perfiles de temperatura, siguiendo el método propuesto por Holzworth (1964) es el más antiguo y ampliamente implementado. El método de Holzworth establece que la altura de la CLA está determinada por la primera intersección entre perfil de temperatura potencial virtual (θ_v) y la línea de ascenso adiabático partiendo desde la superficie, y representa el lugar en donde una parcela estará en equilibrio con su ambiente (Holzworth, 1964; Lokoshchenko, 2002; Münkel et al., 2006; Seidel et al., 2010). Es un método altamente dependiente de las mediciones en superficie que dependen a su vez de la calidad del instrumento de medida e indirectamente del procesamiento de los datos.

La Figura 2.9 presenta la aplicación del método de la parcela al perfil de θ_v obtenido del radiosondeo del día 5 de Mayo de 2015 a las 9:00 Hora Local. Con el objetivo de validar el resultado de la estimación, la imagen del ceilómetro, donde se observa de manera clara la estructura de la CLA para un periodo de tiempo de 1 hora alrededor de lanzamiento, se presenta en el primer cuadro de la Figura. Particularmente para este caso, bajo condiciones de estabilidad atmosférica e influencia de la radiación en la superficie, el método resulta en una muy buena aproximación de la altura de la CLA de acuerdo con la imagen referencia.

Método del gradiente

Como se establece anteriormente, los procesos e interacciones dentro de la CLA son significativamente diferentes a los que caracterizan el comportamiento típico de la atmósfera libre. Si bien se evidencian múltiples fluctuaciones en los perfiles verticales de las variables

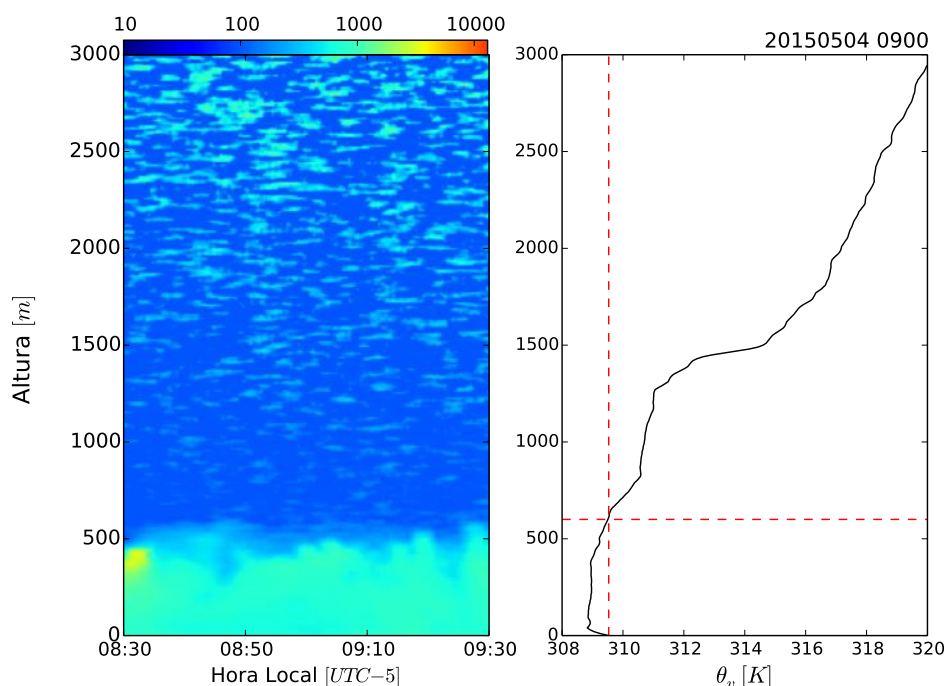


Figura 2.8: De izquierda a derecha: Intensidad backscatter del 5 de Mayo de 2015 para un periodo entre las 8:30 - 9:30 Hora Local. Método de la parcela implementado a θ_v del radiosondeo del 5 de Mayo de 2015 a las 9:00 Hora Local.

debido a los diferentes fenómenos de microescala, la transición entre capas debe presentarse como una variación drástica en su estructura, representando el cambio en la dinámica entre capas. Basado en esta premisa, el método del gradiente implementado en los perfiles de radiosondeos busca detectar esos puntos de inflexión dominantes en el perfil, los cuales determina como la altura estimada de la CLA. Perfiles de temperatura potencial θ , humedad relativa y relación de mezcla son analizados en el presente estudio, y sus variaciones debidas a la transición entre capas responden a procesos descritos a continuación.

- Temperatura potencial: Un rápido incremento en su magnitud, cerca del tope de la capa de mezcla está asociado con una fuerte inversión que se extiende por toda la zona de transición entre capas. Este comportamiento es indicativo de la transición entre una zona convectivamente menos estable a una más estable que es la atmósfera libre. Se estima entonces la altura como el valor correspondiente al gradiente máximo en el perfil.

- Humedad Relativa: Este método asume que la CLA es un medio más húmedo, denso y refractivo que la atmósfera libre, por lo tanto existe una disminución significativa en el

perfil. El vapor de agua actúa como un trazador del estado de la dispersión atmosférica al cual contiene e integra los efectos de los forzamientos atmosféricos (Tanto térmicos como mecánicos). (Seidel et al., 2010; Lee et al., 2014)

- Relación de Mezcla: En general, mayor humedad está disponible cerca de la superficie debido a la evaporación y la transpiración provenientes del suelo y las plantas, en comparación con el tope de la CLA. El ingreso de aire seco desde la atmósfera libre resulta en una rápida disminución de la relación de mezcla cerca de esta zona, haciendo que sea detectable como la altura correspondiente al valor mínimo en su gradiente. (Stull, 1988; Lee et al., 2014).

Los gradientes de las diferentes variables con calculados a partir de diferencias centradas,

$$\frac{\partial x}{\partial z} \approx \frac{x(z_i + \Delta(z)) - x(z_i - \Delta(z))}{2\Delta z} \quad (2-4)$$

donde x representa el valor de la variable analizada, z_i es la altura de referencia y Δz es la resolución o el tamaño del paso en el perfil, para este caso 10 m.

Las capas de nubes corresponden a medios que generan variaciones importantes de las diferentes variables en la atmósfera que en la mayoría de los casos son mucho más dominantes o significativas que aquellas debidas a la CLA. De acuerdo con lo anterior, fuertes gradientes generados por la presencia de nubes pueden ser clasificados erróneamente como la transición asociada a la CLA, introduciendo una fuente de error importante en las estimaciones. Con el fin de evitar esta fuente de error, se usa un filtro previo a la implementación del método, utilizando la señal de intensidad backscatter proveniente de los ceilómetros para detectar la presencia de nubes en el perfil (El procedimiento de detección de nubes a partir de señales backscatter se detalla en una sección posterior de este capítulo). Si en el perfil del radiosondeo es detectada una nube, la base de esta se establece como un límite superior hasta donde se restringe la evaluación de los gradientes en el perfil, evitando así tener estimaciones erróneas.

En la Figura 2.9 se muestra un ejemplo de la implementación del método del gradiente

al perfil de la relación de mezcla obtenido del radiosondeo del día 5 de Mayo de 2015 a las 9:00 Hora Local. De igual forma como punto de referencia para validar el resultado de la estimación se presenta la imagen del ceilómetro para un periodo de 1 hora alrededor del momento del lanzamiento.

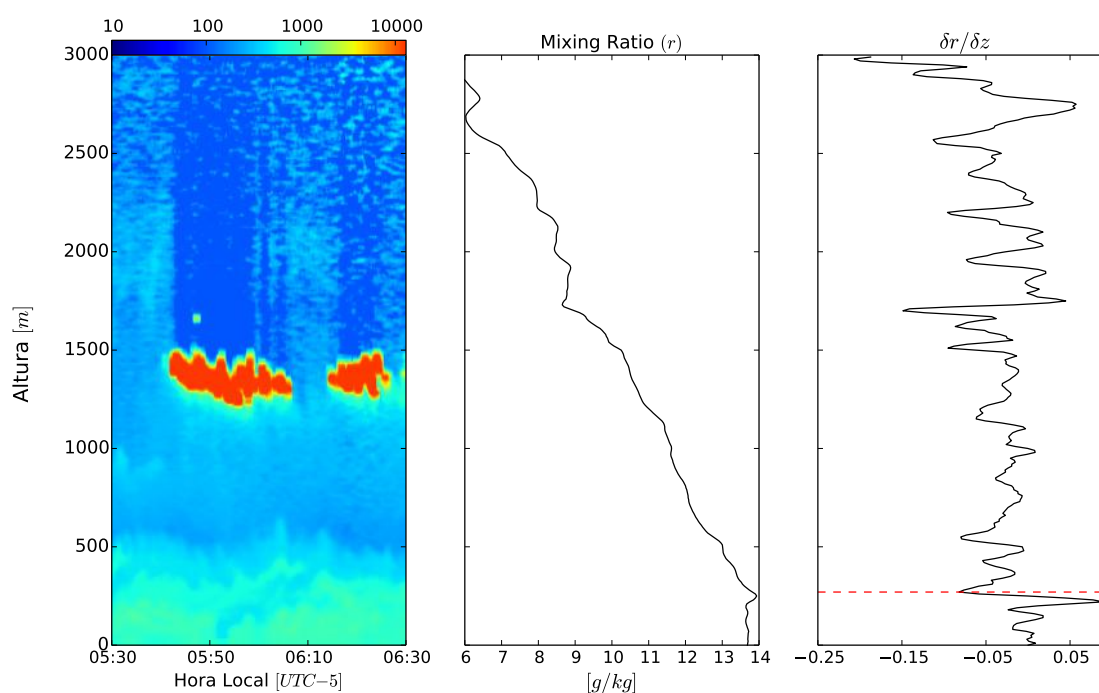


Figura 2.9: De izquierda a derecha: Intensidad backscatter correspondiente al 5 de Mayo de 2015 para un periodo entre las 5:30 - 6:30 Hora Local. Método del gradiente al perfil de relación de mezcla r del radiosondeo del 5 de Mayo de 2015 a las 9:00 Hora Local.

Ceilómetros

La obtención de cada perfil de intensidad backscatter debe hacerse a través del procesamiento de las tramas de datos entregadas directamente por el ceilómetro. Para el procesamiento ágil y automático de los datos se diseñó un algoritmo (lenguaje Python) para llevar a cabo la decodificación automática de las tramas, del cual se obtiene un perfil de intensidad backscatter en unidades de $[10^{-9}m-1sr^{-1}]$ cada 16 s. Cada perfil alcanza los 4500 m de altura con una resolución vertical de 10 m.

Como se mencionó previamente, debido a la baja potencia del láser usado por el

ceilómetro, la señal es significativamente afectada por el ruido proveniente tanto de los componentes electrónicos como de fenómenos atmosféricos a pequeña escala; debido a que este ruido puede ocasionar problemas en el análisis, es necesario suavizar los datos empleando una media móvil fija tanto en tiempo como en altura, procurando encontrar un balance adecuado que permita suavizar los perfiles sin ocultar procesos meteorológicos de interés. En otras palabras, el objetivo del suavizado es maximizar la relación señal-ruido (signal-to-noise ratio). Se promedia entonces en intervalos de 3 minutos y 15 metros, resultando en una sucesión de perfiles que permiten visualizar la evolución temporal de la CLA en un momento específico. Gráficamente la intensidad de la señal está representada en colores, como se observa en la Figura 2.10, donde los colores cálidos (Amarillos, naranjas y rojos) representan la presencia de tasas elevadas de humedad, nubes, o precipitación; la CLA puede identificarse con el cambio en la intensidad de la señal que pasa de colores verdes a colores azules, los cuales representan la ausencia de partículas que dispersen la luz, característica de la atmósfera libre.

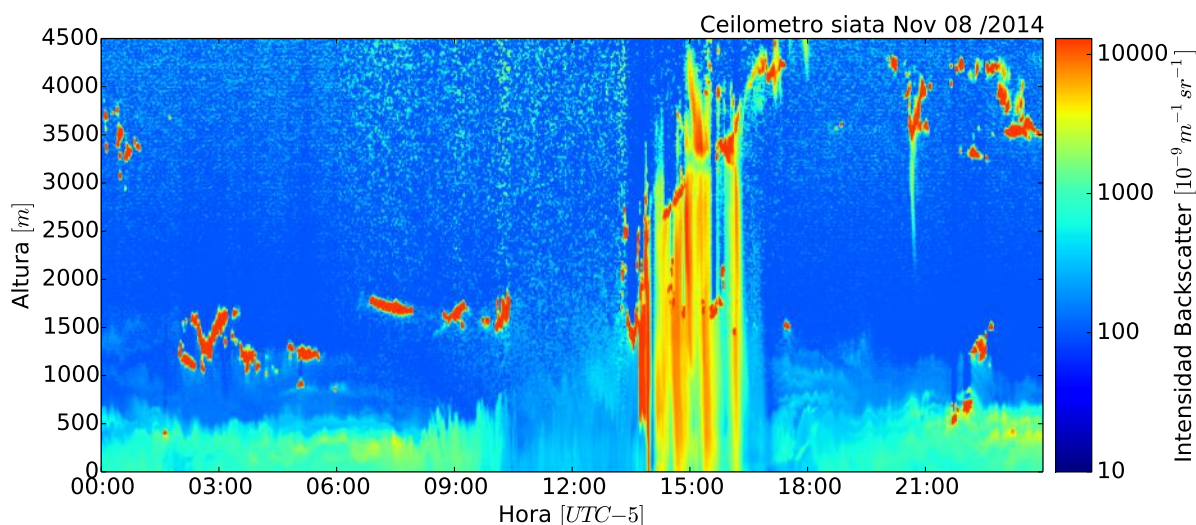


Figura 2.10: Intensidad Backscatter obtenida del ceilómetro Torre SIATA correspondiente al 8 de Noviembre de 2014.

Bajo condiciones despejadas es posible de manera sencilla identificar la estructura de la CLA, sin embargo, en condiciones de alta nubosidad, ausencia de aerosoles, altos contenidos de humedad en la atmósfera entre otros, puede aumentar el grado de dificultad para la estimación de la misma. Existen numerosos métodos para la estimación de la altura de la CLA utilizando los perfiles de retrodispersión de los aerosoles en la atmósfera, análisis

a través de la transformada de ondas (Granados-Munoz et al., 2012; Corredor-Ardoy et al., 2014), gradiente vertical (Münkel et al., 2006), umbral crítico (Hannesdóttir, 2013), el ajuste del perfil idealizado (Muñoz and Undurraga, 2010; van der Kamp and McKendry, 2010; Eresmaa et al., 2012) y máxima varianza. Dos de estos métodos son presentados en esta investigación.

Gradiente mínimo

Uno de los métodos más utilizados para determinar la altura de la CLA es el método del Gradiente, propuesto por Hayden et al. (1997) e implementado por otros autores (Steyn et al., 1999; Muenkel et al., 2004; Emeis et al., 2012; Stachlewska et al., 2012). El método del gradiente mínimo establece que la altura de la capa límite se evidencia como un mínimo en la primera derivada del perfil de intensidad backscatter $\delta\beta/\delta z$. Este método puede ser utilizado para definir el punto que determine la transición entre las capas, sin embargo, también permite identificar derivadas locales que representen la formación de subcapas de aerosol dando información acerca de los procesos que ocurren en la vertical (Emeis et al., 2008; Young, 2013). La ventaja de este método radica en su simplicidad de cálculo numérico, sin embargo, los perfiles de intensidad backscatter no siempre siguen el perfil ideal de la transición entre capas, caracterizado por un solo gradiente marcado. En lugar de esto, la mayoría de los perfiles son complejos y presentan mínimos locales debidos a la acumulación de los contaminantes en una capa débilmente mezclada, a nubes o presencia de humedad en la columna (Martucci et al., 2010). En consecuencia, la selección del gradiente correcto para la estimación de la altura de la capa puede acarrear algunas arbitrariedades o subjetividades dependiendo de la definición establecida de CLA (Eresmaa et al., 2012).

Varianza Máxima

Similar al método del gradiente, el método de la *varianza máxima* utiliza los cambios marcados en el perfil vertical de retrodispersión de las partículas en la atmósfera debido a la transición entre capas. El método asume entonces que el cambio en la concentración de aerosoles de la CLA a la atmósfera libre se traduce en un pico máximo de varianza en el perfil vertical, siendo este punto máximo la altura de la CLA. El método de la varianza conduce igualmente a ambigüedades en las estimaciones debidas a la presencia de capas estratificadas y poco mezcladas. La construcción del perfil de varianza se realiza

calculando, para ventanas de 200 m, la varianza estadística del grupo de datos, a partir de la expresión

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\beta(z_i) - \bar{\beta}(z))^2}{N} \quad (2-5)$$

Donde $\beta(z_i)$ es la intensidad backscatter a la altura z y N es el número de datos tomados en cada intervalo, para este caso 20.

La Figura 2.11 presenta un ejemplo de la aplicación de los métodos del gradiente mínimo y varianza máxima para el perfil backscatter del día 4 de Enero de 2015 promediado en una ventana de 30 minutos entre las 8 -8:30 Hora Local.

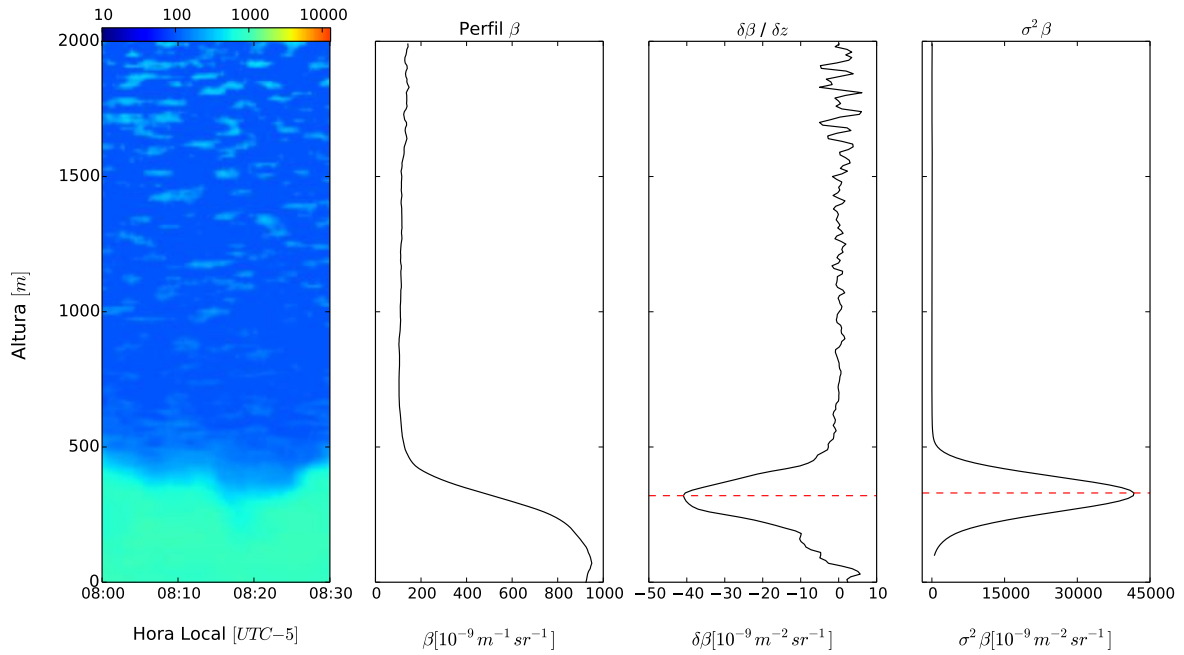


Figura 2.11: De izquierda a derecha: Intensidad backscatter correspondiente al 04 de Julio de 2015 para un periodo entre las 8 - 8:30 Hora Local. Perfil promediado y suavizado correspondiente a la misma ventana de tiempo. Gradiente vertical del perfil usando la Ecuación 2-4; la línea punteada representa la estimación de la capa límite por el método del gradiente mínimo (310 m). Varianza del perfil suavizado para ventanas de 200m aplicando la Ecuación 2-5 (Altura estimada 320m).

Filtrado de nubes

Una de las principales ventajas de los ceilómetros como herramienta de monitoreo de la CLA es su capacidad de operar de manera ininterrumpida bajo cualquier condición climática o estado de la atmósfera. Sin embargo, bajo esta condición, la presencia de hidrometeoros debe ser tomada en cuenta para el análisis de los perfiles. Las gotas de lluvia, gotas de nube, granizo, entre otros, dispersan de una manera mucho más eficaz el haz del ceilómetro (de 100 a 1000 veces más) comparadas con las partículas de aerosol en la atmósfera, atenuando significativamente la señal y generando señales en orden de magnitud mucho mayores a los perfiles típicos en la CLA (Young, 2013). Por esta razón, los perfiles generados por la presencia de nubes o precipitación no representan el estado de los aerosoles en la atmósfera, y hacen que las variaciones debido a la transición entre capas sean casi imperceptibles y los métodos tradicionales detecten una falsa transición ubicada en la base de la nube, tal y como se observa en la Figura 2.12.

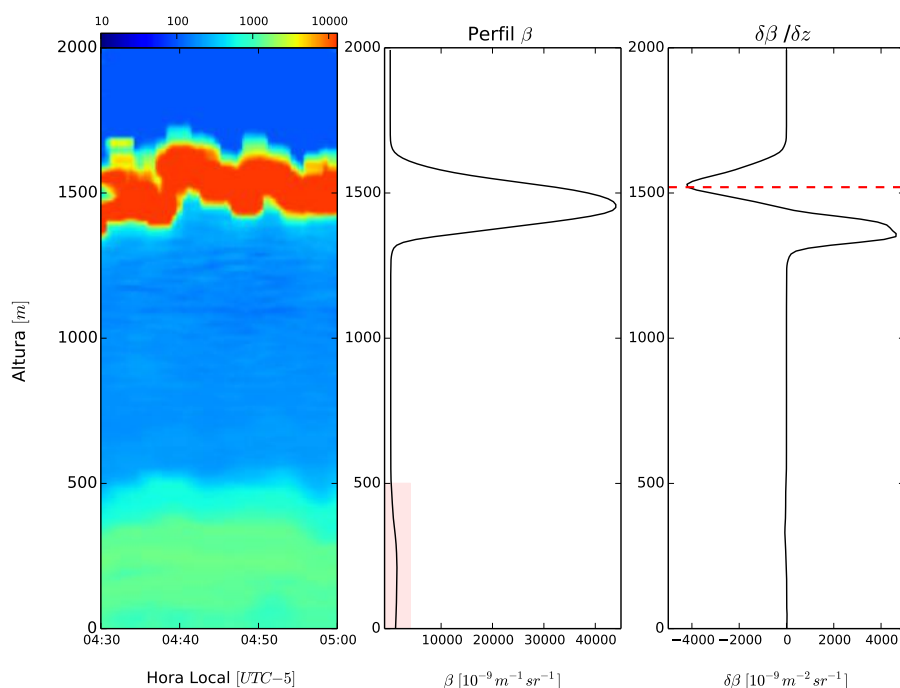


Figura 2.12: De izquierda a derecha: Perfil backscatter 4 de Diciembre de 2014 correspondiente a las 4:30- 5:00 Hora Local. Perfil suavizado y promediado para los 30 min del mismo periodo de tiempo. Gradiente vertical del perfil. La línea punteada representa la estimación de la CLA por el método del gradiente mínimo (1510 m).

En la ventana de tiempo presentada, si bien es posible observar una estructura de la CLA definida asociada al cambio en la concentración de los aerosoles, un valor intensidad backscatter dominante aparece en el perfil promediado aproximadamente a los 1500 m debido a la presencia de una capa de nubes. El recuadro sombreado en la parte inferior de la segunda imagen muestra como se alcanzan a percibir en el perfil las variaciones debidas a la CLA, sin embargo, el gradiente dominante es en orden de magnitud varias veces mayor al generado por la transición de la CLA, y es detectado por el algoritmo como la altura de la CLA. Debido a lo anterior, se plantea el uso de método de filtrado por la presencia nubes en los perfiles promediados para evitar las estimaciones erróneas por parte del algoritmo.

A partir de la experiencia, se establece de manera ad-hoc $1000 [10^{-9}m^{-1}sr^{-1}]$ como el umbral que determina el valor de intensidad backscatter por encima del cual se considera que las variaciones corresponden a la presencia de nubes en el perfil. Cuando una capa de nubes es detectada, se estima el gradiente del perfil y se interpola linealmente entre los puntos donde la derivada llega a un valor muy cercano a cero, eliminando la señal backscatter recibida de las nubes. Por tal razón estos puntos interpolados hacen referencia a la transición entre el gradiente debido a las nubes y a la atmósfera libre. Este es un proceso iterativo debido a que pueden existir varias capas de nubes en el perfil. La Figura 2.13 ilustra el método aquí planteado para el mismo perfil presentado en la Figura 2.12. Luego de usar el filtro se hacen evidentes las variaciones debidas a la estructura de la capa límite, logrando así estimaciones correctas de la CLA.

Filtro de Vecinos

Una vez son obtenidas las series de las estimaciones de la altura de la CLA se plantea el uso de un filtro final para garantizar la coherencia temporal de manera que dicho filtro detecte cambios atípicos en las transiciones de una estimación y la consecutiva. Dichas transiciones se considera no son efecto de fenómenos físicos sino debidas a errores en la estimación. Los errores encontrados con más frecuencia en las series estimadas se atribuyen a la presencia de pequeñas nubes que en el perfil promediado no logran superar el umbral para ser detectadas por el filtro de nubes, sin embargo, dominan la varianza del mismo y cambian su estructura. Otra de las causas frecuentes de error es la aparición de “bordes

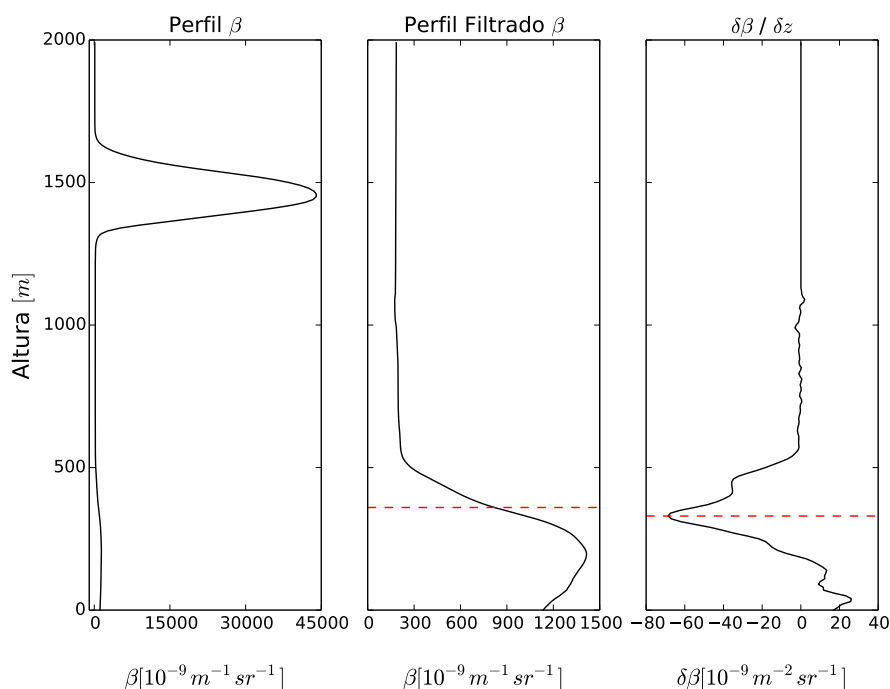


Figura 2.13: De izquierda a derecha: Perfil suavizado y promediado para los 30 minutos correspondiente al 4 de Diciembre de 2014 entre las 4:30 - 5:00 Hora Local. Perfil filtrado para intensidades backscatter mayores a 1000 [$10^{-9} m^{-1} sr^{-1}$]. Implementación del método del gradiente vertical del perfil. La línea punteada representa la estimación de la capa límite para este caso equivale a 410 m.

angulares” en la estructura de los perfiles luego de usar el filtro a las capas de nubes, los cuales generan fuertes gradientes y por lo tanto, estimaciones erróneas de la CLA.

El objetivo del presente filtro es entonces darle coherencia temporal a la serie, tratando de emular el comportamiento físico de la variable para lo cual, una vez detectados los puntos, se reemplazan por el valor resultante de la interpolación entre las estimaciones vecinas.

Radar Perfilados de Vientos y Radiómetro Microondas

El *Número de Richardson* (Ri_b) es un parámetro adimensional implementado en meteorología para estudios relacionados con la turbulencia y es un método frecuentemente utilizado para la estimación de la altura de la CLA. Implementado típicamente usando los perfiles provenientes de los radiosondeos, este método integra variables termodinámicas y

físicas para establecer un umbral crítico en donde el flujo turbulento debido a la dinámica de la capa de mezcla pasa a ser laminar en la atmósfera libre (Stull, 1988; Granados-Munoz et al., 2012).

La estimación de la altura de la CLA implementando el método de Richardson se basa en la suposición de que existe un umbral crítico ó Ri_{bc} donde se establece que un movimiento ligeramente turbulento permanecerá como tal si la relación representada por Ri_b correspondiente a este, es menor que Ri_{bc} , y tenderá a decaer en caso de ser mayor (Eresmaa et al., 2006; Schween et al., 2014; Chandra et al., 2014). Aún existe un debate alrededor del establecimiento del valor del Ri_{bc} adecuado, al igual que la influencia de la resolución vertical de los perfiles a la hora de implementar el método (Seibert et al., 2000), sin embargo, ciertos valores son usados de manera recurrente en diferentes estudios; uno de ellos, el cual será implementado en el presente estudio y sugiere Stull (1988) como el umbral en el cual el flujo turbulento se convierte en laminar es $Ri_{bc} = Ri_T = 1$

El valor de Ri_b para un nivel z , está determinado por la siguiente expresión.

$$Ri_b(z) = \frac{g}{\theta_s} \frac{(\theta(z) - \theta_s)}{(u(z)^2 + v(z)^2)} z \quad (2-6)$$

Donde θ_s es la Temperatura Potencial del aire para un valor de referencia cerca de la superficie, $\theta(z)$ la Temperatura Potencial, $u(z)$ y $v(z)$ las componentes del viento de la parcela evaluada.

El método de Richardson es implementado típicamente a las mediciones provenientes de radiosondeos debido entre otras razones, a que es posible obtener todas las variables requeridas a partir de un solo instrumento, sin embargo como se discute en apartes previos de este documento, la frecuencia con la que se obtienen los datos no es representativa para llevar a cabo estudios de las variaciones y estructura de la CLA. Teniendo en cuenta lo anterior y conociendo de antemano las ventajas de la implementación de los sensores remotos en el estudio de las dinámicas atmosféricas, se busca integrar las mediciones de las componentes de viento obtenidas del RWP y los perfiles de temperatura del MWR para hacer las estimaciones a partir del método de Richardson, resultando en estimaciones con mejor resolución temporal y mayor extensión del registro. Los resultados permiten evaluar

además, teniendo en cuenta que la distancia entre los dos sensores es aproximadamente 3 km, la representatividad espacial que tienen las mediciones de ambos instrumentos.

Con respecto al procesamiento de los datos, inicialmente es necesario llevar los perfiles a la misma resolución tanto espacial como temporal. El sensor con menor resolución condiciona los periodos y niveles de análisis, para este caso en particular con mediciones cada 5 minutos y resolución vertical cerca de la superficie de 60 m, el RWP es quien determina la resolución mínima. De acuerdo con lo anterior los perfiles de temperatura del MWR son promediados en periodos de 5 minutos y 1 hora e interpolados linealmente a los niveles establecidos por la resolución del RWP. De esta manera, los perfiles resultantes cuentan con una resolución vertical variable en intervalos de 60 m desde 77 m hasta los 2400 m y 72 m desde 2500 m hasta 8000 m en condiciones óptimas. La temperatura potencial, requerida para las estimaciones del Ri_b , es derivada a partir de los perfiles de temperatura y la estimación de la presión atmosférica para los niveles requeridos, usando la ecuación de la atmósfera estándar.

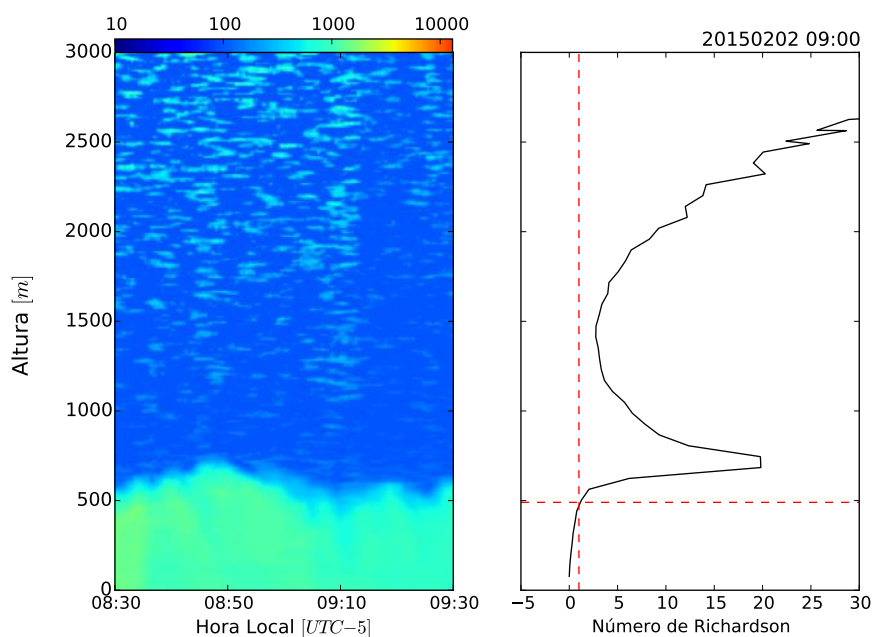


Figura 2.14: De izquierda a derecha: Intensidad backscatter correspondiente al 1 de Febrero de 2015 para un periodo entre las 8:30 - 9:30 Hora Local. Estimación de la altura de la CLA para el día 1 de Febrero de 2015 a las 8:00 Hora Local, a partir del método de Richardson integrando las mediciones de los sensores remotos RWP y MWR.

La Figura 2.14 muestra el perfil generado a partir de los Ri_b calculados para cada nivel

y la estimación correspondiente usando un $Ri_{bc} = 1$ para el día 1 de Febrero de 2015 a las 8:00 Hora Local. Se presenta de igual forma la imagen del ceilómetro que representa el estado de la atmósfera por un periodo de 1 hora alrededor de la estimación.

2.6. Resultados

Los resultados presentados a lo largo de esta sección han sido seleccionados para evaluar desde algunos ejemplos el desempeño de los métodos implementados y la capacidad de los diferentes instrumentos de medición para caracterizar la CLA bajo diferentes condiciones de la atmósfera local. El objetivo final es establecer, a partir de dichas observaciones, cual o cuales variables logran captar con mayor grado de detalle la variabilidad de la dinámica y estructura de la CLA en el valle de Aburrá.

Radiosondeos

Los días durante los cuales se llevaron a cabo las campañas de radiosondeos se caracterizaron por presentar, en su mayoría, altos contenidos de humedad en la atmósfera, nubosidad casi permanente y algunos eventos de precipitación particularmente en las horas de la madrugada. Se pretendía inicialmente que las campañas se realizaran en periodos representativos de las tres temporadas características del año, seca, transición y lluvia, sin embargo, en algunos casos la alta variabilidad meteorológica en la región alteraron las condiciones climáticas típicas durante estos días.

Cuatro diferentes estimaciones de la altura de la CLA fueron obtenidas a partir de la implementación de los métodos descritos previamente. En algunas ocasiones las alturas estimadas a partir de los cuatro métodos son consistentes entre si y representan de manera adecuada lo observado a partir de los ceilómetros, como es el caso del radiosondeo del día 29 de Enero de 2015 a las 9:00 Hora Local (ver Figura 2.15). Para este caso los tres métodos basados en en gradientes y el método de la parcela indican alturas que difieren en menos de 20 m. Adicionalmente, de la Figura puede inferirse que los métodos basados en gradientes responden de manera adecuada a la presencia de nubes, logrando restringir su análisis de acuerdo al límite establecido por el filtro.

Casos contrarios al expuesto anteriormente, en donde todos los métodos difieren signi-

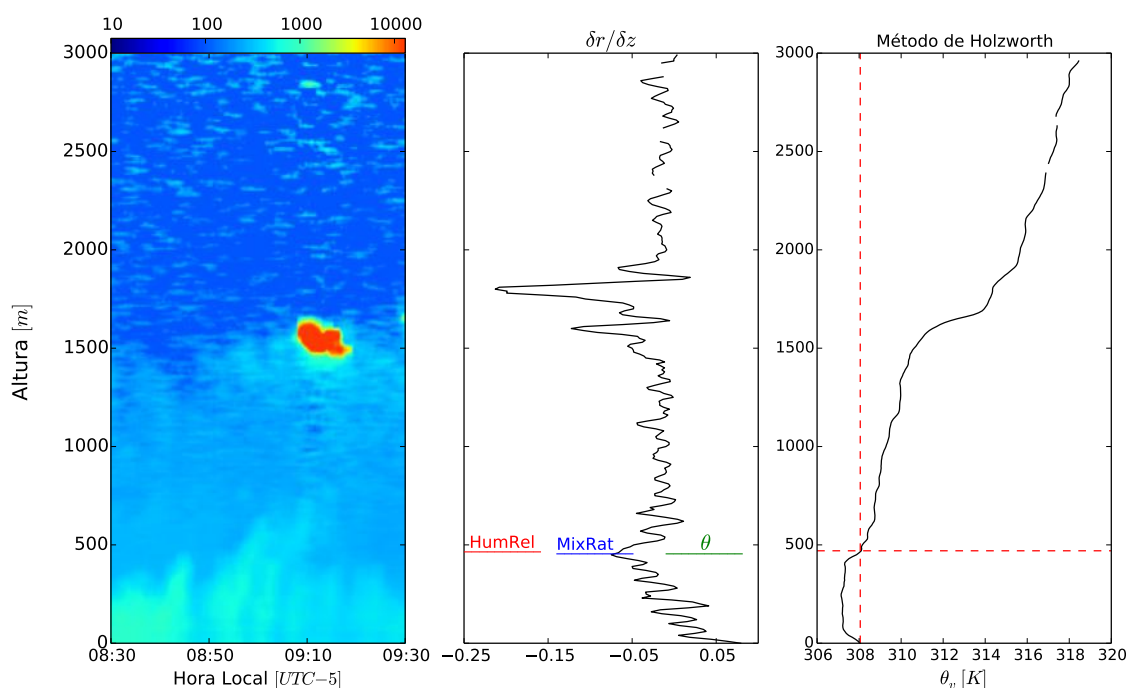


Figura 2.15: De izquierda a derecha: Intensidad backscatter correspondiente al 29 de Enero de 2015 para un periodo entre las 8:30 - 9:30 Hora Local. Gradiente del perfil de humedad relativa sobre el cual se presentan las estimaciones de la altura de la CLA a partir de los 3 métodos del gradiente. Perfil de temperatura potencial (θ) [K] y la estimación a partir del método de la parcela.

ficativamente unos de otros se presentan con cierta frecuencia en las series estimadas. Es el caso de radiosondeo correspondiente al 4 de Mayo de 2015 a las 12:00 Hora Local (ver 2.16), en donde las alturas estimadas varían desde los 120 m para el método del gradiente usado en el perfil de la relación de mezcla r , hasta los 2000 m para la humedad relativa, mencionando además que ningún par de métodos coincide en sus resultados. De igual manera, el ceilómetro no brinda mucha información debido a la baja concentraciones de aerosoles para este periodo de tiempo en particular.

Tal y como se menciona en apartados previos de este documento, no existe un método unificado y preciso para estimar la altura de la CLA y debido a esto en casos como el anterior, en donde todas las estimaciones resultan en valores diferentes y significativamente alejados unos de otros, es importante establecer que ningún método cuenta con prelación para establecer la altura aproximada de la CLA y por lo tanto no hay un punto de referencia mediante el cual sea posible calcular el error de las estimaciones.

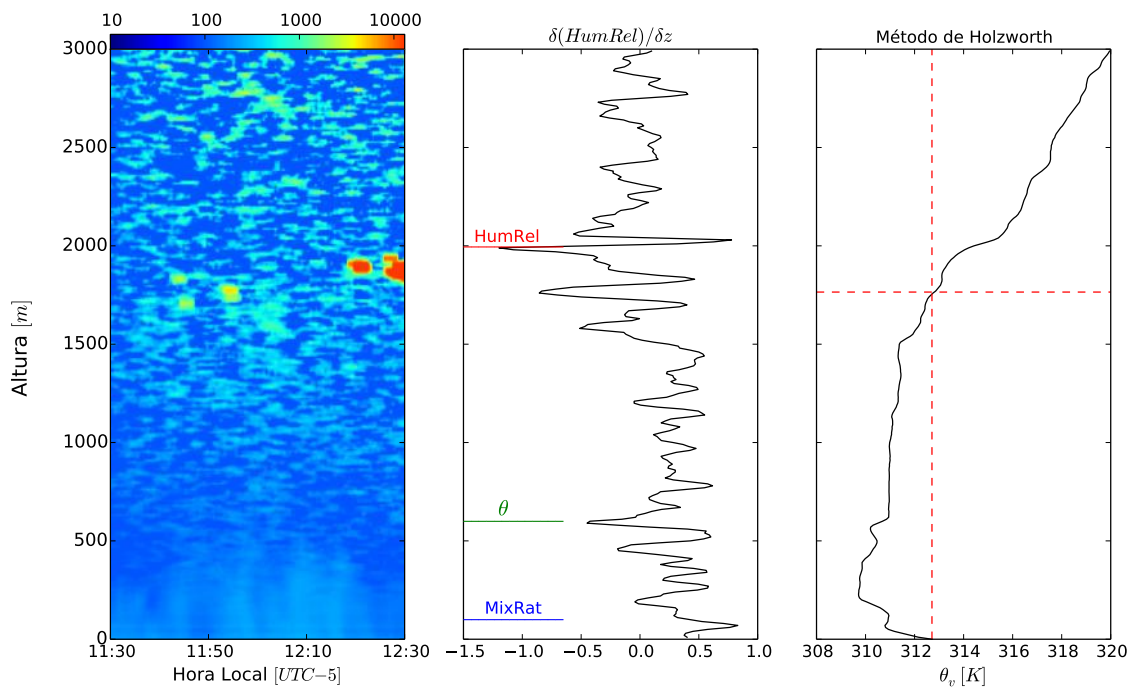


Figura 2.16: De izquierda a derecha: Intensidad backscatter correspondiente al 04 de Mayo de 2015 para un periodo entre las 11:30 - 12:30 Hora Local. Gradiente del perfil de humedad relativa [%] sobre el cual se presentan las estimaciones de la altura de la CLA a partir de los 3 métodos del gradiente. Perfil de temperatura potencial (θ) [K] y la estimación a partir del método de la parcela.

En general los tres métodos basados en gradientes son consistentes entre sí, donde en 64% de los casos presentan diferencias de menos de 150 m entre las estimaciones. Una vez se adiciona el método de la parcela a este análisis, los casos coincidentes se reducen drásticamente a solo el 33% bajo la restricción del mismo umbral. El método de la parcela es altamente dependiente de los valores en superficie; muchos factores incluyendo la precisión y desempeño del sensor pueden afectar las mediciones, adicionando un alto grado de incertidumbre en las estimaciones. Con el fin de ilustrar el desempeño conjunto de los métodos, en la Figura 2.17 se presenta la mediana de cada una de la series estimada para cada hora de lanzamiento durante toda la campaña.

El estado de la atmósfera tiene una influencia importante en el desempeño de las estimaciones. Bajo atmósferas predominantemente estables, como es el caso de los perfiles obtenidos a las 9:00 o a las 21:00 Hora Local, los cuatro métodos tienen un desempeño

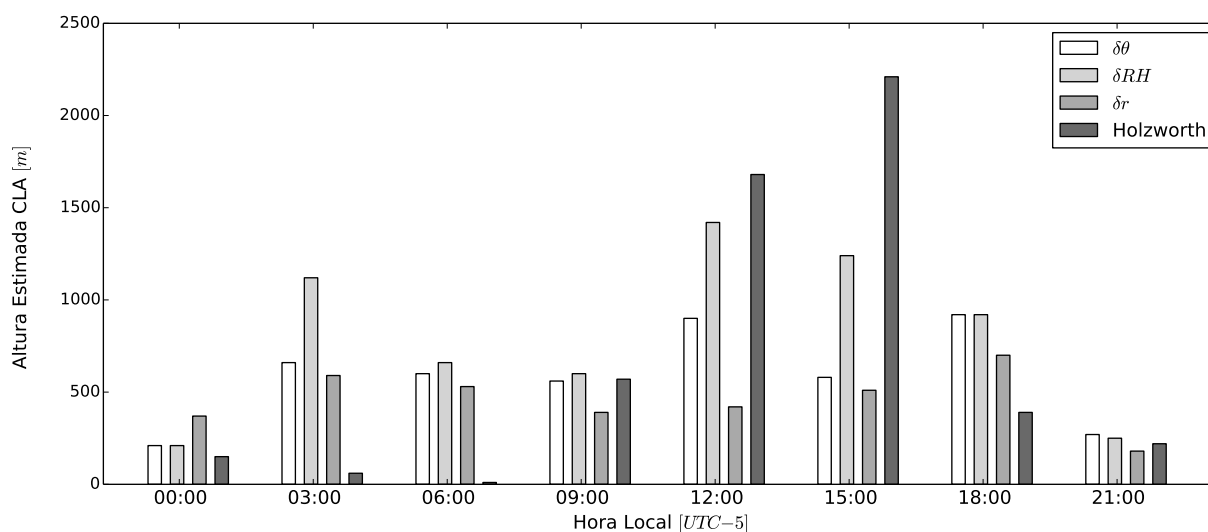


Figura 2.17: Medianas de las series estimadas de altura de CLA para cada uno de los métodos en función de la hora de lanzamiento durante las tres campañas de radiosondeos

similar con estimaciones comparables. Caso contrario ocurre ante atmósferas inestables y altamente convectivas, en donde las estimaciones varían significativamente unas de otras. El método de la parcela presenta limitaciones importantes cuando no existen gradientes pronunciados entre la temperatura de la superficie y los primeros metros de la atmósfera, explícitamente para los radiosondeos realizados entre a las 3:00 y a las 6:00 Hora Local, en donde el 73% de las estimaciones no superan los 100 m de altura.

Sensibilidad a la resolución vertical en el análisis de los radiosondeos

Los procesos en la baja tropósfera se caracterizan por ser altamente variables en el tiempo y en el espacio. Altas resoluciones, como la ofrecida por las radiosondas, permiten capturar en detalle la dinámica en la microescala. Relacionado a lo anterior existe aun un debate acerca de, si el uso de los datos de alta resolución en la caracterización de la altura de la CLA, adiciona al análisis más información de la necesaria, haciendo que en algunas ocasiones se resalten ciertas características que no son relevantes y que incluso alcancen a opacar información importante. En esta sección se realiza un análisis de la influencia del cambio de la resolución vertical en los perfiles de los radiosondeos en las estimaciones de la altura de la CLA, basados en los resultados de la sección anterior.

Archivos con un nivel adicional de procesamiento son entregados como producto del

software de las radiosondas iMet-1. Diferentes niveles son reportados por cada archivo; aquellos considerados para el presente análisis como perfiles de Resolución media están conformados por datos en intervalos fijos de 10 s y una resolución vertical variable. Por su parte, los datos de Resolución baja son reportados en intervalos espaciales regulares de 200 m en la vertical. Para estos nuevos perfiles se implementan las mismas metodologías para estimar las alturas de CLA que con los datos de alta resolución.

La Figura 2.18 presenta los resultados obtenidos luego de implementar los cuatro métodos de estimación a las tres resoluciones reportadas, para el radiosondeo del día 2 de Febrero de 2015 a las 9:00 Hora Local. De acuerdo con lo observado, el método basado en gradiente (ver Figura 2.18b) se ve afectado por la reducción en los niveles de información, sin embargo, las estimaciones permanecen dentro de un rango aceptable de error, especialmente la estimación usando el perfil de resolución media comparado con el de alta resolución.

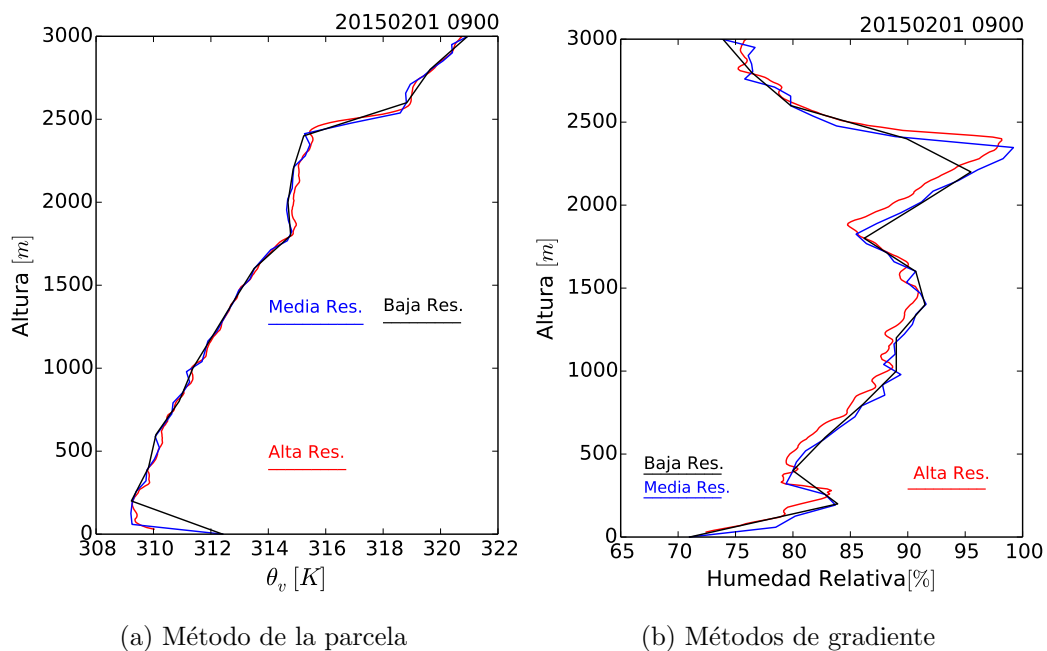


Figura 2.18: Efecto de la resolución vertical en las altura de CLA para el radiosondeo del 1 de Febrero de 2015. Resolución alta, media y baja (Curvas roja, azul y negra respectivamente) de temperatura potencial θ_v [K] (Izquierda) y humedad relativa [%] (Derecha). Se presentan las alturas estimadas obtenidas para las tres diferentes resoluciones.

Por su parte, el método de la parcela muestra que es altamente sensible a estas variacio-

nes, teniendo en cuenta que el dato en superficie reportado para los perfiles de resolución media y baja es muy superior en magnitud al del perfil de alta resolución, las estimaciones difieren significativamente unas de otras.

Con el objetivo de generalizar los resultados y concluir para cada uno de los métodos implementados, se presentan en la Figura 2.19 la comparación de los resultados obtenidos en barras que representan los cuartiles 25, 50 y 75 de las series para cada hora analizada. En general se obtienen alturas de CLA menores con los datos de alta resolución, característica más evidente y que se cumple para todos los periodos de tiempo en el método de la parcela. Este método se basa en la búsqueda del primer valor de θ_v que sea igual al valor en superficie, esta condición es más probable encontrarla más cerca de la superficie cuando un mayor número de niveles de datos está disponible (Seidel et al., 2010).

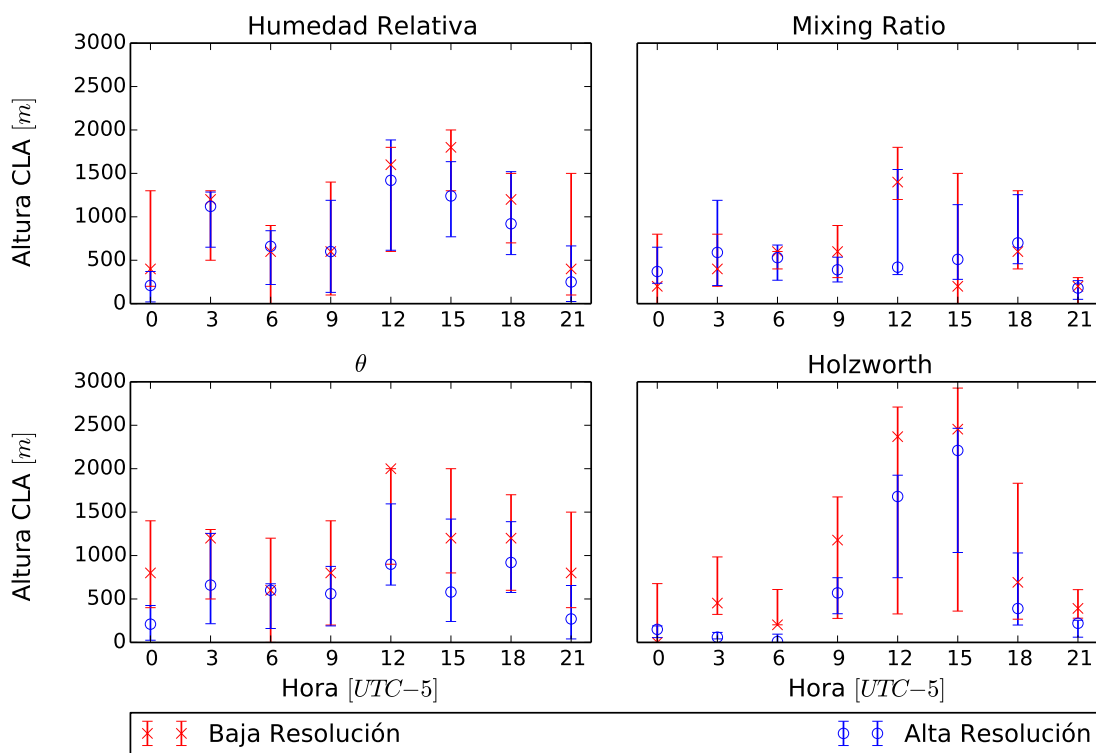


Figura 2.19: Comparación de los percentiles 25, 50 y 75 de los valores de altura de CLA obtenidos de los perfiles de alta (azul) y baja (roja) resolución vertical. Cada cuadro presenta los resultados obtenidos para cada uno de los métodos

Ceilómetros

Las series de altura de CLA fueron estimadas para todo el periodo de registro de los 3 ceilómetros de la red. Teniendo en cuenta que según lo establecido por Stull (1988), la capa límite presenta variaciones dentro de periodos de tiempo de 1 Hora, se considera que realizar estimaciones en promedios de 30 minutos, brinda información con el grado de detalle necesario para los estudios relacionados con la calidad del aire, evitando introducir el ruido en las series característico de las estimaciones con mayor resolución.

La Figura 2.20 representa los perfiles obtenidos a partir del método del gradiente y su correspondencia con los perfiles de retrodispersión entregada por el ceilómetro para 4 ventanas de 30 minutos dentro de un periodo total de 4 horas y media para el día 02 de Febrero de 2015. Una capa residual de bajo espesor hace presencia en las primeras horas de la mañana, entre las 6:00 y las 8:00 Hora Local, haciendo que el gradiente presente un mínimo local pronunciado, sin embargo, la transición de la capa estable a la atmósfera libre sigue representada por un mínimo global en el perfil, haciendo la altura de la CLA aún fácilmente identificable. En función del aumento de la temperatura en superficie, el mezclado e interacción entre las variables se intensifica y como consecuencia la estratificación entre capas desaparece, lo que resulta en un único mínimo en el gradiente del perfil.

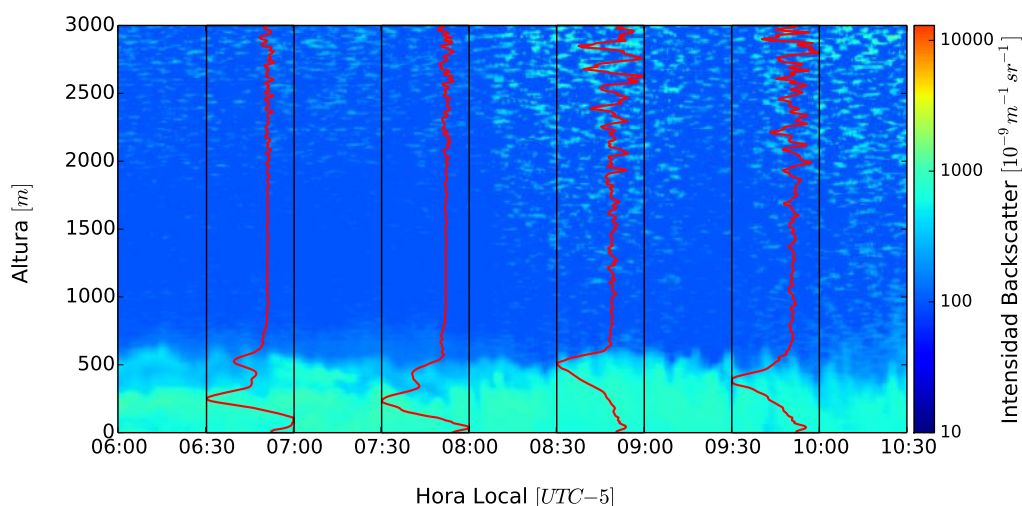


Figura 2.20: Serie de perfiles de intensidad backscatter para el periodo entre las 6:00 - 10:30 Hora Local. Las líneas rojas representan el gradiente del perfil promediado cada 30 min

Luego de hacer un análisis similar, implementando los dos métodos presentados previamente (Gradiente mínimo y Varianza máxima) se obtienen dos series de alturas de CLA estimadas para perfiles promediados cada 30 minutos de todo el registro de cada uno de los ceilómetros. La Figura 2.21 presenta las alturas de CLA obtenidas para la intensidad backscatter registrada por el ceilómetro de la Torre SIATA el día 2 de Febrero de 2015 (Superior), un día sin precipitación con presencia de algunos sistemas de nubes aislados a lo largo del día. Asimismo, se presentan las estimaciones para el día 31 de Diciembre de 2014 a los perfiles entregado por el ceilómetro del AMVA; la imagen muestra un pequeño evento de precipitación en la madrugada y capas de nubes presentes durante la mayor parte del día. Las estrellas de color rojo representan las estimaciones realizadas a partir del método del gradiente mínimo, los círculos las estimaciones resultado de la implementación del método de varianza máxima.

Ante la presencia de atmósferas estables, en donde la concentración de aerosoles es mayor, las estimaciones obtenidas de ambos métodos presentan una alta correspondencia, esto responde a que los perfiles analizados presentan estructuras definidas con transiciones fácilmente estimables. En el momento en el que la capa convectiva comienza a desarrollarse debido al rompimiento de la estabilidad, la cantidad de aerosoles dentro de esta disminuye abruptamente y como consecuencia su desempeño como trazadores se reduce significativamente; las estimaciones comienzan a diverger de un método a otro y no es posible a partir de una inspección visual de la imagen del ceilómetro, determinar cual de los dos métodos acierta en las estimaciones. Este comportamiento es recurrente a lo largo de toda la serie estimada, tal y como se observa en la Figura 2.22, donde se presenta un diagrama Cuantil -Cuantil (Izquierda), al igual que los ciclos diurnos construidos para cada una de las series (Derecha).

Explicando el comportamiento descrito previamente, los primeros cuantiles de ambos métodos (ver Figura 2.22a), que representan alturas de CLA bajas (menores a 500m) y sugieren estimaciones realizadas bajo condiciones de estabilidad atmosférica presentan valores muy cercanos a la línea de ajuste ideal demostrando correspondencia entre los métodos para estas periodos en particular. A medida que el valor de las alturas estimadas aumenta, la correspondencia entre los métodos comienza a disminuir y de esta manera los cuantiles comienzan a alejarse. Se observa además que método del gradiente mínimo,

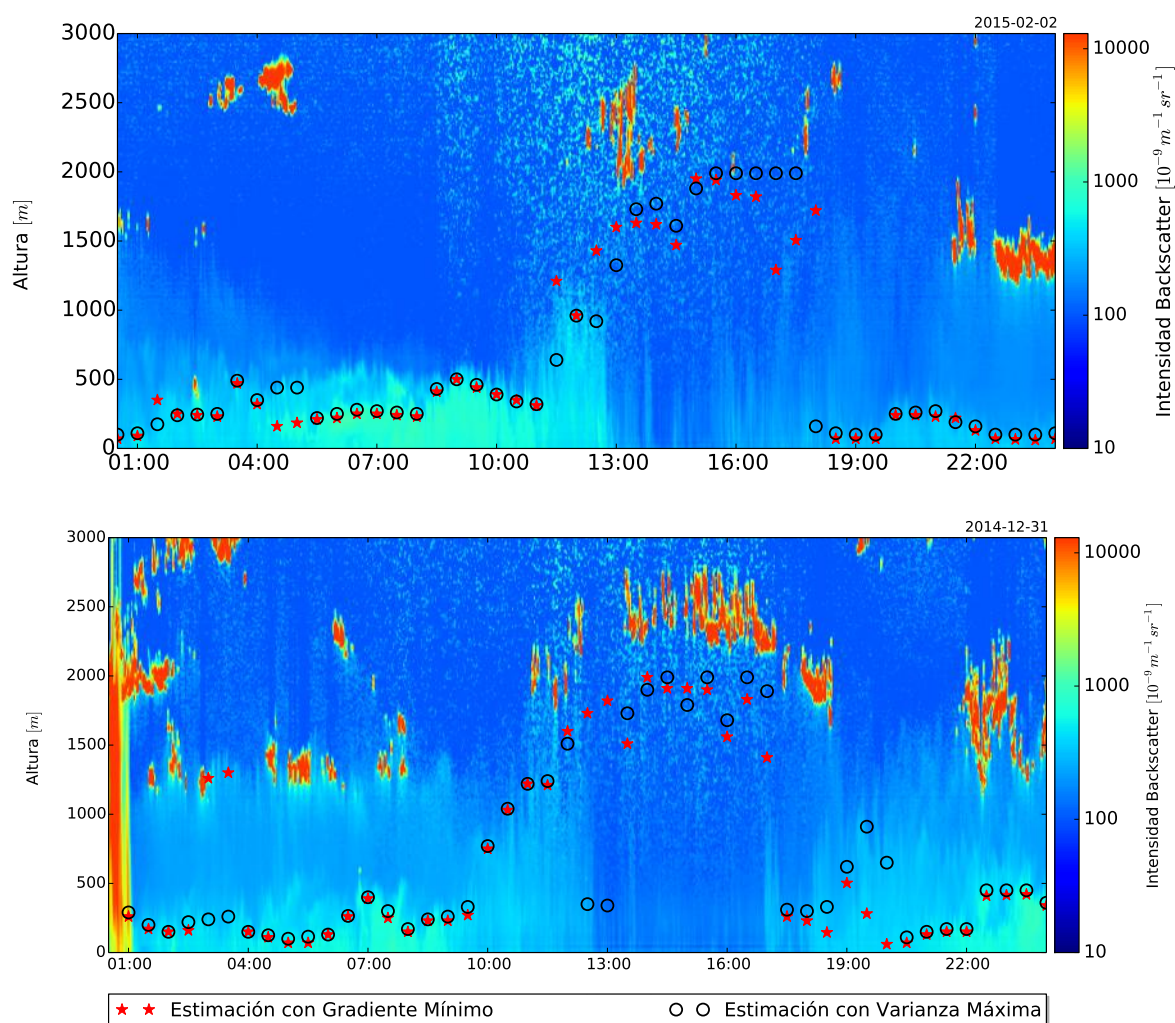


Figura 2.21: Superior: Estimación de la altura de la CLA para el ceilómetro de la Torre Siata el día 2 de Febrero de 2015. Inferior: Estimación de la altura de la CLA para el ceilómetro de la Torre Siata el día 31 de Diciembre de 2014. Las estrellas de color rojo representan las estimaciones realizadas a partir del método del gradiente mínimo, los círculos a las estimaciones resultado de la implementación del método de varianza máxima

resulta en alturas muy superiores para las capas que tienden a ser inestables, con alturas estimadas mayores a 500 m. Esta información es validada además por la estructura de los ciclos diurnos (ver Figura2.22b), en donde se observa claramente que una vez la altura de la capa comienza a aumentar, los métodos comienzan a diverger, siendo el método del gradiente el que entrega alturas de capa mayores.

Se observa una diferencia fundamental entre los métodos y es el punto estimado de

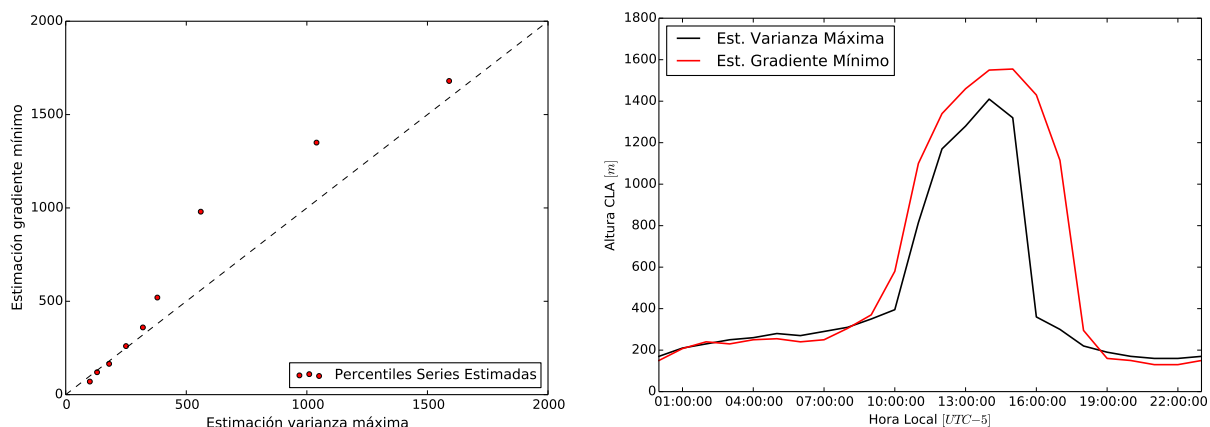


Figura 2.22: Comparación entre métodos de estimación de altura de CLA para los datos de intensidad backscatter a partir de un diagrama Cuantil - Cuantil (Izquierda) y los ciclos diurnos de las series estimadas (Derecha)

transición desde la capa convectiva a la capa nocturna. Esta transición, como se establece previamente, está fuertemente influenciada por la disminución de la radiación solar en la superficie, que ocasiona que la convección y por tanto la mezcla disminuyan, haciendo que la atmósfera paulatinamente retorne a condiciones estables. De acuerdo con el método de la varianza, esta transición se ha dado completamente a las 16:00 Hora Local, por su parte el método del gradiente, suaviza y extiende esta transición hasta las 18:30 Hora Local. Puede considerarse este último método más consecuente de acuerdo con la dinámica de la temperatura en superficie.

Método de Richardson

El método del número de Richardson fue implementado para dos resoluciones temporales diferentes 5 minutos y 1 hora, que corresponden a las resoluciones entregadas por el RWP. Una serie de alturas de CLA fue obtenida para cada una de las resoluciones para un periodo de tiempo entre Enero y Julio del 2015. A continuación se presentan algunos de los resultados obtenidos y su validación a partir de las señales de intensidad backscatter reportadas por el ceilómetro ubicado en las instalaciones del RWP.

En la Figura 2.23 se presentan las altura de CLA obtenidas para el día 19 de Junio de 2015 con la mayor resolución temporal reportada, correspondiente a 5 minutos. De fondo,

la imagen registrada por el ceilómetro para el mismo periodo de tiempo.

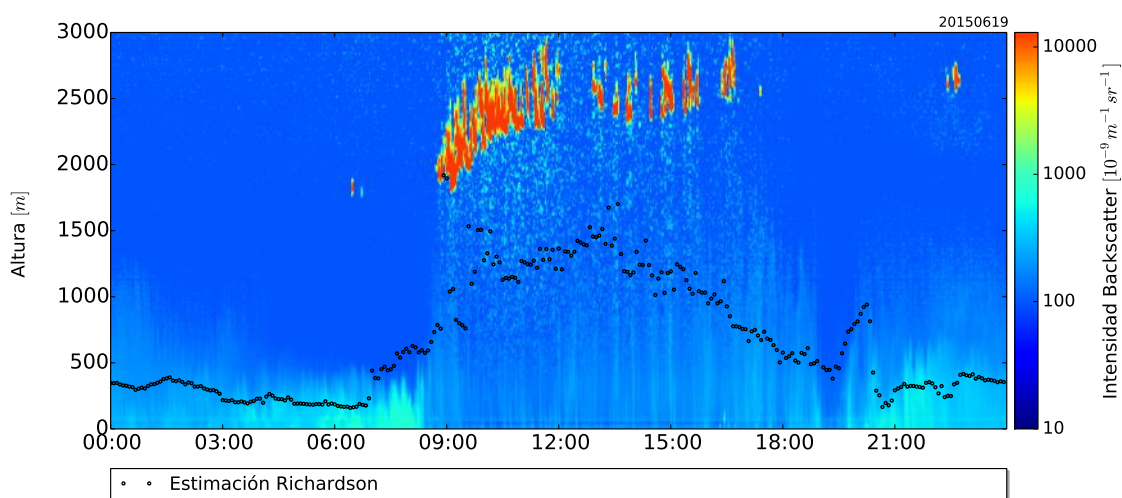


Figura 2.23: Estimaciones de altura de CLA obtenidas a partir de la integración del RWP y el MWR usando el método de Richardson para el día 19 de Junio de 2015, con resoluciones de 5 Minutos.

Las estimaciones logran reproducir de manera satisfactoria el evolución diurna de la capa límite para este caso en particular. Sin embargo, se observa que la sensibilidad del método a las variaciones de la estructura de la CLA en menor escala es baja, lo cual puede atribuirse a la resolución vertical de los perfiles analizados, que es 6 veces menor comparada con la reportada por el ceilómetro. Teniendo en cuenta que, como se menciona previamente, ambos sensores se encuentran a un poco más de 3 km de distancia uno del otro, los resultados son muy satisfactorios y comparables con las estimaciones obtenidas de la implementación de los algoritmos para los perfiles backscatter.

Una comparación entre los resultados obtenidos por el método de Richardson y los métodos basados en perfiles de intensidad backscatter se presenta en la Figura 2.24. Mayor grado de correspondencia se evidencia en la comparación del método de Richardson con el método de la varianza máxima (Derecha), en donde se observa los primeros siete cuantiles casi sobrepuestos a la línea de ajuste ideal. Por su parte, para el método del gradiente, si bien se obtienen de igual manera estimaciones cercanas, el método de Richardson para los primeros cuantiles resulta en alturas de CLA un poco mayores. El comportamiento observado para los cuantiles superiores corresponde a lo expuesto hasta ahora, en donde se

establece que una vez las alturas de CLA comienzan a aumentar debido a la inestabilidad los métodos comienzan a diverger unos de otros, respondiendo a dinámicas altamente variables en cortos periodos de tiempo.

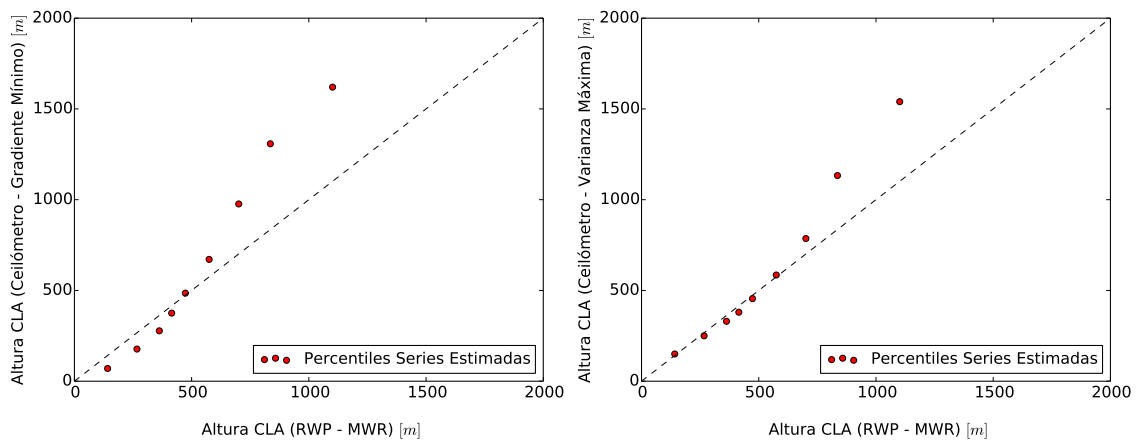


Figura 2.24: Comparación del método de Richardson y los métodos basados en perfiles backscatter, gradiente mínimo (Izquierda) y varianza máxima (Derecha) a partir de diagramas cuantil - cuantil de las series de CLA estimadas

Si bien este comportamiento es recurrente en todas las series estimadas, las variaciones reportadas por el método de Richardson son mucho menores a lo largo de toda la serie. En la Figura 2.25 se presentan los ciclos diurnos construidos a partir de las medianas de las alturas de CLA obtenidas con el método del gradiente usado en los perfiles backscatter del ceilómetro (Izquierda) y el método de Richardson a los perfiles de componentes del viento y temperatura potencial del RWP y el MWR (Derecha). La banda sombreada representa el área entre los cuartiles 25 y 75 de las series. Finalmente, las líneas punteadas delimitan los percentiles 10 y 90.

Los ciclos diurnos muestran una correspondencia en las horas donde ocurren las transiciones más no en la magnitud de las mismas, las estimaciones con RWP y MWR presentan transiciones más suaves y menor varianza en la serie. Mientras que el rango intercuartil (IQR) de la serie estimada con el método el gradiente es 1130 m, para la serie RWP es de 432 m, lo cual representa una diferencia muy significativa. Sin embargo, este comportamiento no puede atribuirse enteramente al desempeño del método, sino en gran proporción a la resolución vertical, mientras que los perfiles de backscatter cuentan con 200 niveles de información en los primeros 2000 m en la vertical, los perfiles de viento y temperatura

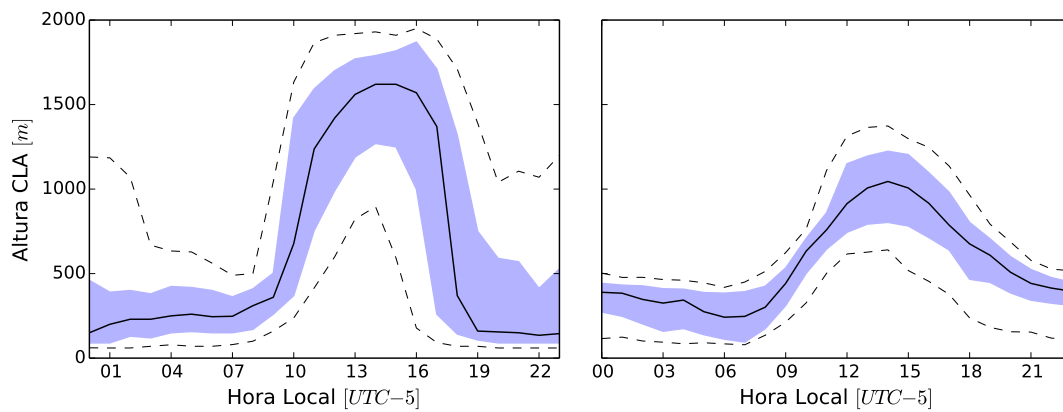


Figura 2.25: Ciclos diarios construidos de la altura de CLA obtenidas con el método del gradiente para los perfiles del ceilómetro (Izquierda) y el método de Richardson a los perfiles de componentes del viento y temperatura potencial del RWP y el MWR (Derecha). La banda sombreada representa el área entre los cuartiles 25 y 75 de las series. Las líneas punteadas delimitan los percentiles 10 y 90

potencial solo reportan datos para 34 alturas diferentes.

Capítulo 3

Evolución temporal de la Capa Límite Atmosférica en el valle de Aburrá

La interacción entre la dinámica de diferentes procesos dinámicos y termodinámicos y su variabilidad intrínseca en el tiempo y en el espacio resultan en los diferentes fenómenos meteorológicos y climáticos que tienen lugar en la atmósfera de una región. La variación en múltiples escalas temporales es típica de los procesos meteorológicos y es modulada en gran proporción por la influencia de los movimientos de rotación y traslación de la tierra, traducidos en la cantidad de radiación incidente sobre la superficie. En algunos casos, dinámicas de origen antrópico también juegan un papel determinante en la variabilidad de los fenómenos atmosféricos, como es el caso de la emisión de contaminantes en superficie, que sumado a otras variables, determina el estado de la calidad del aire en un lugar específico.

Las variaciones en la estructura de la Capa Límite Atmosférica (CLA) son el resultado de la interacción entre los fenómenos en superficie debidos a la influencia antrópica como modificación en los usos del suelo y tasas de emisión, y los procesos meteorológicos a diferentes escalas espaciales y temporales. La identificación de los patrones de variación de la CLA permite establecer la influencia que tienen los fenómenos a escala local tales como el régimen de vientos, tasa y distribución de las emisiones y variaciones a diferentes escalas temporales de variables termodinámicas, en su estructura.

Estudios previos realizados en latitudes extratropicales evidencian la influencia de la

variación intraestacional en la altura de la CLA, demostrando que durante la época de invierno boreal, especialmente en el mes de Enero, los máximos de la altura de la CLA alcanzan o están cerca de sus valores mínimos con respecto a las demás estaciones. Por su parte en primavera boreal, durante los meses de Abril y Mayo se detectan los valores máximos en la altura de la CLA (Lokoshchenko, 2002; van der Kamp and McKendry, 2010; Sawyer and Li, 2013; Zhang et al., 2014). La ausencia de estaciones, altos contenidos de humedad en la atmósfera y la dinámica de los procesos de convección característicos de latitudes tropicales, sumados a la topografía de la zona, suponen dinámicas particulares en la evolución de la CLA sobre regiones como el Valle de Aburrá. En el presente capítulo se desarrolla un análisis temporal de las series de altura de CLA implementando técnicas de análisis espectral y la estimación de ciclos, con el fin de establecer que variables son las más representativas y modulan la evolución de la estructura de la CLA en el Valle de Aburrá.

3.1. Análisis espectral

Cualquier proceso físico puede representarse de acuerdo a sus variaciones tanto en el dominio del tiempo como en el dominio de la frecuencia; ambas representaciones dan información de la manera como oscila la serie en periodos recurrentes a lo largo del tiempo. El análisis espectral usando el método de la *Transformada de Fourier* permite localizar las frecuencias más significativas en las que oscila una serie de tiempo, proporcionando herramientas que permiten determinar la influencia de diferentes fenómenos que a mayor o menor escala modulan el comportamiento de la misma.

En esta sección, la transformada de Fourier se calcula para la serie de altura de CLA estimada por el método de la varianza máxima en el Capítulo 2, al igual que para la serie de intensidad backscatter medida a 30 m. Teniendo en cuenta además que el registro más extenso corresponde al ceilómetro ubicado en la Torre Siata, se selecciona este para el análisis debido a que mayor cantidad de datos permite la identificación de patrones temporales con mayor robustez, en caso de existir. En la Figura 3.1 se presenta la serie estimada de altura de CLA por el método de la varianza máxima, en la cual también se incluye su media móvil con una ventana de 24 horas con el objetivo de hacer más clara la variabilidad entre los diferentes días.

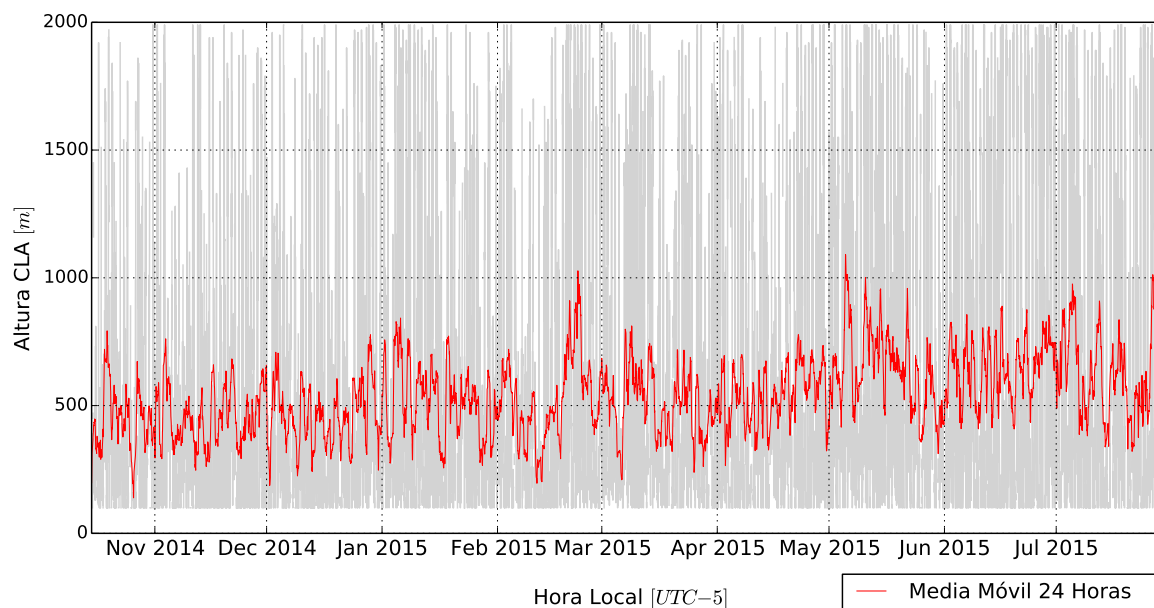


Figura 3.1: Serie de altura de CLA estimada aplicando el método de varianza máxima para el ceilómetro de la Torre Siata en el periodo comprendido entre el 15 de Octubre de 2014 y el 30 de Julio de 2015. La línea roja representa la serie luego de aplicar una media móvil de 24 horas.

La Figura 3.2 presenta, en función de su periodo, el espectro de la serie de la Figura 3.1 obtenido usando la transformada de Fourier. La Figura 3.2a presenta el espectro para los periodos inferiores a 30 horas, en el cual se evidencia con claridad la presencia de tres picos dominantes correspondientes a periodos de 24, 12 y 8 horas. La presencia de estos periodos en el espectro representa la variabilidad de la serie debida al marcado ciclo diurno (24 horas) y sus armónicos asociados (8 y 12 horas). El ciclo diurno es una componente frecuencial dominante en los espectros de todas las variables hidroclimáticas, debido a la influencia de la radiación solar incidente en la superficie. Con respecto a la porción restante del espectro, para periodos mayores de 30 horas (ver Figura 3.2b), no parece sobresalir ningún periodo adicional que explique gran porcentaje de varianza de la serie dada la longitud de registro disponible.

Con el fin de remover la influencia del ciclo diurno y poder identificar otros potenciales periodos de oscilación, en caso de haberlos, se representa la serie en función de sus anomalías estandarizadas. La idea detrás de la re-expresión de la serie en función de

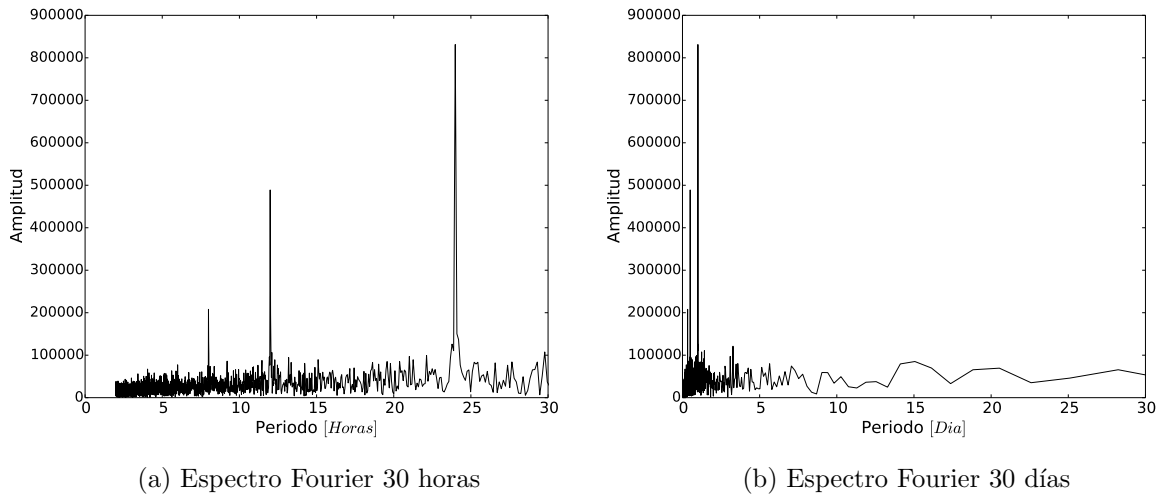


Figura 3.2: Espectro de Fourier calculado para la serie estimada de altura de CLA del ceilómetro de la Torre SIATA en función de su periodo.

sus anomalías es tratar de remover las influencias de localización del conjunto de datos (Wilks, 2001). El proceso de estandarización para remover el ciclo diurno consiste en restar la media y dividir por la desviación estándar de cada subconjunto de datos de la serie agrupada por horas. La Figura 3.3 presenta el espectro de la serie estandarizada en función de su periodo expresado en horas y en días.

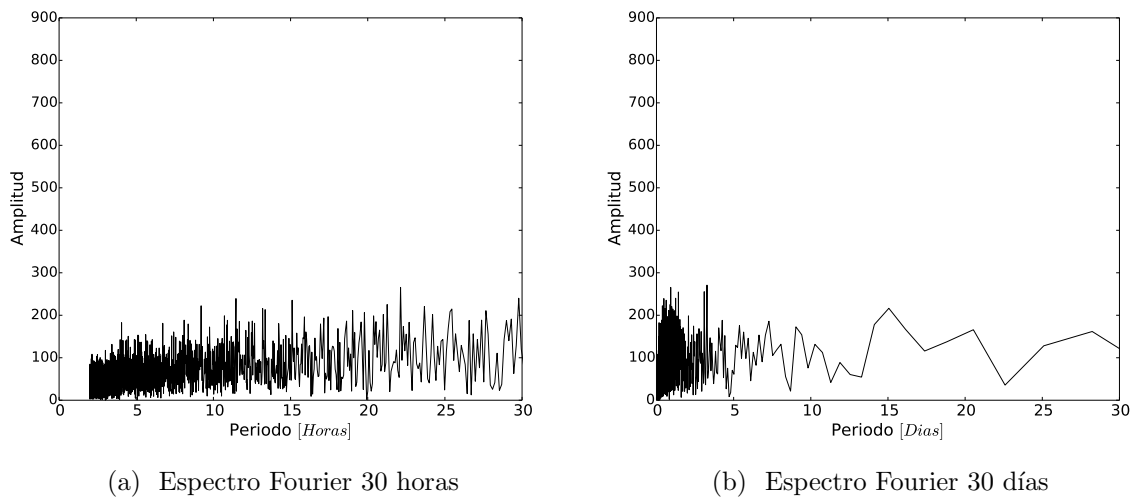


Figura 3.3: Espectro de Fourier calculado para la serie estimada de altura de CLA del ceilómetro de la Torre SIATA estandarizada por horas en función de su periodo.

Lo primero que se observa es la desaparición de los periodos correspondientes al ciclo diurno y sus armónicos, lo cual permite además validar el proceso de estandarización. De manera similar que en la Figura 3.2, ningún periodo adicional parece sobresalir sobre los demás en el espectro, confirmado que para el periodo de tiempo de registros disponibles es el ciclo diurno el que controla la variabilidad fundamental de la altura de la CLA en el valle de Aburrá. Sin embargo, debido a que el registro de los datos solo se extiende a nueve meses, no es posible establecer con certeza que no haya presencia de otros periodos de oscilación representativos tales como el ciclo anual, y que en consecuencia no haya influencia de otros fenómenos meteorológicos o ambientales de mayor escala que modulen su comportamiento.

Teniendo en cuenta que si bien las estimaciones de la altura de la capa están basadas en los perfiles de intensidad backscatter de la atmósfera, mas representan un cambio relativo en la estructura vertical de la atmósfera, es importante llevar a cabo un análisis que identifique si la intensidad de esta señal, que está relacionada con la concentración de partículas en la atmósfera, tiene alguna variabilidad temporal adicional a la observada en la CLA. Teniendo en cuenta esto, se realiza un análisis similar al implementado a la serie de altura de la CLA, aplicado a la serie de intensidad backscatter correspondiente a 30 m (ver Figura 3.4).

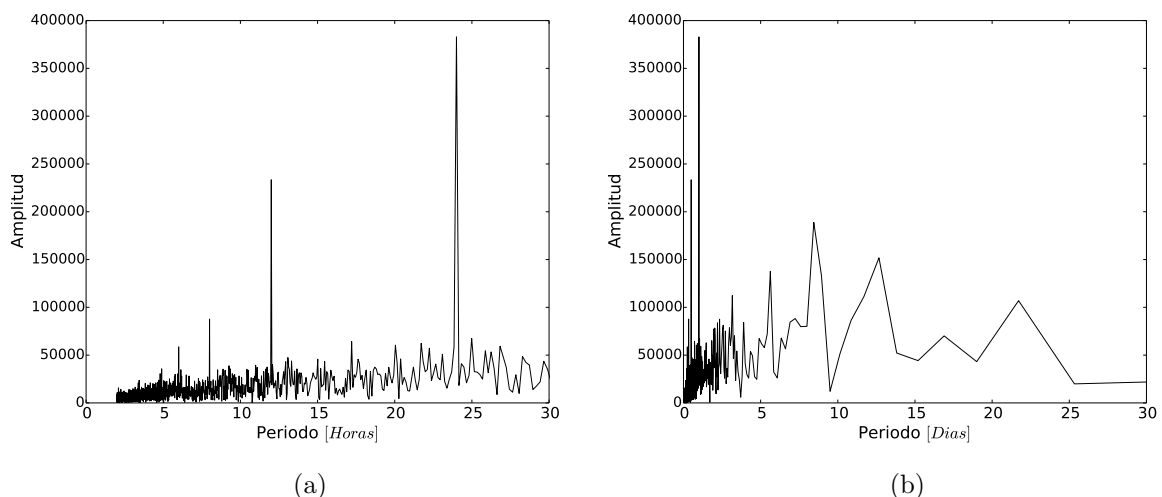


Figura 3.4: Espectro de Fourier calculado para la serie de intensidad backscatter a 30 m del ceilómetro de la Torre SIATA en función de su periodo.

Análogo a los resultados obtenidos para la altura de la CLA, los periodos correspondientes al ciclo diurno dominan la varianza de la serie y se evidencian de manera clara en el espectro de la intensidad backscatter. Sin embargo, adicionalmente se observa la presencia de bandas frecuencias con amplitudes importantes en el espectro, que explican una porción significativa de varianza y posiblemente del información acerca del comportamiento de la serie. Estas bandas corresponden a periodos alrededor de 8, 14 y 22 días. La Figura 3.5 presenta el espectro de Fourier luego de estandarizar la serie donde se enfatiza la presencia de dichos ciclos, lo cual sigue la presencia de fenómenos particulares que modulen la variación de esta serie en dichas escalas temporales.

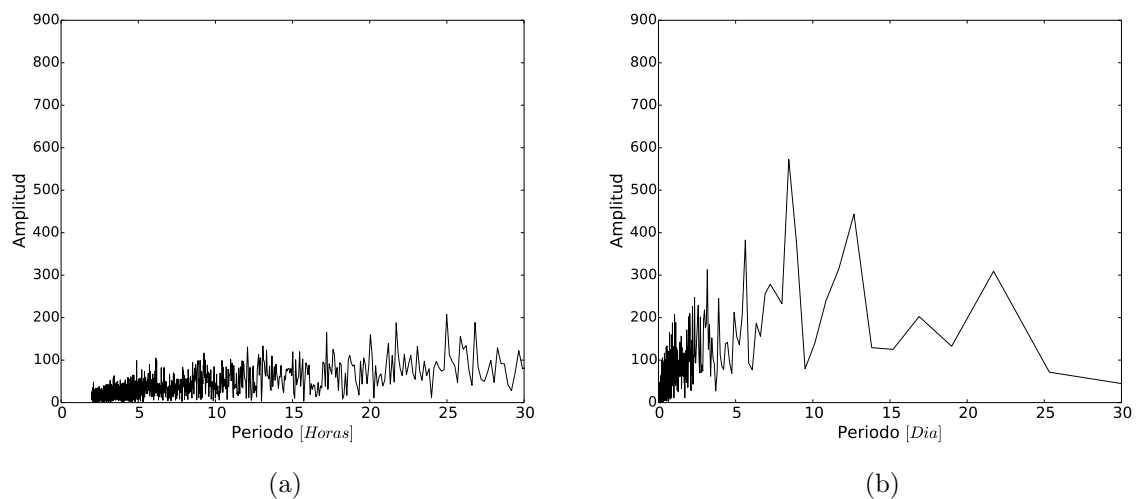


Figura 3.5: Espectro de Fourier calculado para la serie de intensidad backscatter a 30 m del ceilómetro de la Torre SIATA estandarizada en función de su periodo.

Los periodos asociados a estas bandas frecuenciales sugieren la influencia de un fenómeno que varía de acuerdo a ciclos semanales y sus armónicos. En este caso por ser la intensidad backscatter la señal analizada, y no la altura de la CLA, existe una alta probabilidad que dicho fenómeno esté relacionado con la variabilidad de las concentraciones de aerosoles en la atmósfera debida a la dinámica de las emisiones propias de la zona y a la dinámica semanal del flujo vehicular y la movilidad. En el análisis temporal presentado en la siguiente sección se detalla la naturaleza de este ciclo y su fenómeno asociado.

3.2. Análisis temporal

Como se concluye en la sección anterior, la escasa extensión del registro de las series analizadas impide evaluar la influencia de ciclos a mayor escala en la variación de las mismas, sin embargo, con los datos disponibles se analiza el comportamiento de las series a partir de la construcción de ciclos diurnos de acuerdo con periodos de variación típica como lo son los días de la semana y los meses del año. Los ciclos diurnos son construidos utilizando la mediana de cada una de las series, adicionalmente se usa una media móvil de 3 horas con el fin de apreciar con mayor facilidad las variaciones entre la magnitud de los ciclos y no variaciones a menor escala como la horaria o intra-horaria.

El ciclo diurno de la altura de la CLA es un ciclo unimodal (Ver Figura 3.6) que presenta su pico máximo entre las 13:00 y las 16:00 Hora Local, que coincide con los valores máximos de temperatura en superficie y está directamente relacionado con las condiciones de estabilidad atmosférica. La estructura del ciclo sugiere, por las implicaciones que tiene la altura de la capa, la aparición de mayores concentraciones de contaminantes en las horas en las cuales la altura es menor, es decir entre las 17:00 y las 10:00 Hora Local.

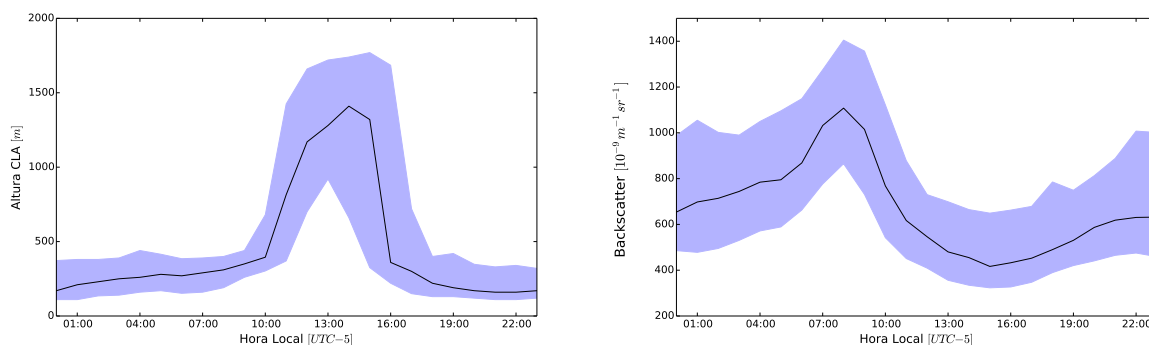


Figura 3.6: Ciclo diurno de la altura de la CLA y el backscatter calculado a partir de las medianas de la serie. El área sombreada representa la densidad de los datos entre el percentil 25 y 75 de la serie (Rango intercuartil).

Por su parte, el ciclo diurno de la intensidad backscatter es un ciclo bimodal modulado principalmente por dos procesos, la dinámica de las emisiones en superficie y los periodos de estabilidad e inestabilidad atmosférica. Existen dos periodos correspondientes a horas de alta influencia vehicular y de actividades industriales, conocidos como “Horas Pico”,

estos periodos coinciden con horas en las que la atmósfera presenta un comportamiento estable, traduciéndose en altas concentraciones de aerosoles, por lo tanto en la intensificación de la señal reportada por los ceilómetros. Se presenta un periodo de mayores intensidades entre las 6:00 y las 10:00 Hora local y uno un poco menos pronunciado entre las 19:00 y las 23:00 Hora local (Ver Figura 3.6).

Los ciclos diurnos de ambas variables son calculados para cada día de la semana y para los meses desde Enero hasta Julio de 2015 (ver 3.7 y 3.8). La línea punteada horizontal en los ciclos de la altura de CLA representa la altura promedio del tope de las dos laderas del valle (1100 m); esta delimitación es de gran importancia debido a que indica el valor que debe ser superado para que se favorezca el arrastre de los contaminantes fuera del valle por la influencia de los vientos alisios. En caso de que la expansión de la CLA no logre superar dicho *Umbral crítico*, es probable que, una vez los procesos de turbulencia térmica y ascenso de aire hayan cesado, los aerosoles continúen circulando dentro del valle, favoreciendo la acumulación.

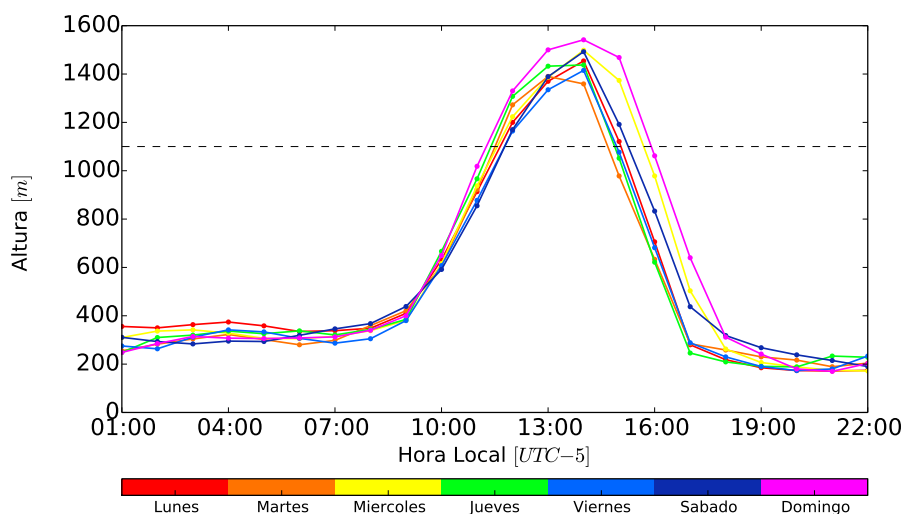


Figura 3.7: Variaciones del ciclo diurno de la altura de la CLA de acuerdo con los días de la semana

De acuerdo con la Figura 3.7, se observa un comportamiento bastante homogéneo entre todos los ciclos, especialmente durante los periodos de estabilidad atmosférica. Aparentemente no existe ningún fenómeno que a escala semanal tenga una influencia significativa en la altura de la CLA, validando lo presentado en el espectro de *Fourier* para la serie.

Se observa además que para todos los ciclos, el umbral crítico es superado, lo cual sugiere que, en promedio, todos los días de la semana se presenta un arrastre de aerosolos y otros contaminantes fuera del Valle de Aburrá hacia el occidente.

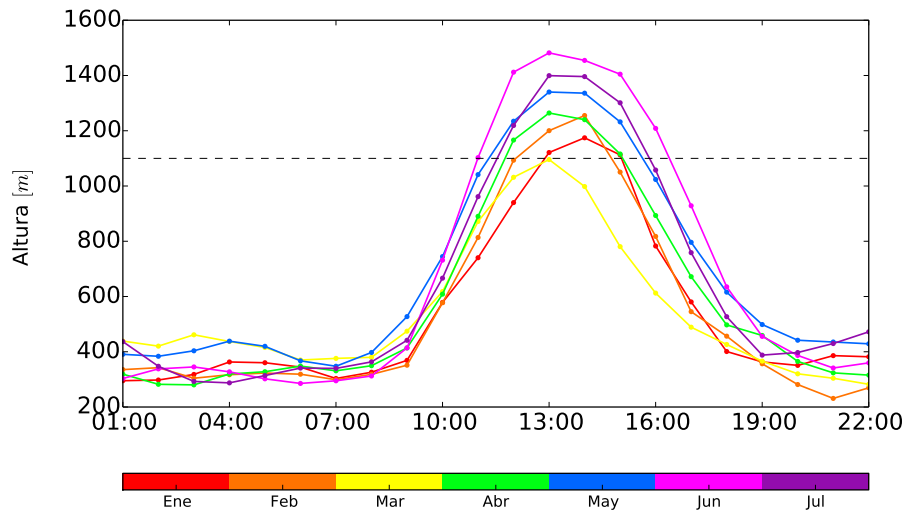


Figura 3.8: Variaciones del ciclo diario de la altura de la CLA de acuerdo con los meses del año. La línea punteada representa la altura promedio de las dos crestas del valle

Contrario al comportamiento que se presenta en los ciclos de los días de la semana, se evidencian diferencias importantes en los promedios mensuales de la altura de la CLA (Figura 3.8). La altura promedio más baja se presenta en el mes de Marzo donde inclusive, el valor máximo promedio no alcanza a superar el umbral crítico establecido, que por lo expuesto anteriormente, puede traer consecuencias importantes para la calidad del aire en el valle de Aburrá. Por su parte Junio, es el mes con la mayor altura promedio de la CLA con aproximadamente 1550 m en su punto máximo.

De acuerdo con la información de la estación meteorológica ubicada en la Torre SIATA, Marzo ha sido en lo transcurrido del año, el mes con mayor acumulado de precipitación con 131.55 mm de lluvia. Junio por el contrario, registra los mayores promedios de temperatura de todos los 7 meses analizados con una temperatura promedio de 23.29°C, seguido de Julio con 22.96°C que a su vez es la segunda curva de altura de CLA en orden de magnitud. Altos acumulados de lluvia mensual sugieren presencia recurrente de capas de nubes, que a su vez ocasionan una reducción en la cantidad de radiación incidente en la superficie; teniendo en cuenta que es el gradiente de temperatura entre la superficie y

la atmósfera el principal generador de la convección y la turbulencia térmica, principales motores de la expansión de la CLA, niveles bajos de radiación resultan en energía insuficiente para expandir la capa hasta alturas mayores.

El resultado presentado para el mes de Marzo (temporada de lluvia) en contraste con el mes de Junio (temporada seca) sugiere una pregunta importante en el estudio de la calidad del aire y está asociada a la estimación de la proporción relativa de material particulado que en un mes determinado es removido de la atmósfera local por procesos de advección en contraste con procesos de lavado por precipitación. Dicha pregunta tiene ramificaciones en temas asociados con la calidad de agua lluvia cuando esta es generada o intensificada por procesos de convección in-situ, al igual que en temas de contaminación por gases y no aerosoles. En este último tema, si bien los aerosoles son lavados de la atmósfera por procesos de precipitación, lo mismo no ocurre con los gases, los cuales se verían modulados de manera importante por la baja CLA durante los meses de alta cobertura de nubes alterando potencialmente su concentración promedio mensual.

En relación a la intensidad backscatter se presentan en las Figuras 3.9 y 3.10 los ciclos diurnos para los días de la semana y los meses del año 2015 con datos disponibles hasta la fecha.

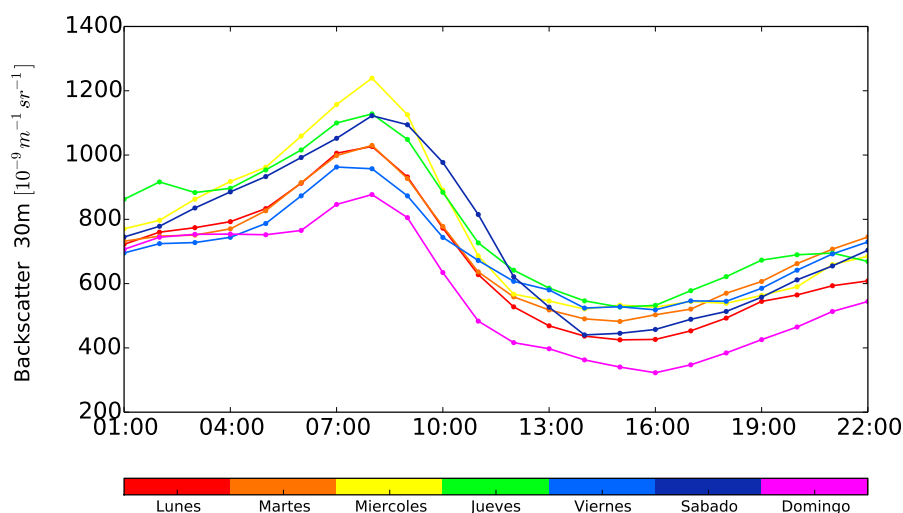


Figura 3.9: Variaciones del ciclo diurno de la intensidad backscatter a 10m de acuerdo con los días de las semana

La intensidad backscatter es una variable que está directamente influenciada por las emisiones de material particulado, por lo tanto se espera que sus variaciones respondan a dinámicas similares. En la Figura 3.9 se observa que la intensidad backscatter presenta variaciones importantes de acuerdo con los días de la semana, siendo el domingo el día con los menores promedios reportados, lo cual está asociado a la reducción significativa de las fuentes emisoras tanto en el sector industrial como de transporte, llevando a niveles inferiores de contaminación por material particulado comparados con los días restantes de la semana. Esta reducción genera un patrón de oscilación en la serie a escala semanal, tal y como lo evidenció el espectro de Fourier (ver Figura 3.5). El alto flujo vehicular que se ha venido presentando en la región en las horas de la mañana de los días Sabado, día en el cual no hay regulaciones a la movilidad, también se evidencia en la figura en la cual se observa, con algo de rezago temporal, que dicho día es el segundo de la semana con mayor intensidad backscatter pico.

De lo anterior, sumado al comportamiento observado del ciclo semanal de la CLA (ver 3.7), es posible concluir que las variaciones en la intensidad de la señal backscatter dentro de la CLA, que indican variaciones en la concentraciones de material particulado, no tienen influencia en la altura de la misma; es importante tener en cuenta entonces que tasas altas de emisión no resultan en capas más expandidas, las cuales dependen de las condiciones meteorológicas, sino que se dispone de la misma cantidad de espacio para distribuir las, llevando a concentraciones más altas.

En la Figura 3.10 se presentan los ciclos diurnos promedio de acuerdo a los meses de Enero a Julio. El mes de Marzo supera claramente en magnitud los promedios de los demás meses del año; este aumento está directamente relacionado con lo observado en la Figura 3.8, en donde se evidencia que la altura promedio de la CLA para este mes en particular no supera el umbral crítico establecido y en lugar de ser dispersados fuera del valle, los aerosoles recirculan dentro de la CLA y se favorece la acumulación. Caso contrario ocurre con la intensidad backscatter promedio para el mes de Junio, que validando nuevamente los resultados de los promedios mensuales de altura de la CLA, presenta en promedio las menores intensidades backscatter de los meses analizados.

De esta manera se concluye que la altura de la capa límite no depende de la cantidad de

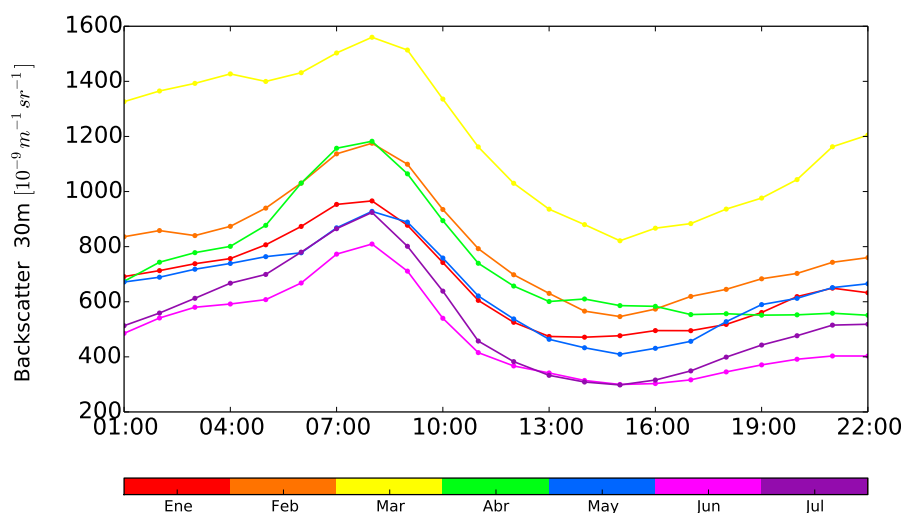


Figura 3.10: Variaciones del ciclo diurno de la intensidad backscatter a 10m de acuerdo con los meses del año de los cuales se tiene registro

contaminantes en la atmósfera, sin embargo, no ocurre lo mismo para la relación inversa, es decir, la concentración de contaminantes en la atmósfera es altamente dependiente de la altura de la CLA. Bajo un escenario de tasas de emisiones constantes, es la altura de la CLA quien definirá el espacio disponible para la dispersión y por tanto su concentración en la atmósfera.

Ruptura de la estabilidad atmosférica

El momento de la transición del estado estable a estado inestable de la atmósfera, demarca un punto importante en la estructura de la CLA y puede tener consecuencias en el establecimiento de políticas de escalonamiento industrial y de movilidad diseñadas a partir de la información meteorológica de variables como la CLA. Así como existen patrones de variación de otros parámetros de la estructura de la CLA como su altura, el momento en el que ocurre esta transición varía de acuerdo a las condiciones atmosféricas características de cada época del año. Un análisis con los perfiles diarios de altura de CLA fue realizado para encontrar el punto de cambio en el que la altura de la capa aumenta drásticamente su magnitud dando indicios del inicio de convección y por tanto del momento en el que los aerosoles antes contenidos en una capa de baja altura, comienzan a dispersarse en un espacio mucho mayor en la vertical. En la Figura 3.11 se presenta

un histograma que indica la densidad de probabilidad para las horas del día durante las cuales ocurre dicha transición, para las series de Enero - Febrero (Izquierda) y Junio - Julio (Derecha).

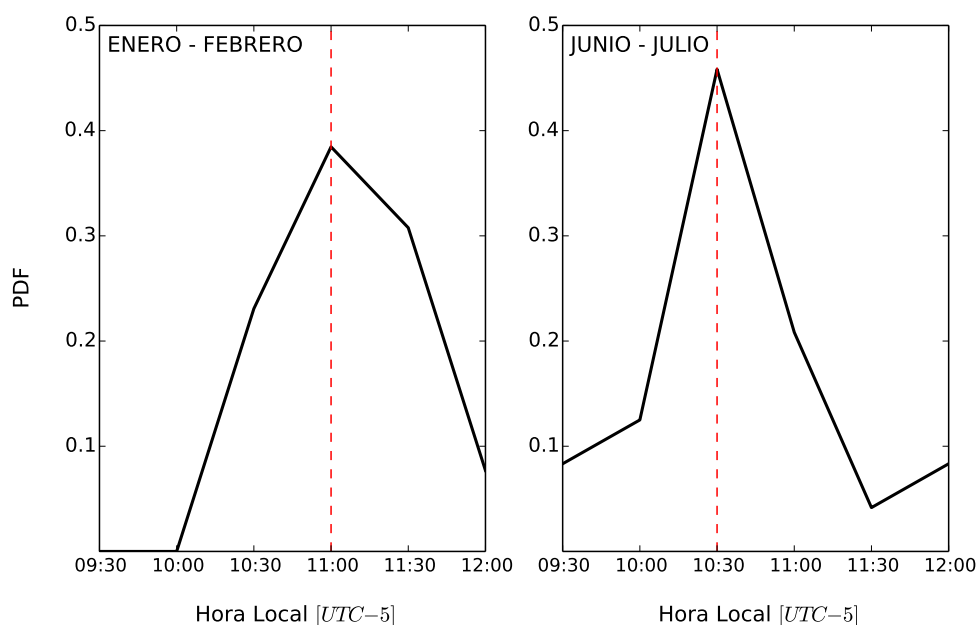


Figura 3.11: Función de Densidad de Probabilidad (PDF) de las horas estimadas en las cuales se rompe la estabilidad atmosférica para los periodos bimensuales de Enero - Febrero (Izquierda) y Junio - Julio (Izquierda).

Es posible observar que este punto de transición o cambio varía significativamente de una época del año a otra, presentándose en promedio una transición a las 11:00 Hora Local para los meses de Enero - Febrero, y 30 minutos antes, a las 10:30 para los meses de Junio - Julio. Es importante asociar este comportamiento a fenómenos climáticos que tienen incidencia en la meteorología regional del valle, de manera similar al análisis implementado en la sección anterior, con el fin de clarificar cuales son las horas del día en las que se favorece la dispersión de los contaminantes y por consiguiente el diseño de políticas relacionadas con la calidad del aire más eficaces en su implementación.

3.3. Influencia de variables meteorológicas en la estructura de la CLA

Tal y como se evidencia en la sección anterior la altura de la CLA es un parámetro altamente dependiente de variables meteorológicas. La convergencia y divergencia de los vientos a escala sinóptica, flujos de mesoescala y el desarrollo de vientos de valle modulados por la topografía y los gradientes de temperatura, son forzamientos que afectan considerablemente el desarrollo de la turbulencia térmica y mecánica, que es una de las variables más importantes en los procesos de mezcla que influyen en la altura de la CLA (Bianco et al., 2011).

Para analizar la influencia de los vientos y la temperatura, y simultáneamente hacer una validación de las estimaciones realizadas a partir de los datos del ceilómetro, se analiza la estructura de CLA obtenida en contraste con los perfiles de temperatura del MWR y (ω) derivada del RWP, la cual se convierte en un indicativo de los procesos convectivos y la actividad de mezcla en la vertical. En las Figuras 3.12 y 3.13 se presenta la estimación de la altura de la CLA para el día 18 de Enero de 2015, simultáneamente la evolución de los perfiles de temperatura y ω para el mismo periodo de tiempo.

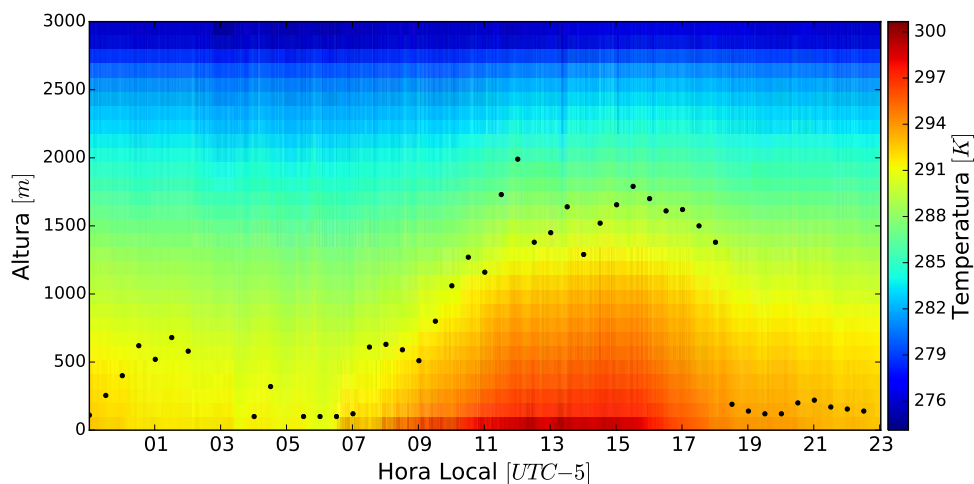


Figura 3.12: Perfiles de temperatura derivados de las mediciones del MWR para el día 18 de Enero de 2015. La serie de puntos representa la estimación de la altura de la CLA obtenida por el método de varianza máxima

La ruptura de la estabilidad atmosférica es uno de los principales moduladores de la estructura de la CLA, este proceso físico se caracteriza por el inicio de la convección térmica cerca de la superficie, y está modulado por el aumento en el gradiente de la temperatura entre esta última y la atmósfera. En las Figuras 3.12 y 3.13 se observa como, con el aumento en la temperatura y el posterior calentamiento de la superficie, las parcelas de aire comienzan a ascender, lo cual se refleja en los valores positivos de ω (colores rojos) aproximadamente desde las 7 de la mañana, y hay una total correspondencia con el ascenso de la capa. Una vez la superficie deja de recibir entrada de calor por el efecto de la radiación y los gradientes se invierten, comienza el descenso de aire (colores azules) y la capa convectiva se convierte en una capa nocturna estable.

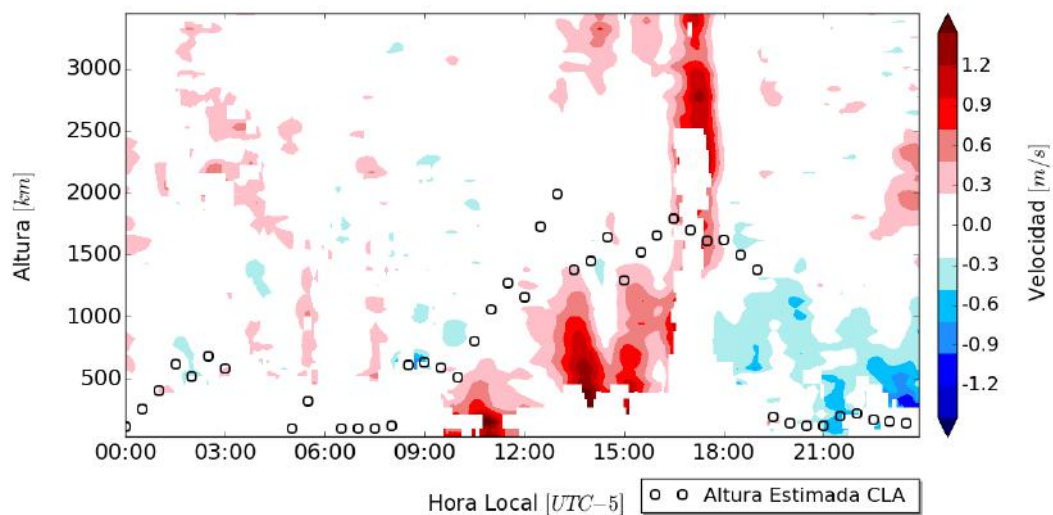


Figura 3.13: Perfiles de ω derivados de las mediciones del RWP para el día 18 de Enero de 2015. Los círculos negros representan la estimación de la altura de la CLA obtenida por el método de varianza máxima.

Capítulo 4

Relación entre el Backscatter y las concentraciones de material particulado en superficie

La caracterización de las concentraciones y dinámicas de dispersión de los aerosoles en la atmósfera se lleva a cabo frecuentemente a partir los datos obtenidos de sensores in situ de material particulado y gases contaminantes (O_3 , NO_x , SO_2 , CO_2). Estas técnicas de muestreo puntual ofrecen la precisión característica de las medidas directas, además de la posibilidad de analizar la composición química de las muestras obtenidas; sin embargo, la derivación de información acerca de la distribución, variabilidad y patrones de dispersión a partir de esta información, se torna compleja ante la baja representatividad espacial de redes poco densas. Adicionalmente, su resolución típica (horaria) no permite caracterizar con detalle la evolución de episodios de contaminación o emitir alertas tempranas asociadas a estos. La implementación de sensores remotos en el estudio de la calidad del aire ofrece ventajas asociadas tanto a la resolución temporal como a su cobertura espacial en la vertical (y potencialmente en la horizontal), permitiendo obtener información acerca de la dispersión y variabilidad de las nubes de contaminantes con cierto grado de detalle (Lagrosas et al., 2004; Sundström et al., 2009). Sin embargo, a pesar de sus ventajas potenciales, aun no se precisa con exactitud la capacidad de los sensores remotos, particularmente de los ceilómetros, para estimar de manera cuantitativa las concentraciones de material particulado en la atmósfera (Muenkel et al., 2004).

Tal y como se demuestra en capítulos anteriores, los ceilómetros representan una herramienta valiosa para el estudio de la calidad del aire, en cuanto a que su información permite estimar con suficiente resolución temporal y espacial, la altura, estructura y variabilidad de la CLA y las condiciones de estabilidad atmosférica, determinantes para los procesos de mezcla y dispersión de contaminantes. Adicionalmente, y dado que la señal emitida por el ceilómetro es dispersada por las partículas en la atmósfera, su concentración tiene influencia directa en la intensidad de la señal recibida por el sensor, evidenciando una relación que permite considerar la intensidad backscatter como una variable capaz de representar de la concentración de partículas en un instante de tiempo determinado y su variación vertical en la atmósfera (Young, 2013; Young and Whiteman, 2015).

Esta relación ha sido estudiada en detalle en varias ocasiones utilizando las herramientas ópticas tanto del Lidar como de los ceilómetros. Münkkel et al. (2006), asumiendo una relación lineal entre las variables estima la concentración de material particulado menos a $10 \mu\text{m}$ (PM10) a partir de datos de intensidad backscatter. Posteriormente Lagrosas et al. (2004), utilizando las ventajas de los múltiples canales del Lidar y correlacionando los datos con los obtenidos por una estación de material particulado, establece la posibilidad de calcular el coeficiente de extinción de las partículas de aerosol en presencia de una capa límite bien mezclada y su dependencia con el tipo de partículas en la atmósfera. Uno de los trabajos más recientes es el realizado por Sundström et al. (2009), quien comparando las medidas de intensidad backscatter de un ceilómetro con unas calculadas de manera teórica basadas en mediciones in situ de la distribución de tamaños, forma y composición de las partículas, muestra que las diferencias entre el backscatter medido y el calculado permanecen casi constantes en el tiempo y dentro del grado de incertidumbre aceptable. Sundström et al. (2009) asocia dichos errores al estado de la atmósfera en el momento de la medición, asegurando que una capa bien mezclada produce medidas más uniformes y fácilmente medibles por los sensores en superficie.

El objetivo de este capítulo es estudiar en detalle la relación existente entre las variables mencionadas y su importancia dentro del estudio de la calidad del aire en el valle de Aburrá. Teniendo en cuenta lo anterior, se pretende analizar en que casos y bajo que condiciones, esta relación se mantiene o por el contrario las mediciones contrastan debido a limitaciones propias de los sensores. Posteriormente se realizará un análisis cuantitativo

para evaluar el potencial de la intensidad backscatter registrada por los ceilómetros como un proxy de la concentración de material particulado PM10 y PM2.5, y por consiguiente de representar su variabilidad en el tiempo y en el espacio. Para el desarrollo de estos ejercicios se utilizan los datos de las estaciones de la Red de Monitoreo y Calidad de Aire del Valle de Aburrá al igual que los registros de los tres ceilómetros de la red del SIATA.

4.1. Red de calidad del aire del valle de Aburrá

El Área Metropolitana del Valle de Aburrá cuenta con una red de monitoreo de la calidad de aire compuesta por 8 estaciones de PM10 y 6 estaciones de PM2.5 distribuidas a lo largo del valle (Ver Figura 4.1) que además miden la concentración de diferentes gases atmosféricos como el ozono (O_3), óxidos de nitrógeno (NO_x) y monóxido de carbono (CO). Las estaciones de material particulado tienen una resolución temporal de 1 hora y la extensión de su registro varía dependiendo de la fecha de instalación de la estación.

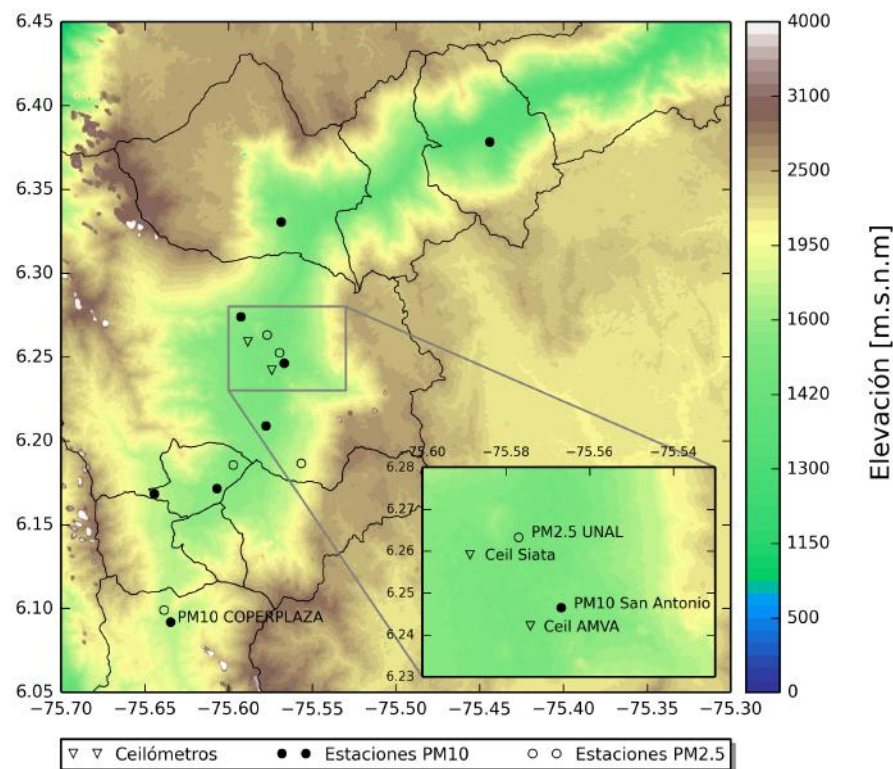


Figura 4.1: Distribución de las estaciones de material particulado PM10 y PM2.5

Como se establece previamente en el Capítulo 3, los patrones de variabilidad de la intensidad backscatter y de las concentraciones de material particulado son comparables

y obedecen a procesos similares que están relacionados con las emisiones de contaminantes desde la superficie. De esta manera, la variación diurna del material particulado en superficie tiene una estructura bimodal con un periodo de mayores concentraciones entre las 6:00 y las 10:00 Hora local y uno un poco menos pronunciado entre las 19:00 y las 23:00 Hora local (Ver Figura 4.2a).

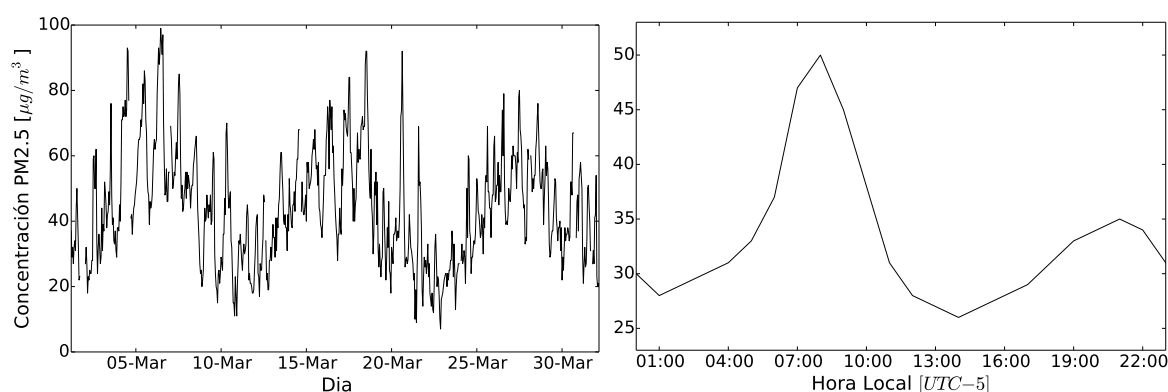


Figura 4.2: Izquierda: Concentración de PM_{2.5} durante el mes de Marzo de 2015 Estación Universidad Nacional - Núcleo el Volador. Derecha: Ciclo Diurno de PM_{2.5} de la estación Universidad Nacional - Núcleo el Volador.

Otro modo de variación domina la dinámica de la concentración de contaminantes en la zona, el cual corresponde a un ciclo semanal (Figura 4.2b). En esta ocasión, la variación es modulada por las tasas de emisión correspondientes a los días de la semana, las cuales disminuyen significativamente el día domingo, generando la oscilación observada en la serie.

4.2. Casos de estudio relación Backscatter - Material Particulado

En el valle de Aburrá a partir de las mediciones obtenidas con los ceilómetros del SIATA, casos particulares han permitido establecer parcialmente una relación cualitativa entre la intensidad backscatter reportada y las concentraciones de material particulado, asociadas a la dinámica de las emisiones de contaminantes en las zonas monitoreadas. Un ejemplo de esto se muestra en la Figura 4.3, la cual presenta la intensidad backs-

catter medida por los ceilómetros Torre SIATA (Izquierda) y AMVA (Derecha) para la misma ventana de tiempo correspondiente al 8 de Noviembre de 2014 entre las 8:00 y las 10:30 Hora local. Los datos del ceilómetro AMVA son representativos de una zona de alto flujo vehicular y actividad industrial, características del centro de la ciudad, lo cual sugiere la presencia de señales más intensas debido a mayores concentraciones de material particulado que en la zona occidente, representada por el ceilómetro de la Torre SIATA.

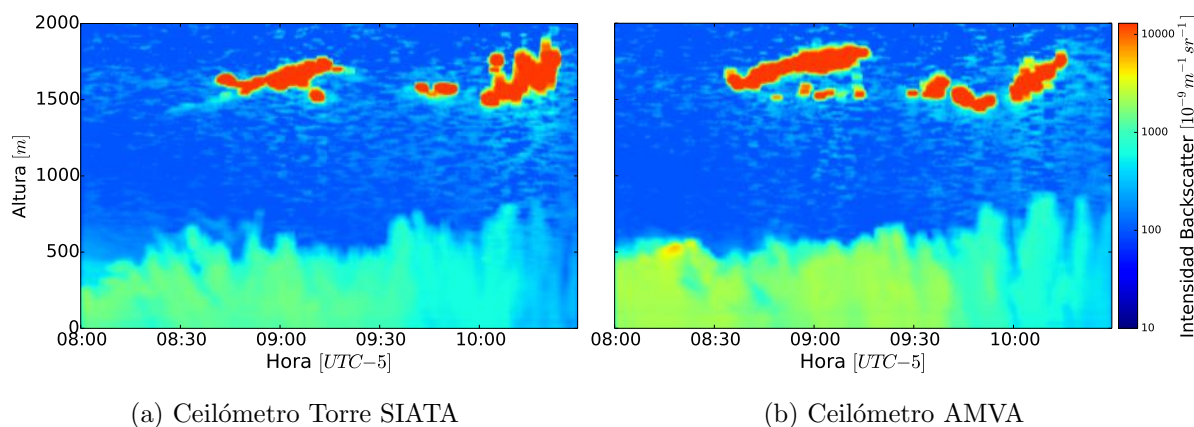


Figura 4.3: Intensidad backscatter obtenida de los ceilómetros Torre SIATA y AMVA para el 8 de Noviembre de 2014 entre las 8:00 y las 10:30 Hora Local.

Es posible observar que si bien, parámetros en la estructura de la CLA como su altura y variaciones en la vertical son comparables en los dos sitios de medición, la intensidad backscatter de ambas señales es significativamente diferente. Este aumento, el cual sugiere un cambio en la concentración de los aerosoles de un lugar a otro, es posible comprobarlo mediante los datos obtenidos a partir de las estaciones de calidad del aire. Con este objetivo, se seleccionan dos estaciones cercanas a los sitios de medición de los ceilómetros y se analizan las concentraciones de material particulado para la misma ventana de tiempo.

La Figura 4.4 muestra las concentraciones de material particulado menor a $2.5 \mu\text{m}$ (PM_{2.5}) del 8 de Noviembre de 2014 para las dos estaciones seleccionadas, que corresponden a las estaciones Museo de Antioquia y la estación Universidad Nacional - Núcleo el Volador, ambas alrededor de 1 km de distancia de los ceilómetros del AMVA y de la Torre SIATA respectivamente. Análogo al comportamiento de la intensidad backscatter entregado por los ceilómetros, las concentraciones de PM_{2.5} de la estación Museo de Antioquia son significativamente mayores, particularmente en la ventana de análisis.

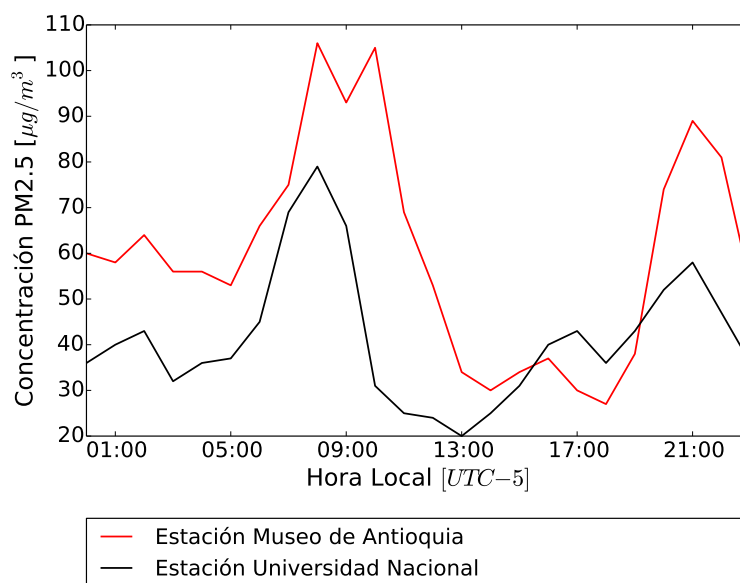


Figura 4.4: Concentración de PM_{2.5} para las estaciones Universidad Nacional y Museo de Antioquia para el día 08 de Noviembre de 2014

Casos como este, en donde las mediciones de intensidad backscatter del ceilómetro correlacionan de manera positiva con las concentraciones de material particulado, se presentan constantemente según la dinámica atmosférica y de emisión de contaminantes en la zona.

Alborada

Otras situaciones relevantes para el análisis se presentan cuando la calidad del aire se ve afectada significativamente por eventos extremos que no obedecen a dinámicas típicas de variación. Es el caso de la “Alborada” la cual tiene lugar la madrugada del 01 de Diciembre como un acto simbólico de bienvenida al último mes del año. La Alborada se caracteriza por la quema de grandes cantidades de pólvora a lo largo de todo el valle de Aburrá, especialmente en la zona sur, en los municipios de Envigado e Itagüí. Esta actividad genera grandes cantidades de material particulado, que debido a la estabilidad atmosférica que se presenta en las horas de la noche, no es dispersado fácilmente y permanece por cierto tiempo suspendidos en la CLA. Durante la alborada del 2014, los ceilómetros instalados hasta dicha fecha (Torre SIATA y AMVA) registraron el evento, como se presenta en la Figura 4.5.

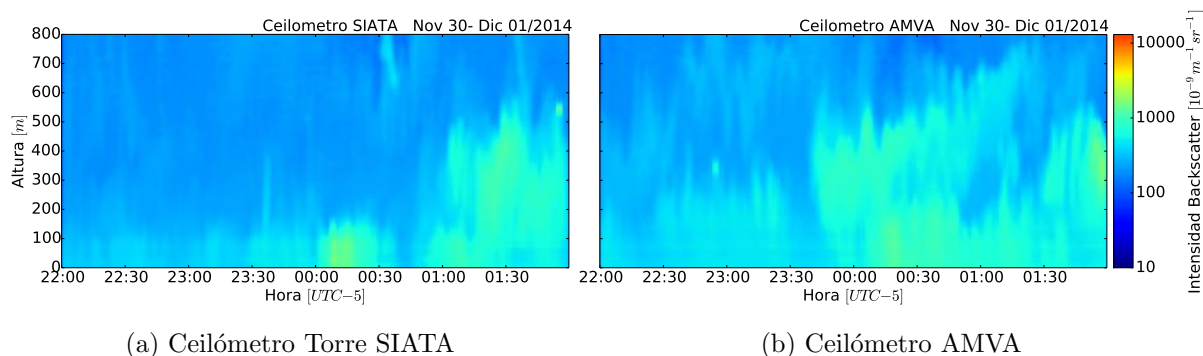


Figura 4.5: Intensidad backscatter registrada por los ceilómetros Torre SIATA (Izquierda) y AMVA (Derecha) durante la Alborada del 2014

A partir de las 00:00 comienzan a registrarse intensidades altas backscatter correspondientes a la pluma generada por los residuos de la quema de la pirotecnia. Estas intensidades son atípicas teniendo en cuenta la hora de registro, en donde al menos un 90% de la actividad industrial y vehicular ha cesado, y por consiguiente se reducen en igual proporción las fuentes emisoras. Debido a la estabilidad atmosférica y por tanto baja eficiencia de la dispersión, esta acumulación de aerosoles no supera en la ventana analizada, los 600m de altura, adicionalmente tiene una presencia importante en la superficie, permitiendo a las estaciones de calidad del aire registrar el evento.

De acuerdo con lo anterior en la Figura 4.6 se presentan las concentraciones de material particulado PM_{2.5} de la estación Concejo de Itagüi y PM₁₀ de la estación Éxito de San Antonio para la Alborada. La línea roja muestra las concentraciones para la ventana de tiempo comprendida entre las 12:00m del día 30 de Noviembre y las 12:00m del día 1 de Diciembre de 2014, la línea punteada representa el promedio de las concentraciones horarias para el mes de Noviembre del mismo año.

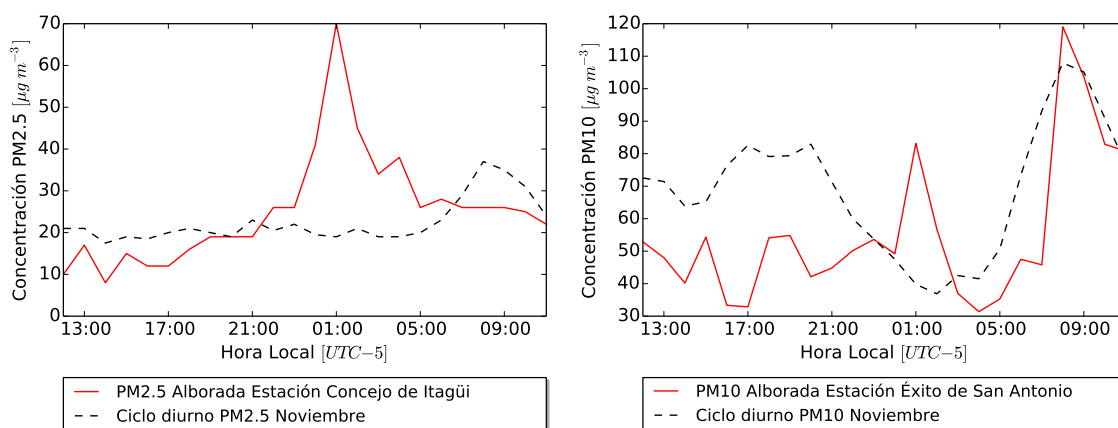


Figura 4.6: La línea roja representa las concentraciones de material particulado para la ventana comprendida entre las 12:00 del 30 de Noviembre y las 12:00 del 1 de Diciembre de 2014. La línea punteada, el promedio horario mensual para el mes de Noviembre en las estaciones Concejo de Itagüi (Izquierda) y Éxito de San Antonio PM10 (Derecha).

Es evidente que este evento modifica completamente la estructura en las variaciones diurnas de los aerosoles en superficie, mostrando máximos en las horas de la madrugada, donde habitualmente se presentan las menores concentraciones en el día. La magnitud de estos máximos además, supera para la estación Concejo de Itagüi, por más del doble los picos máximos del mes, evidenciando la magnitud de la afectación a la calidad del aire del evento.

Incendio ladera oriental valle de Aburrá

Casos con las características similares a la alborada, en donde las mayores concentraciones se dan cerca de la superficie son registrados de manera satisfactoria tanto por los sensores remotos como por las estaciones en superficie, sin embargo, se presentan casos en donde las limitaciones de las redes in situ en terrenos complejos como el valle de Aburrá, se evidencian con facilidad. Un claro ejemplo es el caso del incendio forestal ocurrido el 23 de Junio de 2015; iniciado en la parte media de la ladera oriental del valle de Aburrá en el municipio de Medellín, el cual se mantuvo durante aproximadamente 7 días alcanzando la parte alta de la misma. Debido a la altura alcanzada y al tamaño de las partículas, la pluma de contaminación generada por el incendio fue registrada incluso por el radar meteorológico del SIATA como puede observarse en la Figura 4.7.

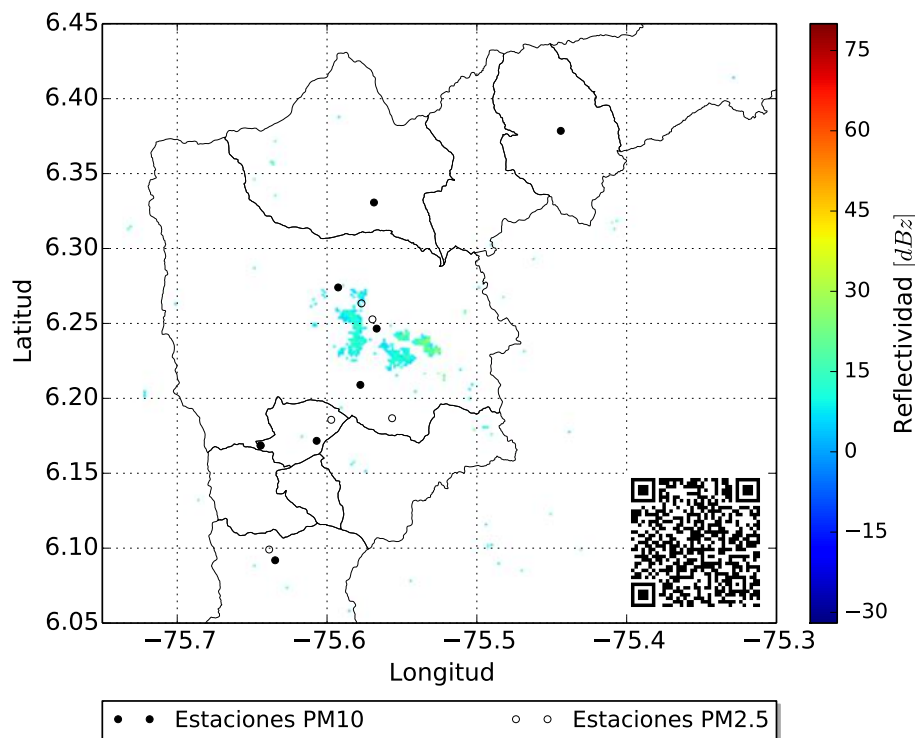


Figura 4.7: Pluma de contaminación registrada por el radar meteorológico del SIATA. Los círculos representan la ubicación de las estaciones de la red de calidad del aire. El QR code ubicado en la parte inferior derecha enlaza a la animación del evento en el radar meteorológico donde es posible observar la dirección de dispersión de la pluma (Nor-occidental)

La pluma se dispersó horizontalmente en dirección nor-occidente desde aproximadamente los 600 m de altura por encima de la base del valle; durante su trayectoria recorrió la ubicación de los tres ceilómetros y de 4 estaciones de calidad del aire de la red. El día 27 de Junio se registró cualitativamente la mayor afectación a la calidad del aire ocasionada por el incendio. Para este día, los tres ceilómetros lograron registrar la evolución del evento que se hizo evidente desde aproximadamente las 11:00 Hora Local como se muestra en la Figura 4.8.

Nuevamente la incidencia de un evento particular modifica la variación diurna de la concentración de los aerosoles dentro de la CLA. Se evidencian concentraciones significativamente altas de los aerosoles en una ventana de tiempo en la que típicamente, debido al ascenso de aire característico de la inestabilidad atmosférica son bajas. En este caso en particular y por las características de la pluma (como se observa en las imágenes de los

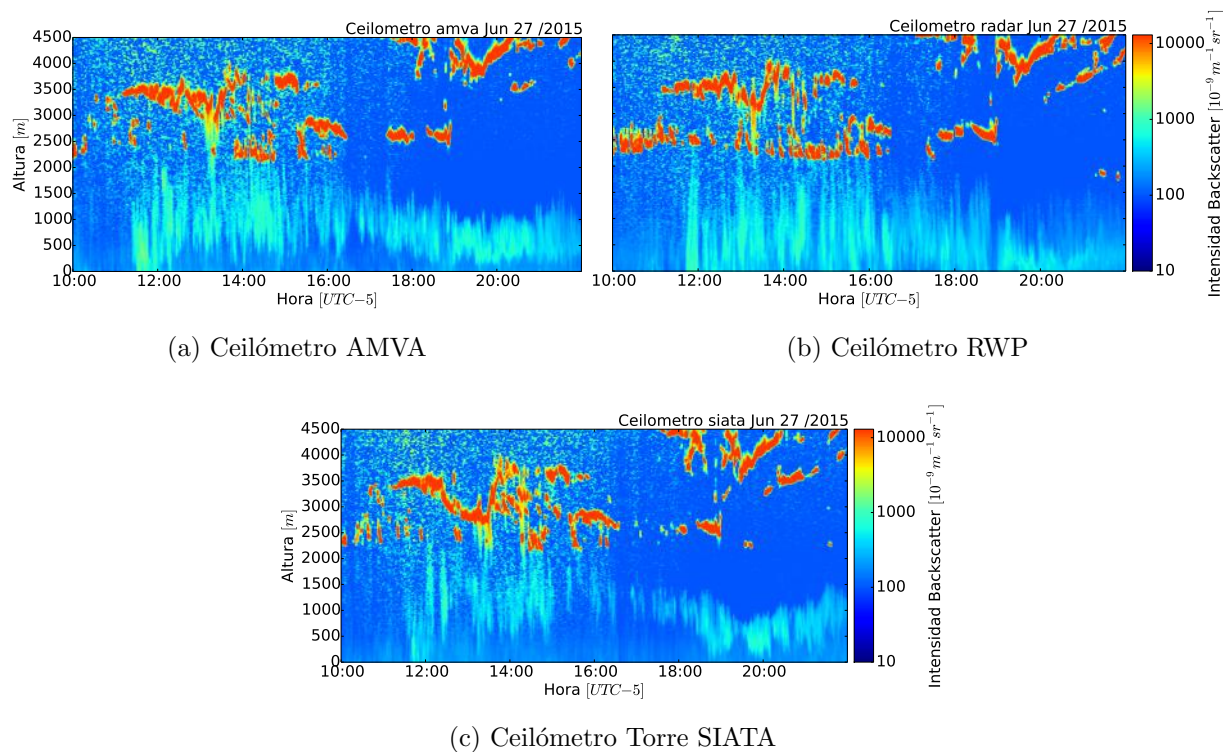


Figura 4.8: Intensidad backscatter registrada por los tres ceilómetros el día 27 de Junio entre las 10:00 y las 22:00 Hora local. Las mayores intensidades registradas (Sin tener en cuenta la capa de nubes), representan la pluma de contaminantes generada por el incendio en la ladera oriental de la ciudad de Medellín.

ceilómetros), no se espera que las estaciones en superficie hayan registrado el evento. De la Figura 4.7 se identifican 4 estaciones ubicadas a lo largo de la trayectoria de la pluma, de las cuales para el periodo analizado solo una de ellas contaba con su registro completo, la estación Universidad Nacional - Núcleo el Volador. Se presentan en la Figura 4.9 los registros de PM_{2.5} para el día 27 de Junio de esta estación, los cuales se comparan con los promedios mensuales horarios para el mes de Junio, con el fin de evaluar de acuerdo a un punto de referencia.

Las concentraciones para el día analizado no presentan ningún valor atípico con respecto a los registros y comportamiento de la variable durante el mes, presentado inclusive concentraciones más bajas que el promedio. Se realiza un análisis similar para los días restantes en los que se extendió el incendio y con las demás estaciones, presentando resultados similares. Lo anterior demuestra que, a pesar de la magnitud de la afectación a

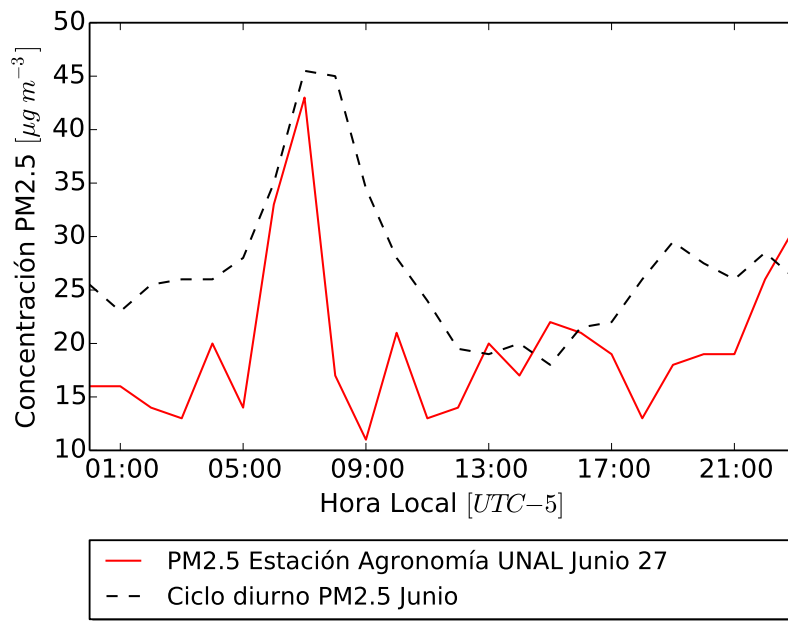


Figura 4.9: La línea roja representa las concentraciones de material particulado para el día 27 de Junio de 2014. La línea punteada, el promedio horario mensual para el mes de Junio de la estación Universidad Nacional - Núcleo el Volador.

la calidad del aire del evento analizado, las estaciones en superficie no logran registrar las variaciones debido a sus limitaciones relacionadas a la cobertura vertical de sus mediciones, resaltando la importancia complementaria de los sensores remotos para este tipo de aplicaciones.

4.3. Evaluación del potencial del backscatter como variable predictora de las concentraciones de material particulado

Los casos anteriores evidencian la relación existente entre la intensidad backscatter medida por los ceilómetros y las concentraciones de material particulado en la atmósfera, adicionalmente demuestran las ventajas de la implementación de los sensores remotos en el estudio de la calidad del aire, y particularmente del potencial de los ceilómetros para estimar las concentraciones de material particulado en un lugar específico. En esta sección se pretende evaluar de manera cuantitativa dicha relación.

Para el análisis son seleccionados los ceilómetros de la Torre Siata y el AMVA debido a que estos cuentan con periodos de registro más extensos y se cuenta con mediciones de material particulado al rededor de 1 km de distancia de los puntos de medición, que corresponden a la estación de PM_{2.5} Universidad Nacional - Núcleo el Volador y la estación de PM₁₀ Éxito de San Antonio respectivamente (ver Figura 4.1). El registro analizado se extiende desde la fecha de instalación de cada uno de los ceilómetros (15 de Octubre de 2014 ceilómetro Torre Siata y 5 de Noviembre de 2014 ceilómetro AMVA) y hasta el 30 de Julio de 2015.

Metodología

Corrección por influencias de la humedad

De acuerdo con lo establecido hasta el momento, se espera que un incremento en la concentración de las partículas en la atmósfera se traduzca en un aumento en la magnitud del registro de material particulado (PM_{2.5} ó PM₁₀) y a su vez en el backscatter detectado por el ceilómetro. Sin embargo, se estima que incrementos en el tamaño de las partículas generen de igual forma incrementos en la intensidad de la señal backscatter, sin que necesariamente existan cambios en las mediciones de material particulado (Young, 2013; Young and Whiteman, 2015). El principal forzador de cambios en el tamaño de las partículas suspendidas en la atmósfera es la humedad; ambientes altamente húmedos ocasionan aumentos en el diámetro de las partículas debido al crecimiento higroscópico, que en ocasiones puede incluso llevar a condensación alrededor de la partícula (Stachlewska et al., 2012). Dicho aumento ocasiona una variación en la sección transversal encargada de dispersar el haz del ceilómetro, lo que conduce a incrementos en la señal backscatter (Emeis et al., 2012; Ketterer et al., 2014).

Tal y como lo sugiere e implementa Young (2013), es necesario verificar el efecto que tiene la higroscopicidad del aerosol en la intensidad backscatter a partir del análisis de las variaciones en las series de material particulado e intensidad backscatter como respuesta a cambios en la humedad relativa en el ambiente. La Figura 4.10 (Superior) muestra la intensidad backscatter para el día 30 de Octubre entre 3:00 y las 15:00 Hora local. Dicho periodo se caracterizó por altos valores de humedad relativa en las primeras horas de la mañana, que fueron decreciendo gradualmente con el aumento de la temperatura al medio

día, comportamiento que se traduce en variaciones similares en el backscatter alrededor de los primeros 400m.

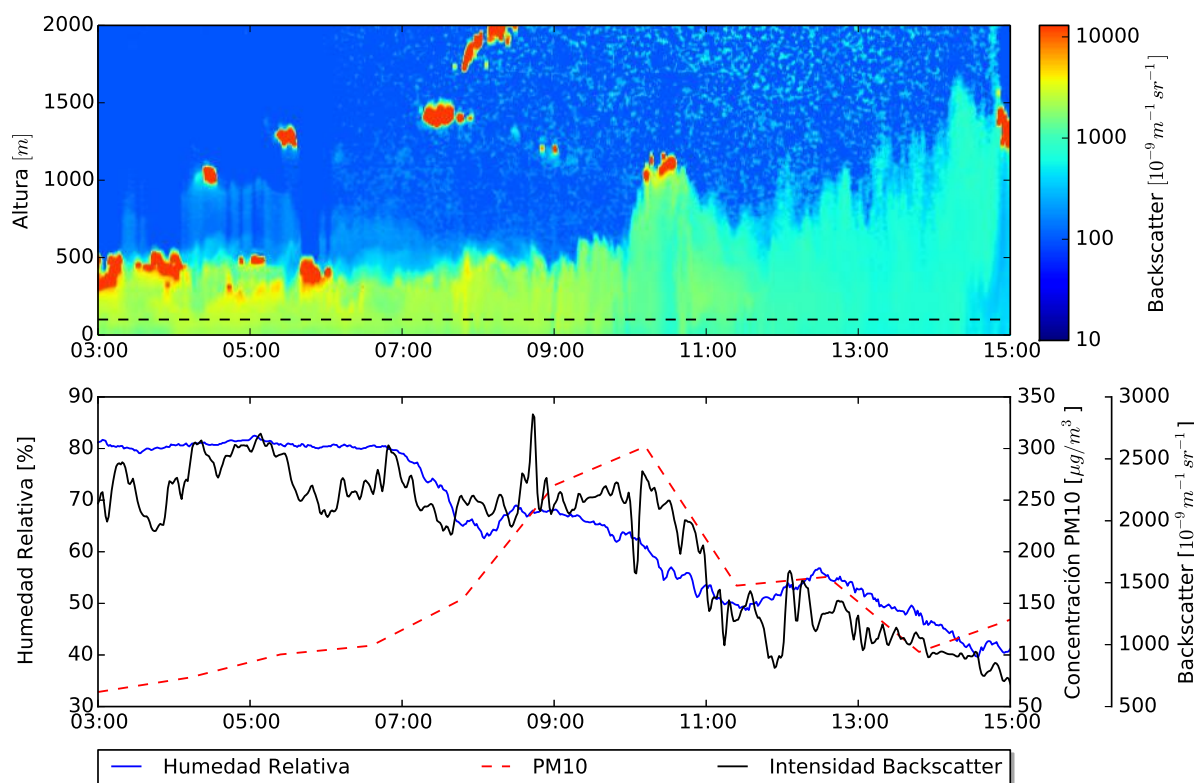


Figura 4.10: Superior: Intensidad backscatter para el día 30 de Octubre entre 3:00 y las 15:00 Hora Local. Inferior: Series de PM10 de la estación más cercana correspondiente a la Universidad Nacional- Bloque M2, humedad relativa proveniente de la estación meteorológica de la Torre SIATA e intensidad backscatter a 50m del ceilómetro Torre SIATA

Las series de PM10 de la estación más cercana correspondiente a la Universidad Nacional- Bloque M2, humedad relativa proveniente de la estación meteorológica de la Torre SIATA e intensidad backscatter a 50m del ceilómetro Torre SIATA se muestran en la Figura 4.10 (Inferior). Valores altos de humedad relativa entre las 3:00 y las 8:00 Hora Local se ven claramente asociados a incrementos en la intensidad backscatter y la correspondiente disminución en la concentración de PM10. Validando lo expuesto previamente, en esta ocasión el incremento en el backscatter se debe con una alta probabilidad al crecimiento higroscópico de las partículas y no al aumento en las concentraciones del material particulado. Una vez la humedad relativa disminuye (De las 10:00 en adelante), la correspondencia entre las variaciones del material particulado y el backscatter toma

lugar nuevamente.

De acuerdo con Young (2013), la disminución observada en las concentraciones de PM10 es o bien consecuencia del aumento de la sedimentación y la precipitación de las partículas desde el aire, o que el aumento en el tamaño de las partículas supera el rango del sensor, alterando las mediciones. Debido a lo anterior, se deben tratar de excluir los periodos en los que la relación entre las variables no se mantiene, con este fin se excluyen para el presente análisis aquellos periodos en donde la humedad relativa excede el 75 % y existen acumulados de precipitación, usando la información de la estación meteorológica ubicada en la Torre SIATA.

4.4. Resultados

Concentraciones horarias de PM10 y PM2.5 de las estaciones seleccionadas fueron comparadas con las series de intensidad backscatter del nivel más bajo registrado por ambos ceilómetros correspondiente a 10m, promediada a la misma resolución. Los periodos horarios con humedad relativa mayor al 75 % fueron excluidos del análisis, así como aquellos que presentaron acumulados de lluvia mayores a 0mm. El conjunto final de datos está conformado por 3673 observaciones de cada una de las variables, que representan el 67 % de total inicial de las muestras.

La Figura 4.11 muestra el diagrama de dispersión entre las concentraciones de PM2.5 de la estación Universidad Nacional - Núcleo el Volador y la serie de backscatter a 10m del ceilómetro de la Torre SIATA. La distribución de los puntos en el diagrama sugiere una relación lineal entre las variables, con un coeficientes de correlación lineal de Pearson igual a 0.8208 y un coeficiente de correlación rankeado de Spearman igual a 0.7863. Esta relación lineal con respecto a la intensidad backscatter, confirma lo que se espera partiendo de la teoría, donde la retrodispersión varía linealmente con la concentración cuando el tamaño de las partículas no está variando (Young, 2013; Ketterer et al., 2014). Sin embargo y a pesar del resultado, se esperan correlaciones más altas que no son obtenidas en gran proporción debido a la distancia entre el ceilómetro y la estación de material particulado. Dicha distancia es un factor determinante para el ajuste de las correlaciones, debido a

que los procesos de dispersión y turbulencia a pequeña escala inducen alta variabilidad espacial en las concentraciones de material particulado.

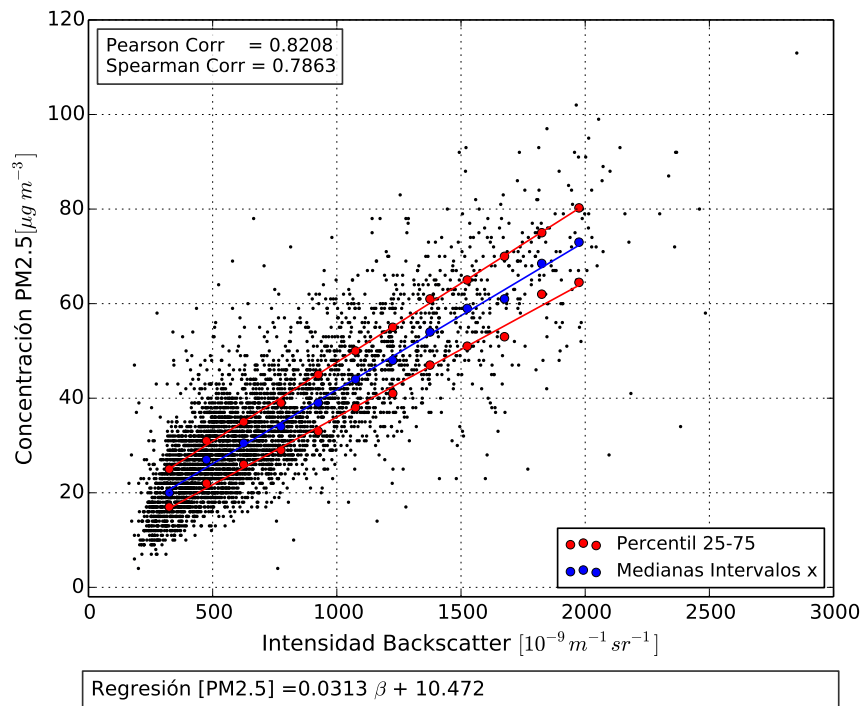


Figura 4.11: Diagrama de dispersión entre las concentraciones de PM2.5 de la estación Universidad Nacional y la serie de intensidad backscatter a 10m medida por el ceilómetro de la Torre SIATA

Con el objetivo de usar la relación lineal evidente en la Figura 4.11 para estimar concentraciones de PM2.5 a partir de la intensidad backscatter, y al mismo tiempo evaluar de manera directa la incertidumbre de dichos estimados, se eligió hacer un ajuste diferente al tradicional donde todos los datos son usados para ajustar una única línea mediante mínimos cuadrados. En este caso se propone, como se muestra en la Figura, ajustar linealmente y de manera independiente el comportamiento de las medianas y el de los cuartiles 25 y 75 de los datos de concentración de PM2.5 en cada intervalo predefinido de intensidad Backscatter. En otras palabras, la metodología consiste en (i) la pre selección de intervalos de intensidad backscatter, (ii) la estimación para cada uno de esos intervalos del histograma de la distribución de los datos de concentración de PM2.5, y en particular de los cuartiles (mediana y percentiles 25y 75), y en (iii) el ajuste lineal de las medianas para cada intervalo y los percentiles 25 y 75. De esta manera se tienen tres ajustes lineales diferentes e independientes los cuales permiten, para cada registro de intensidad backscat-

ter del ceilómetro, estimar la tendencia central de la concentración de PM_{2.5} y al mismo tiempo su rango de variabilidad o incertidumbre más probable definido en este caso como el rango intercuartil. En la Figura 4.11 se presenta de igual forma la ecuación obtenida para el ajuste de las medianas cuyo desempeño será evaluado posteriormente en esta sección.

Un análisis similar es llevado a cabo con las series obtenidas del ceilómetro del AMVA y la estación de PM₁₀ Éxito de San Antonio (ver Figura 4.12). En este caso, a pesar de que la distancia entre los sitios de medición es menor que en el caso anterior, las correlaciones son menores en magnitud (Pearson = 0.6923 y Spearman = 0.6613). Esta disminución puede deberse a dinámicas más complejas en la microescala del sitio de medición. De igual forma, el cambio de variable (PM_{2.5} a PM₁₀) puede influir en el resultado, sin embargo no es posible realizar un análisis que lo compruebe, debido a la ausencia de registros de material particulado en las zonas de estudio.

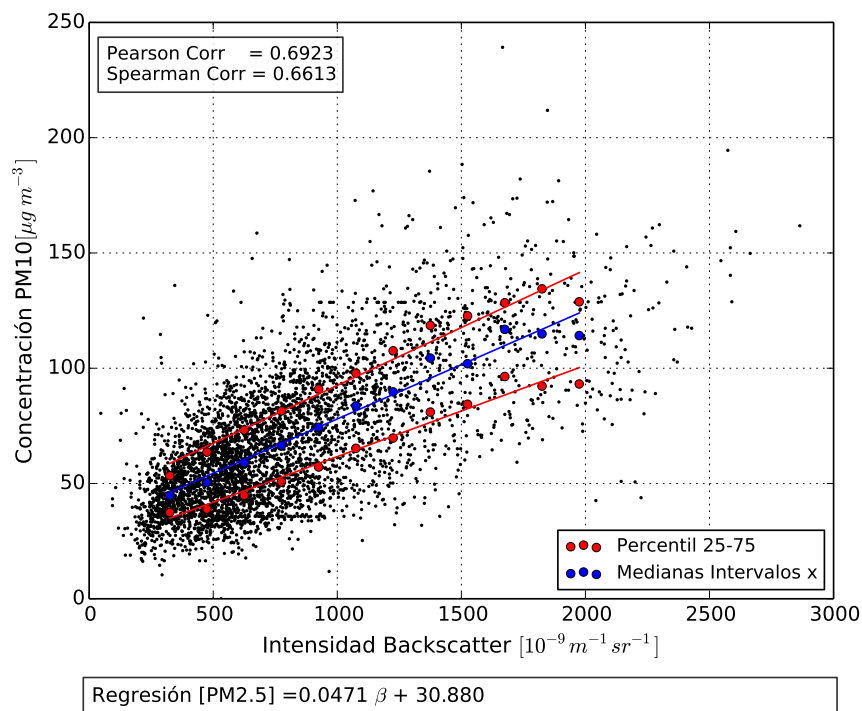


Figura 4.12: Diagrama de dispersión entre las concentraciones de PM₁₀ de la estación Éxito de San Antonio y la serie de intensidad backscatter a 10m medida por el ceilómetro del AMVA

Para continuar con el análisis, se selecciona el par de series que generan el grado más alto de correlación lo que sugiere que habrá un mejor ajuste entre las observaciones y

las estimaciones. Teniendo en cuenta esto, se selecciona la serie de PM_{2.5} de la estación Universidad Nacional y la serie de intensidad backscatter del ceilómetro de la Torre SIATA. Las ecuaciones para la estimación de PM_{2.5} obtenidas a partir de las regresiones lineales de la mediana y cuartiles 25 y 75, presentados en el diagrama de dispersión para el conjunto de datos mencionado, son usadas en todo el registro de intensidad backscatter para un nivel de 10 m.

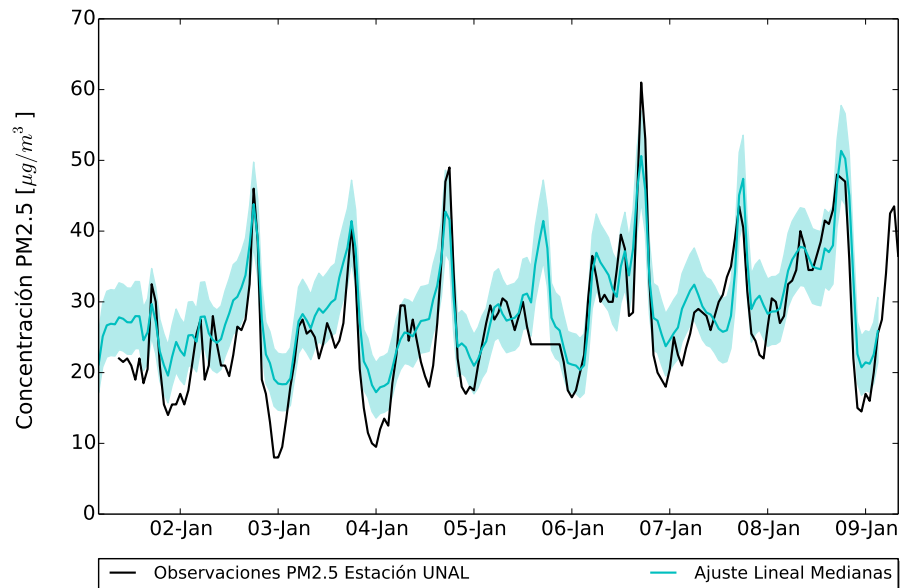


Figura 4.13: Resultados de la estimación de PM_{2.5} a partir de los datos de intensidad backscatter del ceilómetro de la Torre SIATA

Los ajustes, incluyendo la estimación de la incertidumbre mediante el uso de los ajustes lineales para los diferentes cuartiles, reproducen de manera satisfactoria la variabilidad de la serie observada y en la mayoría de los casos los valores de PM_{2.5} observados se encuentran dentro de la banda de incertidumbre de los valores estimados a partir de la intensidad backscatter. Como es de esperarse el ajuste de la tendencia central por si mismo, el cual es similar a los ajustes lineales tradicionales usando todo el conjunto de datos para estimar una única regresión lineal, no captura de manera correcta los valores extremos, y en este caso en especial los valores mínimos. Dichos valores son bien representados en este caso por el ajuste de las rectas de los cuartiles inferior y superior, las cuales dan un valor agregado a la estimación de la concentración del PM_{2.5} y a su vez a la gestión ambiental pues la determinación intervalos de posible variación de dicha concentración permite el uso de herramientas probabilísticas de toma de decisiones en las cuales se combina del

histograma de la variable de interés con una métrica de costos asociados a cada una de las posibles decisiones

Ajuste Cuantil - Cuantil

Los comparación entre las observaciones y la serie estimada a partir de la regresión lineal de las medianas de los intervalos analizados, se realiza a partir de un diagrama Q-Q presentado en la Figura 4.14. Los círculos negros representan la correspondencia entre los cuantiles de la serie de PM_{2.5} observada y los datos estimados de la misma variable a partir de los datos de intensidad backscatter del ceilómetro de la Torre SIATA. La cercanía de los círculos a la línea de ajuste ideal da indicios de un buen ajuste entre las dos series, por lo tanto se considera que para los primeros nueve deciles la serie estimada representa de manera satisfactoria la variabilidad y magnitud de las observaciones; el comportamiento del último decil sugiere que el modelo subestima los valores máximos de la serie observada. Usando técnicas estadísticas, a partir de la implementación del ajuste Cuantil - Cuantil se pretende corregir estos errores en la estimación.

El ajuste Q-Q consiste en forzar los cuantiles de la serie estimada a su valor correspondiente en la serie observada a partir de una nueva regresión lineal con el objetivo de reproducir el histograma observado. Los círculos rojos representan los cuantiles resultantes de la serie estimada vs. la serie observada luego de la implementación del método de ajuste Q-Q.

Aun cuando los resultados sin ajuste Q-Q es satisfactorio, la regresión Q-Q modifica los resultados de manera que se aproximan un poco más cerca de la recta de ajuste ideal, mejorando en particular los valores extremos. El cambio más significativo se da en el percentil 100 que corresponde a concentraciones mayores a $110 \mu g/m^3$, donde el ajuste Q-Q logra forzar de manera casi perfecta la correspondencia entre los valores de dicho percentil entre la serie observada y la serie estimada. Es importante subrayar la importancia de la corrección de dicho percentil ya que es este el que está asociado a eventos de calidad de aire potencialmente nocivos para la salud.

En la Figura 4.15 se presenta la comparación temporal de las series observada (Negro),

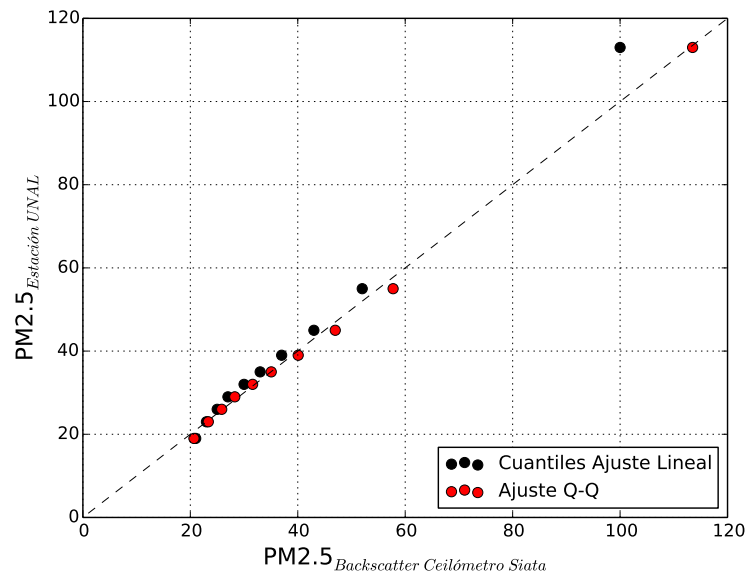


Figura 4.14: Los círculos negros representan los cuantiles de la serie estimada vs. la serie observada de PM_{2.5} luego de calcular un ajuste lineal a los datos de intensidad backscatter. Los círculos rojos son el resultado de la implementación del método de ajuste Cuantil-Cuantil a los datos estimados.

con ajuste lineal (Rojo) y posterior al ajuste cuantil-cuantil para un periodo continuo de días sin precipitación durante los primeros días del mes de Enero.

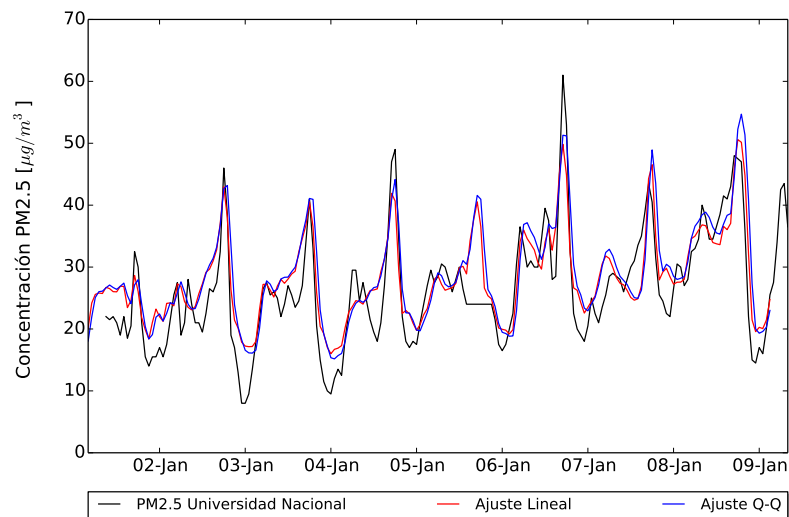


Figura 4.15: Resultados de la estimación de PM_{2.5} a partir de los datos de intensidad backscatter del ceilómetro de la Torre SIATA

Se observa como la variabilidad es captada de manera muy satisfactoria en las series,

sin embargo los valores mínimos son sobreestimados por la regresión. El ajuste Q-Q intenta corregir dicha sobreestimación, sin embargo la diferencia en magnitud no es significativa. Los máximos son estimados correctamente para el periodo analizado, casi en su totalidad. Teniendo en cuenta que la distancia entre los dos sensores es de aproximadamente 1 km y que las dinámicas de dispersión a pequeña escala pueden afectar significativamente la correspondencia entre las series, la estimación obtenida es bastante buena, indicando que la variable intensidad backscatter tiene la capacidad de reproducir de manera satisfactoria el comportamiento y variabilidad de las concentraciones de PM_{2.5} en el valle de Aburrá. Teniendo en cuenta esto deben evaluarse las ventajas de la resolución del ceilómetro para la conformación de alertas tempranas relacionadas con episodios críticos de contaminación en el valle, de igual forma la posibilidad de implementar los ceilómetros en modelos de dispersión para el estudio del comportamiento de los aerosoles en la vertical.

Capítulo 5

Conclusiones

El aumento de la población en la región combinado a las preferencias históricas de la ciudadanía por el transporte individual sobre el masivo, y a la presencia aun de industrias de manufactura de gran envergadura, las cuales usan hornos de combustión de gran capacidad, han hecho de la calidad del aire en la región un tema de suma importancia con influencia no solo en las condiciones ambientales y la calidad de vida, sino también en la salud misma en tal nivel, que la incidencia de enfermedades respiratorias agudas y crónicas en la sociedad tiene un impacto cuantificable en la productividad y en la economía. Es por estas razones que la calidad del aire se ha convertido en un tema de alto interés tanto para la sociedad como para las entidades encargadas de la regulación y la protección de medio ambiente y la salud. Es importante tener en cuenta que si bien la calidad del aire depende de manera directa de las emisiones de fuentes fijas y móviles, aspectos geográficos, topográficos y meteorológicos también modulan la concentración de diferentes contaminantes cerca de la superficie pues juegan un papel crucial en su dispersión y transporte (advección) en diferentes direcciones, de manera que entender las características fundamentales de dichos procesos tiene suma importancia no solo desde el punto de vista académico sino también práctico en el diseño de estrategias de evaluación, prevención y control asociados con la calidad del aire.

Uno de los factores meteorológicos más importantes en la modulación de la calidad del aire en superficie, si no es el más, es la altura de la capa límite atmosférica (CLA), puesto que dicha variable determina la escala vertical de los procesos de dispersión y convección como resultado del grado de estabilidad o inestabilidad de la atmósfera. Por

esta razón el presente trabajo se enfocó en el análisis de la variabilidad de la estructura de la CLA en el valle de Aburrá a partir de diferentes mediciones indirectas de la red del Sistema de Alerta Temprana de Medellín y el Valle de Aburrá (SIATA) provenientes de estaciones meteorológicas in-situ, ceilómetros, campañas de radiosondeos, radar perfilador de vientos y radiómetro microondas. Dichas mediciones posibilitaron el estudio, en conjunto, de los fenómenos que tienen influencia en la estructura y evolución de la CLA en el valle a partir de la información de variables dinámicas y termodinámicas. El análisis y las estrategias metodológicas propuestas en el presente estudio posibilitaron la estimación continua de la altura de la CLA en el valle de Aburrá a partir de diferentes técnicas mono-sensor (ej: solo usando ceilómetros) y multi-sensor (ej: usando conjuntamente radiómetro microondas y radar perfilador de vientos), facilitando el estudio de la influencia de los diferentes fenómenos atmosféricos en su dinámica y variabilidad, permitiendo además la determinación de periodos que favorecen la acumulación o la dispersión de los aerosoles contaminantes, y sirviendo como estimador indirecto de concentraciones de PM_{2.5} y PM₁₀ en la vertical bajo ciertas condiciones atmosféricas.

La evaluación del desempeño de los métodos implementados en la estimación de la altura de la CLA permitió establecer que la combinación de los sensores remotos estudiados son la herramienta más importante para el estudio de la variabilidad y estructura de la CLA en el valle de Aburrá, de acuerdo con su precisión, resolución temporal y cobertura en la vertical; las estimaciones obtenidas de manera individual, a partir de los perfiles de las diferentes variables termodinámicas y físicas medidas por ellos, representaron de manera satisfactoria la evolución diurna y el régimen monomodal de la CLA en el valle de Aburrá, en cuanto a su magnitud y variabilidad. Sin embargo, teniendo en cuenta que cada método implementado explica (o mide) un fenómeno específico generado por la transición entre capas, es importante llevar a cabo una integración de las estimaciones obtenidas de todos los sensores, estableciendo de esta manera un marco de análisis que involucre diferentes procesos y que a su vez se logre redundancia en las estimaciones. Los radiosondeos por su parte, no representaron para este estudio en particular, una herramienta muy robusta de estimación, lo cual es posible atribuir al carácter Lagrangiano de sus mediciones, en donde la dinámica altamente variable de las circulaciones dentro del valle y fuera de él, pudo tener efectos importantes en la conformación de los perfiles.

Particularmente, las estimaciones obtenidas a partir de los perfiles de los ceilómetros y la integración del Radar Perfilador de Vientos (RWP) y la Radiómetro Microondas (MWR) con del método de Richardson, demostraron una alta congruencia especialmente en horas en donde las condiciones estables de la atmósfera favorecen la aparición de transiciones claramente demarcadas, en relación a las dinámicas de ambas capas lo cual se presenta típicamente entre las 18:00 y las 10:00 Hora Local. Es importante tener en cuenta que, debido a que los perfiles medidos por el ceilómetro cuentan con mejor resolución (6 veces mayor) comparada con los dos sensores restantes, en presencia de capas de aerosol bien definidas características de atmósferas estables, los métodos basados en dichos perfiles presentan un mejor desempeño en cuanto a precisión y sensibilidad a las variaciones en pequeña escala en la vertical. Por su parte, los procesos de dispersión favorecidos por la convección en atmósferas inestables resultan en la disminución significativa de las concentraciones de aerosoles en la atmósfera y como resultado, los métodos basados en perfiles backscatter reducen su desempeño. Bajo estas condiciones, es posible que el método de Richardson integrado para el RWP y el MWR, que depende de otras dinámicas como la turbulencia, no vea tan afectado su desempeño y por lo tanto reproduzca de una manera más precisa la evolución de la altura de la CLA para esta porción del día, que se desarrolla típicamente entre las 10:00 y las 18:00 Hora Local.

Análisis adicionales permitieron comprobar que los gradientes de temperatura entre la superficie y la atmósfera, son el principal modulador de los cambios en la estructura de la CLA, siendo estos los generadores del ascenso o descenso de las parcelas de aire y por tanto de los procesos de mezcla y turbulencia en la tropósfera baja, limitando la tasa de expansión de la capa a lo largo del día. Debido a lo anterior, y sabiendo que la cantidad de radiación solar incidente en la superficie presenta variaciones importantes a escalas intranuales, la altura de la CLA está definida por un patrón de oscilación en esta misma escala que si bien no pudo ser validado en un periodo completo de un año debido a la corta extensión del registro disponible, se pudo evidenciar relacionando su evolución con algunas variables meteorológicas como la lluvia y la temperatura. De esta manera, se demuestra que son los meses de Marzo y Junio cuando se presentan menores y mayores alturas promedio de la altura de la CLA respectivamente.

Si bien, la altura de la CLA tiene una influencia directa con las condiciones de la

calidad del aire en un lugar determinado, siendo esta quien delimita el espacio disponible para la dispersión e interacción de los contaminantes, las características de las emisiones tales como la cantidad, distribución y/o tipo de contaminante no tienen afectación en la variabilidad de la altura de la CLA, por lo menos a un primer orden. Por consiguiente, sin importar cuán significativa en magnitud o cuán variable sea la dinámica de las emisiones, el espacio disponible para su interacción dependerá de otros factores meteorológicos. De esta manera, las políticas y estrategias relacionadas con el mejoramiento de la calidad del aire en el valle de Aburrá, deben concebirse partiendo del análisis de la influencia de los múltiples actores que hacen parte de este proceso, y no únicamente del manejo, vigilancia y control de las emisiones de contaminantes. Factores como la variación diurna de los periodos que favorecen la mezcla y la dispersión, además de la dinámica meteorológica que condiciona los meses del año en los que la dispersión de los contaminantes fuera del valle es más eficiente, deben ser tenidos en cuenta con el fin de que la implementación de dichas políticas sea más eficaz.

Resultados adicionales del presente trabajo demostraron que no debe restringirse el papel de los ceilómetros en el estudio de la calidad del aire únicamente a las estimaciones de la altura de la CLA; la intensidad backscatter medida por estos sensores demostró ser, bajo condiciones de humedad relativa en la atmósfera menor al 75 %, una variable predictora de las concentraciones de material particulado en superficie. Se espera que la conformación de un modelo mejorado bajo condiciones más propicias, relacionadas particularmente con la distancia entre las estaciones analizadas, permita implementar los ceilómetros como sensores de material particulado. Lo anterior, teniendo en cuenta sus ventajas relacionadas con la cobertura vertical y la resolución temporal, permitirá registrar con mayor grado de detalle eventos que para las redes in situ, por sus limitaciones no es posible caracterizar. Adicionalmente, permitirá obtener información valiosa acerca de la dispersión de los aerosoles en la vertical, y por lo tanto la validación de los modelos implementados para el estudio de la calidad del aire en el valle de Aburrá.

Es importante resaltar que durante el transcurso de la presente investigación, la evidencia aquí presentada sobre la evolución diurna de la altura de la CLA fue fundamental en la formulación de una política ambiental liderada por el Área Metropolitana del Valle de Aburrá (AMVA) y direccionada a las industrias, en la cual el objetivo fundamental es escalonar los procesos de producción industrial de manera que la mayor cantidad de

emisión de material particulado a la atmósfera asociado a procesos de combustión sea en los momentos en los cuales la atmósfera es inestable y por tanto la altura de la CLA supere los 800-1000 m sobre la superficie. Si bien esta política no ayuda a reducir las emisiones totales de las industrias (y mucho menos la emisión de gases de efecto invernadero) si tiene un impacto potencial importante en la calidad del aire en superficie teniendo en cuenta que el 18% del material particulado cerca de la superficie es atribuible a la producción industrial. Apoyados en la misma evidencia de la evolución de la CLA aquí presentada se viene impulsando en instituciones públicas y en industrias de la región el escalonamiento de los turnos de trabajo de los empleados de manera que se eviten las horas pico en la movilidad y al mismo tiempo se reduzca la contaminación generada por el parque automotor (aproximadamente 80% del material particulado es proveniente de fuentes móviles) en horas en las cuales la atmósfera es estable. Adicionalmente, con el fin de generar procesos de educación y mejorar el conocimiento colectivo sobre la variabilidad de la calidad del aire en nuestra región, la evidencia aquí presentada se convirtió en la justificación principal para la creación de un grupo de ciudadanos científicos, con los cuales se pretende generar una densa (100 estaciones) red de monitoreo de la calidad del aire (material particulado, temperatura, humedad, CO, NO₂, O₃) usando sensores desarrollados por el SIATA. Dicha red, en conjunto con los sensores remotos aquí estudiados y los sensores de la red de monitoreo de calidad del aire del AMVA serán la base para la activación de un plan operacional de emergencias por eventos de baja calidad del aire.

Bibliografía

- Beyrich, F. (1997). Mixing height estimation from sodar data - A critical discussion. *Atmospheric Environment*, 31(23):3941–3953.
- Bianco, L., Djalalova, I. V., King, C. W., and Wilczak, J. M. (2011). Diurnal Evolution and Annual Variability of Boundary-Layer Height and Its Correlation to Other Meteorological Variables in California’s Central Valley. *Boundary-Layer Meteorology*, 140:491–511.
- Bianco, L., Wilczak, J. M., and White, A. B. (2008). Convective boundary layer depth estimation from wind profilers: Statistical comparison between an automated algorithm and expert estimations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25:1397–1413.
- Chandra, S., Dwivedi, A. K., and Kumar, M. (2014). Characterization of the atmospheric boundary layer from radiosonde observations along eastern end of monsoon trough of India. *Journal Earth Syst. Sci.*, (6):1233–1240.
- Correa, M., Zuluaga, C., Palacio, C., Pérez, J., and Jiménez, J. (2009). Acoplamiento de la atmósfera libre con el campo de vientos locales en una región tropical de topografía compleja. Caso de estudio: Valle de Aburrá, Antioquia, Colombia. *Dyna*, Año 76:17–27.
- Corredor-Ardoy, J., Bravo-Aranda, J. A., Granados-Munoz, M. J., Guerrero-Rascado, J. L., Fernández-Gálvez, J., Cazorla, A., and Alados-Arboledas, L. (2014). Active and passive remote sensing for monitoring the planetary boundary layer height. *Óptica Pura y Aplicada*, 47(2):83–90.
- Dabberdt, W. F., Frederick, G. L., Hardesty, R. M., Lee, W. C., and Underwood, K. (2004). Advances in meteorological instrumentation for air quality and emergency response. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 87:57–88.

- Di Giuseppe, F., Riccio, A., Caporaso, L., Bonafé, G., Gobbi, G. P., and Angelini, F. (2012). Automatic detection of atmospheric boundary layer height using ceilometer backscatter data assisted by a boundary layer model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(November 2011):649–663.
- Emeis, S. (2011). *Surface-Based Remote Sensing of the Atmospheric Boundary layer*. Springer.
- Emeis, S., Münkkel, C., Vogt, S., Müller, W. J., and Schäfer, K. (2004). Atmospheric boundary-layer structure from simultaneous SODAR, RASS, and ceilometer measurements. *Atmospheric Environment*, 38(2):273–286.
- Emeis, S. and Schäfer, K. (2006). Remote Sensing Methods to Investigate Boundary-layer Structures relevant to Air Pollution in Cities. *Boundary-Layer Meteorology*, 121(2):377–385.
- Emeis, S., Schäfer, K., and Münkkel, C. (2008). Long-term observations of the urban mixing-layer height with ceilometers. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 1:012027.
- Emeis, S., Schäfer, K., and Münkkel, C. (2009). Observation of the structure of the urban boundary layer with different ceilometers and validation by RASS data. *Meteorologische Zeitschrift*, 18(2):149–154.
- Emeis, S., Schäfer, K., Münkkel, C., Friedl, R., and Suppan, P. (2012). Evaluation of the Interpretation of Ceilometer Data with RASS and Radiosonde Data. *Boundary-Layer Meteorology*, 143:25–35.
- Eresmaa, N., Härkönen, J., and Joffre, S. (2012). A Three-Step Method for Estimating the Mixing Height Using Ceilometer Data from the Helsinki Testbed. pages 2172–2187.
- Eresmaa, N., Karppinen, A., and Joffre, S. M. (2006). Mixing height determination by ceilometer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6:1485–1493.
- Granados-Munoz, M. J., Navas-Guzmán, F., Bravo-Aranda, J. a., Guerrero-Rascado, J. L., Lyamani, H., Fernández-Gálvez, J., and Alados-Arboledas, L. (2012). Automatic determination of the planetary boundary layer height using lidar: One-year analysis over southeastern Spain. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117:1–10.

- Hannesdóttir, A. (2013). *Boundary-layer height detection with a ceilometer at a coastal site in western Denmark*. PhD thesis, Technical University of Denmark, Roskilde, Denmark.
- Hayden, K. L., Anlauf, K. G., Hoff, R. M., Strapp, J. W., Bottenheim, J. W., Wiebe, H. a., Froude, F. a., Martin, J. B., Steyn, D. G., and McKendry, I. G. (1997). The vertical chemical and meteorological structure of the boundary layer in the Lower Fraser Valley during Pacific '93. *Atmospheric Environment*, 31(14):2089–2105.
- Hennemuth, B. and Lammert, A. (2006). Determination of the Atmospheric Boundary Layer Height from Radiosonde and Lidar Backscatter. *Boundary-Layer Meteorology*, 120(1):181–200.
- Holzworth, G. C. (1964). Estimates of Mean Maximum Mixing Depths in the Contiguous United States. *Monthly Weather Review*, 92:235–242.
- Kambezidis, H. D., Paliatsos, A. G., Kappos, N., and Kasselouri, B. (2012). A Case of African Dust Transport over Athens Captured by a Ceilometer. *Advances in Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics*, pages 1245–1250.
- Ketterer, C., Zieger, P., Bukowiecki, N., Collaud Coen, M., Maier, O., Ruffieux, D., and Weingartner, E. (2014). Investigation of the Planetary Boundary Layer in the Swiss Alps Using Remote Sensing and In Situ Measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, 151(2):317–334.
- Lagrosas, N., Bagtasa, G., Yoshii, Y., Fukagawa, S., Kuze, H., Takeuchi, N., Naito, S., Sone, A., and Kan, H. (2004). Correlation study between suspended particulate matter and portable automated lidar. *European Space Agency, (Special Publication) ESA SP*, 1:503–506.
- Lau, E., McLaughlin, S., Pratte, F., Weber, B., Merritt, D., Wise, M., Zimmerman, G., James, M., and Sloan, M. (2013). The DeTect Inc. RAPTOR VAD-BL Radar Wind Profiler. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30:1978–1984.
- Lazaridis, M. (2011). *First Principles of Meteorology and Air Pollution*.

- Lee, S.-J., Kim, J., and Cho, C.-H. (2014). An automated monitoring of atmospheric mixing height from routine radiosonde profiles over South Korea using a web-based data transfer method. *Environmental Monitoring and Assessment*, 186:3253–3263.
- Löhnert, U., Crewell, S., Krasnov, O., O’connor, E., and Russchenbert, H. (2008). Advances in continuously profiling the thermodynamic state of the boundary layer: Integration of measurements and methods. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25:1251–1266.
- Lokoshchenko, M. a. (2002). Long-Term Sodar Observations in Moscow and a New Approach to Potential Mixing Determination by Radiosonde Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(8):1151–1162.
- Martucci, G., Matthey, R., Mitev, V., and Richner, H. (2010). Frequency of boundary-layer-top fluctuations in convective and stable conditions using laser remote sensing. *Boundary-Layer Meteorology*, 135:313–331.
- Muñoz, R. C. and Undurraga, A. a. (2010). Daytime Mixed Layer over the Santiago Basin: Description of Two Years of Observations with a Lidar Ceilometer. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(8):1728–1741.
- Muenkel, C., Emeis, S., Mueller, W. J., and Schaefer, K. P. (2004). Aerosol concentration measurements with a lidar ceilometer: results of a one year measuring campaign. *Proceedings of SPIE—the international society for optical engineering*, 5235:486–496.
- Müinkel, C., Eresmaa, N., Räsänen, J., and Karppinen, A. (2006). Retrieval of mixing height and dust concentration with lidar ceilometer. *Boundary-Layer Meteorology*, 124(1):117–128.
- Müinkel, C. and Roininen, R. (2010). Automatic monitoring of boundary layer structures with ceilometer. Technical report, Vaisala.
- Nisperuza, D. J. (2015). *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*. PhD thesis, Universidad Nacional de Colombia.

- Pérez Arango, J. D. (2008). *Caracterización preliminar de la circulación en la capa límite atmosférica. Caso de estudio: Valle de Aburrá*. PhD thesis, Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.
- Pérez Arango, J. D., Palacio Tobón, C. A., and Jiménez Mejía, J. F. (2011). Aspectos descriptivos de la circulación en la capa límite atmosférica en el Valle de Aburrá. *DESCRIPTIVE ASPECTS ON ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER CIRCULATION OVER THE VALLE DE ABURRA*. (English), 7:31–41.
- Radiometrics Corporation (2012). MP-3000A Technical Proposal.
- Rendón Pérez, A. M. (2007). *Rompimiento de la inversión térmica en el Valle de Aburrá*. PhD thesis, Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.
- Sawyer, V. and Li, Z. (2013). Detection, variations and intercomparison of the planetary boundary layer depth from radiosonde, lidar and infrared spectrometer. *Atmospheric Environment*, 79:518–528.
- Schween, J. H., Hirsikko, a., Löhnert, U., and Crewell, S. (2014). Mixing layer height retrieval with ceilometer and Doppler lidar: from case studies to long-term assessment. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 7:4275–4319.
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S.-e., Jo, S., Rasmussen, A., and Tercier, P. (2000). Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmospheric Environment*, 34:1001–1027.
- Seidel, D. J., Ao, C. O., and Li, K. (2010). Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115:1–15.
- Stachlewska, I. S., Piadłowski, M., Migacz, S., Szkop, A., Zielińska, A. J., and Swaczyna, P. L. (2012). Ceilometer observations of the boundary layer over Warsaw, Poland. *Acta Geophysica*, 60(5):1386–1412.
- Steyn, D. G., Baldi, M., and Hoff, R. M. (1999). The detection of mixed layer depth and entrainment zone thickness from lidar backscatter profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(1979):953–959.

- Stull, R. B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, volume 13.
- Sundström, A. M., Nousiainen, T., and Petäjä, T. (2009). On the quantitative low-level aerosol measurements using ceilometer-type lidar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(2005):2340–2352.
- Vaisala (2010). USER ' S GUIDE Vaisala Ceilometer CL51.
- van der Kamp, D. and McKendry, I. (2010). Diurnal and Seasonal Trends in Convective Mixed-Layer Heights Estimated from Two Years of Continuous Ceilometer Observations in Vancouver, BC. *Boundary-Layer Meteorology*, 137(3):459–475.
- Wang, X. Y. and Wang, K. C. (2014). Estimation of atmospheric mixing layer height from radiosonde data. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7:1701–1709.
- Whiteman, C. D. (2000). *Mountain Meteorology. Fundamentals and applications*.
- Wiegner, M., Madonna, F., Biniotoglou, I., Forkel, R., Gasteiger, J., Geiß, a., Pappalardo, G., Schäfer, K., and Thomas, W. (2014). What is the benefit of ceilometers for aerosol remote sensing? An answer from EARLINET. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7:1979–1997.
- Wilks, D. (2001). *Statistical methods in atmospheric sciences*, volume 40.
- Young, J. S. (2013). *Investigation of winter time cold-air pools and aerosol layers in the salt lake valle y using a lidar ceilometer*. PhD thesis, University of Utah.
- Young, J. S. and Whiteman, C. D. (2015). Laser ceilometer investigation of persistent wintertime cold-air pools in Utah's Salt Lake Valley. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, page 150203142804008.
- Zhang, Y., Zhang, S., Huang, C., Huang, K., Gong, Y., and Gan, Q. (2014). Diurnal variations of the planetary boundary layer height estimated from intensive radiosonde observations over Yichang, China. *Science China Technological Sciences*, 57(11):2172–2176.