



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

La atmósfera nocturna en un área urbana tropical de terreno complejo. Caso de estudio: el Valle de Aburrá (Colombia)

Álvaro Ramírez Cardona

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas, Departamento de Geociencias y Medio Ambiente

Medellín, Colombia

2022

La atmósfera nocturna en un área urbana tropical de terreno complejo. Caso de estudio: el Valle de Aburrá (Colombia).

Álvaro Ramírez Cardona

Tesis de grado presentada como requisito parcial para optar al título de:
Magíster en Ingeniería - Recursos Hidráulicos

Director(a):

Ph.D José Fernando Jiménez

Línea de Investigación:

Meteorología urbana y de montañas

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas, Departamento de Geociencias y Medio
Ambiente
Medellín, Colombia

2022

La noche nos reunió en este escrito, espero que nos reúna también para compartir un par de sonrisas.

Declaración de obra original

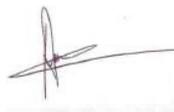
Yo declaro lo siguiente:

He leído el Acuerdo 035 de 2003 del Consejo Académico de la Universidad Nacional. «Reglamento sobre propiedad intelectual» y la Normatividad Nacional relacionada al respeto de los derechos de autor. Esta disertación representa mi trabajo original, excepto donde he reconocido las ideas, las palabras, o materiales de otros autores.

Cuando se han presentado ideas o palabras de otros autores en esta disertación, he realizado su respectivo reconocimiento aplicando correctamente los esquemas de citas y referencias bibliográficas en el estilo requerido.

He obtenido el permiso del autor o editor para incluir cualquier material con derechos de autor (por ejemplo, tablas, figuras, instrumentos de encuesta o grandes porciones de texto).

Por último, he sometido esta disertación a la herramienta de integridad académica, definida por la universidad.



Álvaro Ramírez Cardona

Fecha 12/02/2022

Agradecimientos

A mis padres, Astrid Cardona Figueroa y Álvaro Ramírez Díaz, que siempre me han apoyado en mis sueños y han estado presentes en penas y gozos. A los profesores del Dpto. de Geociencias y Medio Ambiente de la Facultad de Minas, en especial al profesor José Fernando Jiménez que me ha acompañado con sus enseñanzas desde el pregrado y me ha brindado su amistad. A todos mis amigos, colegas y compañeros de vida.

A todo el personal operativo del SIATA que opera los sensores y pone a disposición de manera gratuita la información para poder hacer este tipo de investigaciones.

Y a la vida, por permitirme vivir este tipo de alegrías.

Resumen

La atmósfera nocturna en un área urbana tropical de terreno complejo. Caso de estudio: el Valle de Aburrá (Colombia)

Esta investigación caracterizó la estructura térmica y dinámica de la capa límite nocturna para el año 2017 en el Valle de Aburrá-Colombia, un área urbana tropical con topografía compleja. Se utilizaron registros provenientes de un radiómetro de microondas, un radar perfilador de vientos, un ceilómetro, estaciones meteorológicas y el modelo WRF-ARW acoplado al modelo de parametrización urbana *SLUCM*. Este último fue ejecutado con seis esquemas de parametrización distintos de la capa límite atmosférica, para 33 noches distribuidas en el periodo de estudio. Un análisis exploratorio fue ejecutado para identificar procesos espacio-temporales usando variables de estado como los vientos, el número de Richardson aproximado, la temperatura potencial virtual y la intensidad de retrodispersión. Mediante un análisis de sensibilidad de los registros se encontró que el espesor de la capa límite nocturna corresponde a un número de Richardson crítico de 0,5. Además se evaluó el modelo para las horas de la noche y se encontró un desempeño aceptable del esquema de parametrización MYNN. También se identificaron patrones de circulación asociados a un jet de bajo nivel, inversiones térmicas, vientos catabáticos y acoplamiento de los vientos alisios con los vientos orográficos. Se observó que los trimestres junio-julio-agosto y septiembre-octubre-noviembre son más estables dinámicamente, mientras que los trimestres de diciembre-enero-febrero y marzo-abril-mayo lo son más desde el punto de vista estático. Finalmente, se concluye que los espesores de la capa límite nocturna en el Valle de Aburrá son relativamente bajos, con condiciones de velocidades significantes al principio de la noche, pero al final de la noche con velocidades muy cercanas a cero y con una estabilidad atmosférica cada vez fortaleciéndose más por el enfriamiento radiativo.

Palabras clave: meteorología urbana y de montañas; patrones de circulación; capa límite nocturna; estabilidad atmosférica; terreno complejo; área urbana tropical; número de Richardson aproximado

Abstract

The nocturnal atmosphere in a tropical urban area of complex terrain. Case study: Aburrá Valley (Colombia)

This research characterized the thermal structure and dynamics of the nocturnal boundary layer for the year 2017 in the Aburrá Valley-Colombia, a tropical urban area with complex topography. Records from a microwave radiometer, a wind profiler radar, a ceilometer, meteorological stations, and the WRF-ARW model coupled to the SLUCM urban parameterization model were used. This last one was run with six different atmospheric boundary layer parameterization schemes, for 33 nights distributed in the study period. An exploratory analysis was performed to detect spatio-temporal processes using state variables such as winds, bulk Richardson number, virtual potential temperature and backscatter. Through a sensitivity analysis of the records, it was found that the thickness of the nocturnal boundary layer corresponds to a critical Richardson number of 0,5. In addition, the model was evaluated during night hours and an acceptable performance of the MYNN parameterization scheme was found. Circulation patterns associated with a low-level jet, thermal inversions, katabatic winds and coupling of trade winds with orographic winds were also identified. It was observed that the quarters of june-july-august and september-october-november are more dynamically stable, and whereas those of the december-january-february and march-april-may are more statically stable. Finally, it is concluded that the thicknesses of the nocturnal boundary layer in the Aburrá Valley are relatively low, with significant velocities at the beginning of the night, but at the end of the night with velocities very close to zero and with atmospheric stability becoming increasingly stronger due to radiative cooling.

Keywords: urban and mountain meteorology; circulation patterns; nocturnal boundary layer; atmospheric stability; complex terrain; tropical urban area; bulk Richardson number

Contenido

	Pág.
1. Introducción	1
2. Dinámica atmosférica nocturna	4
2.1 La capa límite atmosférica en áreas de terrenos complejos	4
2.1.1 Horas diurnas	5
2.1.2 Horas nocturnas	6
2.2 Estabilidad atmosférica	6
2.3 Métodos para el estudio de la estructura de la CLN	8
2.3.1 Gradiente mínimo de retrodispersión (GMR)	9
2.3.2 Inversión térmica no-local (ITNL)	10
2.3.3 Inversión de humedad Específica (IHE)	10
2.3.4 Jet nocturno de bajo nivel (JBN)	10
2.3.5 Velocidad mínima (VM)	11
2.3.6 El número aproximado de Richardson (RiA)	11
2.4 Patrones de circulación en la CLN sobre terrenos complejos	12
2.4.1 Forzamientos en la baja atmósfera nocturna	12
2.4.2 Contexto: climatología y meteorología del Valle de Aburrá	14
3. Caracterización de las bases de datos y metodología experimental	18
3.1 Sensores remotos y estaciones meteorológicas	18
3.1.1 Radar Perfilador de Vientos (RPV)	18
3.1.2 Radiómetro de Microondas (RM)	18
3.1.3 Ceilómetro (CL)	19
3.1.4 Estaciones meteorológicas (EM)	19
3.2 Tratamiento de datos y estimación de variables	20
3.3 Análisis exploratorio de datos	23
3.4 Selección del umbral de estabilidad atmosférica nocturno	23
3.5 Caracterización de la estructura térmica y dinámica de la CLN	24
3.6 Caracterización de noches de interés	24
3.7 Modelación atmosférica y diseño experimental	24
3.7.1 Configuración del modelo	24
3.7.2 Evaluación estratégica del modelo	27
3.7.3 Exploración de la circulación atmosférica nocturna	28
4. Resultados	29
4.1 Análisis exploratorio	29
4.1.1 Viento	29
4.1.2 Temperatura Potencial Virtual	32

4.1.3	intensidad de Retrodispersión	33
4.1.4	Número de Richardson Aproximado.....	34
4.2	Selección del umbral de estabilidad atmosférica nocturno.....	36
4.3	Caracterización de la estructura térmica y dinámica de la CLN.....	37
4.4	Caracterización de noches de interés	39
4.4.1	Noche 1 abril – 2 abril 2017.....	39
4.4.2	Noche 25 julio – 26 julio 2017.....	40
4.4.3	Noche 25 noviembre – 26 noviembre 2017	41
4.4.4	Noche 13 diciembre – 14 diciembre 2017.....	42
4.5	Evaluación estratégica del modelo.....	43
4.6	Exploración de la circulación atmosférica nocturna.....	48
4.6.1	Noche 1 abril – 2 abril 2017.....	48
4.6.2	Noche 25 julio – 26 julio 2017.....	50
4.6.3	Noche 25 noviembre– 26 noviembre 2017	52
4.6.4	Noche 13 diciembre– 14 diciembre 2017.....	54
5.	Conclusiones y recomendaciones	57
5.1	Conclusiones	57
5.2	Recomendaciones	59

Lista de figuras

Figura 1.	Modelo conceptual de la dinámica estructural de la CLA durante el ciclo diurno sobre un terreno plano (J. F. Jiménez, 2016).....	5
Figura 2.	Esquema de la circulación de la CLC. El eje representa el perfil de temperatura potencial y de velocidad del viento. Los remolinos o <i>eddies</i> representan las corrientes térmicas y los flujos turbulentos. Adaptado a partir de (Wyngaard, 1990).	5
Figura 3.	Esquema de la circulación de la CLN. El eje representa el perfil de temperatura potencial y de velocidad del viento. Los remolinos o <i>eddies</i> representan los flujos turbulentos. Adaptado a partir de (Wyngaard, 1990).	6
Figura 4.	Ejemplos de estabilidad e inestabilidad atmosférica en relación con una parcela de aire. A. inestabilidad atmosférica, B. estabilidad atmosférica, C. Estabilidad Neutra. Adaptado de (Courtney, n.d.)	7
Figura 5.	Evaluación de la estabilidad estática según el método de la parcela no-local. Las letras dentro de las parcelas corresponden a las condiciones descritas en la Figura 4. Las flechas representan el movimiento de las parcelas de aire. Adaptado de (Aliabadi et al., 2016)	8
Figura 6.	Perfiles verticales de RiA, intensidad retrodispersión, humedad Específica, θ_v y velocidad del viento y espesores limitados de acuerdo a cada perfil.....	9

Contenido

Figura 7. Procesos y patrones de circulación nocturna sobre un terreno de topografía compleja Adaptado de (Serafin et al., 2018).....	13
Figura 8. Patrones dinámicos en terrenos complejos: a) el cizallamiento entre los vientos orográficos y los vientos de la atmósfera libre. b) las corrientes de gravedad convergen al centro del valle produciendo convección forzada. c) el carácter no estacionario de las corrientes de gravedad produce pulsaciones traducidos en movimientos hacia arriba y abajo. d) la orografía puede actuar como obstáculo o como canalizador de los flujos e) Las características de la orografía pueden favorecer la generación de ondas de montaña. Adaptado de (Banta et al., 2004b).....	14
Figura 9. Ubicación geográfica y características topográficas del VA. (Velásquez García, 2019).....	15
Figura 10. Ciclos promedios mensuales y horarios (2012-2019) de $PM_{2.5}$. En el eje de las abscisas está el mes y la hora local. En el eje de las ordenadas se listan las estaciones según su localización de sur-norte (abajo-arriba) en el VA.....	17
Figura 11. Estaciones meteorológicas y sensores localizados sobre el VA.	20
Figura 12. Dominios seleccionados (a, b), usos del suelo en el dominio 4 predefinidos por el modelo (c) y homologados a partir de información local (d). Adaptado de (J. F. Jiménez, 2016).....	26
Figura 13. Transectos para caracterizar la circulación atmosférica nocturna del VA.....	28
Figura 14. Diagrama de cajas del ciclo horario de la dirección del viento [°] para las alturas [m]: 100, 300, 650, 1050 y 1550.	30
Figura 15. Ciclo promedio horario trimestral de la dirección del viento [°] para el año 2017.	30
Figura 16. Diagrama de cajas del ciclo horario de la velocidad del viento [m/s] de las alturas [m]: 100, 300, 650, 1050 y 1550 para el año 2017.....	31
Figura 17. Ciclo promedio horario trimestral de la velocidad del viento [m/s] para el año 2017.	31
Figura 18. Diagrama de cajas del ciclo horario de la θ_v [K] para el año 2017 de las alturas [m]: 100, 300, 650, 1050 y 1550. Modificado para eliminar los valores atípicos.....	32
Figura 19. Ciclo promedio horario trimestral de la θ_v [K] para el año 2017.	33
Figura 21. Diagrama de cajas del ciclo horario de $\log_{10} I. Retrodispersión$ [$m^{-1} sr^{-1}$] de las alturas [m]: 100, 300, 650, 1050 y 1550 para el año 2017. Modificado para eliminar los valores atípicos	34
Figura 20. Ciclo promedio horario trimestral de la Intensidad de Retrodispersión [$10^{-9}m^{-1} sr^{-1}$] para el año 2017.	34
Figura 22. Diagrama de cajas del ciclo horario RiA de las alturas [m]: 100, 300, 650, 1050 y 1550 para el año 2017. Modificado para observar las magnitudes de interés.	35
Figura 23. Ciclo promedio horario trimestral del RiA para el año 2017.	35
Figura 24. Diagramas de caja nocturnos de los espesores de cada metodología.....	36
Figura 25. RMSE resultante de la media/mediana horaria de cada método frente al método GMR.....	36
Figura 26. Diagramas de caja horario de los espesores de las metodologías usadas de las noches del año 2017.	37

Figura 27. Diagrama esquemático simplificado de la estructura térmica y dinámica de la baja atmósfera nocturna en el VA, a las 19 h, 0h y 5 h.	38
Figura 28. Variables de estado en la vertical de la noche del 1– 2 abril.	39
Figura 29. Variables de estado en la vertical de la noche del 25 – 26 julio.	40
Figura 30. Variables de estado en la vertical de la noche del 25 – 26 noviembre.	41
Figura 31. Variables de estado en la vertical de la noche del 13 – 14 diciembre.	42
Figura 32. Conjunto de métricas resultantes de las 33 noches simuladas en el rango entre 100 m – 1550 m para los 6 esquemas de la CLA. En el eje de las abscisas están los esquemas y en el eje de las ordenadas el resultado de la métrica. Las métricas se encuentran listada en las columnas: MAE, RMSE y R, y las variables en las líneas: R_iA , θv , u, v y He	43
Figura 33. Conjunto de métricas resultantes de las 33 noches simuladas de las variables superficiales para los 6 esquemas de la CLA. En el eje de las abscisas están los esquemas y en el eje de las ordenadas el resultado de la métrica. Las métricas se encuentran listada en las columnas: MAE, RMSE y R, y las variables en las líneas: humedad relativa, precipitación, presión atmosférica, temperatura, u, v.	45
Figura 34. Estimativos de los métodos de las 33 noches de las simulaciones y los registros de sensores (observados).	46
Figura 35. Características de los JBN estimados con el registro local (OBS) contra las características de las 33 noches simuladas por cada esquema de la CLA.	47
Figura 36. Transectos de la noche del 1 – 2 abril. Las columnas listan la velocidad [m/s], la dirección [°] y el espesor de la CLN [msnm] respectivamente a las 3 h.	49
Figura 37. Vientos a 200 m de la noche de la noche del 1 – 2 abril.	49
Figura 38. CLN de la noche del 1 – 2 abril.	50
Figura 39. Vientos a 200 m de la noche de la noche del 25 – 26 julio.	51
Figura 40. Transectos de la noche del 25 – 26 julio a las 19 h. Las columnas listan la velocidad [m/s], la dirección [°] y el espesor de la CLN [msnm].	51
Figura 41. CLN de la noche del 25 – 26 julio.	52
Figura 42. Vientos a 200 m de la noche de la noche del 25 – 26 noviembre.	53
Figura 43. Transectos de la noche del 25 – 26 noviembre a las 23 h. Las columnas listan la velocidad [m/s], la dirección [°] y el espesor de la CLN [msnm].	53
Figura 44. CLN de la noche del 25 – 26 noviembre.	54
Figura 45. Vientos a 200 m de la noche de la noche del 13 – 14 diciembre.	55
Figura 46. Transectos de la noche del 13 – 14 diciembre a la 1 h. Las columnas listan la velocidad [m/s], la dirección [°] y el espesor de la CLN [msnm].	55
Figura 47. CLN de la noche del 13 – 14 diciembre.	56

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1. Criterio para determinar la estabilidad estática del aire húmedo-no saturado.....	7
Tabla 2. Criterios de RiA para caracterizar la estabilidad atmosférica.....	11
Tabla 3. Estaciones meteorológicas y sensores localizados sobre el VA.....	19
Tabla 4. Variables consideradas para caracterizar las condiciones atmosféricas.....	21
Tabla 5. Simulaciones ejecutadas con el modelo WRF-ARW.....	24
Tabla 6. Dominios elegidos en el modelo WRF-ARW.....	25
Tabla 7. Parametrización física de cada dominio en el modelo WRF-ARW.....	25
Tabla 8. Parametrización de la CLA y CS en el modelo WRF-ARW.....	26
Tabla 9. Métricas para evaluar el ajuste cuantitativo del modelo WRF-ARW.....	27
Tabla 10. Transectos para caracterizar la dinámica atmosférica nocturna.....	28
Tabla 11. Evaluación de ajuste del modelo por noches en la vertical.....	44
Tabla 12. Evaluación de ajuste del modelo por noches en superficie.....	44
Tabla 13. Evaluación de ajuste del modelo por patrones y procesos.....	46
Tabla 14. Métricas de la comparación de los espesores de la CLN de cada esquema contra el RiC 0,5 (observados).....	48

Lista de Símbolos y abreviaturas

Abreviatura	Término
<i>CI</i>	Capa de inversión
<i>CIS</i>	Capa de inversión superficial
<i>CL</i>	Ceilómetro
<i>CLA</i>	Capa límite atmosférica
<i>CLC</i>	Capa límite convectiva
<i>CLE</i>	Capa límite estable
<i>CLN</i>	Capa Límite Nocturna
<i>CM</i>	Capa de mezcla
<i>CR</i>	Capa residual
<i>CS</i>	Capa superficial
<i>ECT</i>	Energía cinética turbulenta
<i>HE</i>	Humedad Específica
<i>IR</i>	Intensidad de retrodispersión
<i>JBN</i>	Jet nocturno de bajo nivel
<i>PAF</i>	Piscina de aire frío
<i>PBLH</i>	<i>Planetary boundary layer height</i>
<i>Ri</i>	Número de Richardson
<i>RiA</i>	Número aproximado de Richardson
<i>RiC</i>	Número crítico de Richardson
<i>RM</i>	Radiómetro de microondas
<i>RPV</i>	Radar perfilador de vientos
<i>SBL</i>	<i>Stable boundary layer</i>
<i>SLUCM</i>	<i>Single layer urban canopy model</i>
T_v	Temperatura virtual
<i>VA</i>	Valle de Aburrá
<i>WRF-ARW</i>	<i>Weather research and forecasting model – Advanced Research WRF</i>
<i>z</i>	Altura
θ_v	Temperatura potencial virtual
θ	Temperatura potencial

1. Introducción

El Valle de Aburrá es un área urbana tropical con topografía compleja, irregular y con alturas que oscilan desde los 1500 msnm hasta los 2800 msnm, y donde se ha evidenciado que las condiciones geográficas y meteorológicas específicas juegan un papel determinante en relación con la dinámica de los contaminantes en su interior. Debido al acelerado crecimiento demográfico y del parque automotor, el problema de la contaminación atmosférica urbana ha cobrado importancia durante los últimos años en consecuencia a la deficiente calidad del aire registrada, y a su impacto en la salud de las personas y a la movilidad dentro del valle.

La calidad del aire está en función de la dinámica de la Capa Límite Atmosférica (CLA) cuyo concepto hace alusión a la “porción de la troposfera que está directamente afectada por la presencia de la superficie terrestre, y responde a forzamientos del terreno con una escala de tiempo de una hora o menos” (Stull, 1988). La CLA es el estrato de aire a través del cual los contaminantes emitidos son mezclados y transportados por acción de los flujos turbulentos presentes. El espesor de la CLA varía en el espacio y es dependiente de las condiciones del tiempo.

Durante las horas del día la convección y los flujos turbulentos se ven favorecidos por la incidencia de la radiación solar, propiciando la inestabilidad atmosférica, la dispersión y transporte de contaminantes y el desarrollo de una CLA con un espesor del orden de kilómetros. Con la ausencia de la radiación solar, la superficie terrestre tiende a enfriarse más que su entorno condicionando la estabilidad atmosférica. El espesor de la CLA durante las horas nocturnas, de ahora en adelante Capa Límite Nocturna (CLN), es bastante más delgada que la del día pudiendo ser del orden de cientos de metros. Los procesos dinámicos y termodinámicos de la CLN influyen un régimen estable y estratificado, inhibiendo los procesos convectivos y aminorando los flujos turbulentos precursores de la dispersión y transporte de contaminantes (Mahrt, 1999, 2003, 2014; Mahrt et al., 1998; Salmond & McKendry, 2005).

Varios estudios han reportado parametrizaciones que estiman el espesor de la CLN en función de variables superficiales como la fricción, la rotación de la tierra, los flujos de calor sensible y latente, y de momentum, entre otros (Zilitinkevich et al., 2007). Sin embargo, estas parametrizaciones no son aplicables a nuestro contexto geográfico, considerando que las ecuaciones que las gobiernan incluyen el factor de Coriolis cuyo efecto sobre el trópico es nulo. Así mismo, no consideran la heterogeneidad del terreno que, para el caso de estudio, resulta un factor determinante en la circulación atmosférica local (Henaó et al., 2020; J. F. Jiménez, 2016; Rendón et al., 2015; Zapata Henaó, 2015) y tampoco involucran procesos atmosféricos importantes como el enfriamiento

radiativo, las corrientes de gravedad y el arrastre orográfico (Fernando & Weil, 2010; Steeneveld, 2011; Viana, 2011; H. Zhang et al., 2020). Por tanto, la precisión de estas parametrizaciones suele ser baja y no consideran aspectos fundamentales para el caso de estudio.

Para nuestra fortuna existen una serie de conceptos ampliamente aceptados en la comunidad científica relacionados con la existencia de un umbral de estabilidad atmosférica, cuya aproximación se basa en el número de Richardson que permite caracterizar de forma aproximada los flujos turbulentos en la CLN (Basu et al., 2014; Galperin et al., 2007; Jeričević & Grisogono, 2006; H. Zhang et al., 2020; Y. Zhang et al., 2014). Así mismo, la estabilidad atmosférica incide en la estructura térmica y dinámica de la CLN, por lo que el estudio de los perfiles verticales de temperatura, humedad y del viento facilita la caracterización de este régimen (Dai et al., 2014; Fochesatto, 2015; Lazcano, 2006; Munkel & Roininen, 2010).

Desde otra perspectiva, en varios lugares del mundo se reportan procesos y patrones de circulación nocturnos que tienen incidencia en los flujos turbulentos, el intercambio radiativo suelo-atmósfera y la advección. En terrenos complejos y de montaña, se han identificado corrientes de gravedad (Banta, 2008; Banta et al., 2004a; Doran et al., 2002; Fernando & Weil, 2010; Grubišić et al., 2008; Mahrt, 2003; Sun et al., 2004; Svensson et al., 2011; Zardi & Whiteman, 2013), jet nocturno de bajo nivel, piscinas de aire frío, entre otros (Arduini et al., 2017; Banta, 2008; Banta et al., 2004a; Cuxart, 2008; Hu et al., 2013; Serafin et al., 2018; Viana, 2011).

A nivel del Valle de Aburrá, se han realizado varios estudios a fin de entender la estructura de la CLA: El Grupo de Láseres y Espectroscopia Óptica - GLEO implementó un sistema LIDAR con el que obtuvo perfiles de los aerosoles presentes en la CLA (Nisperuza Toledo, 2015). Herrera-Mejía & Hoyos, 2019; Herrera Mejía, 2015 caracterizó la estructura de la CLA durante el ciclo diurno, estimando el espesor con varios métodos y su relación con la calidad del aire, a partir de la información de ceilómetros, radiómetro de microondas, perfilador de viento, radiosondeos, registros de calidad del aire y el modelo WRF. También se ha caracterizado el sistema de vientos en el Valle de Aburrá tanto en el ciclo diurno y orográfico (Montoya-Duque, 2018), como en el ciclo mensual y de mesoescala (Zapata Henao, 2015).

Además, se han establecido relaciones entre las condiciones del tiempo y las concentraciones de contaminantes, particularmente, se caracterizó el efecto que tiene la precipitación sobre las concentraciones $PM_{2.5}$ en el ciclo diurno (Roldán et al., 2017).

Con este antecedente, surgen algunas preguntas que anteponen esta investigación:

- ¿Cómo es la estructura térmica y dinámica de la baja atmósfera nocturna del valle?
- ¿Cómo varía el espesor de la CLN a lo largo y ancho del valle?
- ¿Existe un umbral de estabilidad atmosférica aplicable a nuestro contexto geográfico?
- ¿Cómo incide la circulación atmosférica nocturna en la dispersión de contaminantes?

Para responder a estas preguntas, se analiza el estado del arte a nivel global como local, se caracteriza la atmósfera nocturna del Valle de Aburrá con registros del año 2017 provenientes de

sensores remotos. Posteriormente, se indaga sobre un umbral de estabilidad atmosférica y se somete a prueba una metodología que permite aproximar el espesor de la CLN para el Valle de Aburrá.

Para obtener una visión de la circulación atmosférica nocturna a lo largo y ancho del valle, se configuran una serie de simulaciones para el mismo periodo de estudio con el modelo numérico WRF-ARW, variando 6 esquemas de parametrizaciones de la CLA, y acoplado el modelo *Single Urban Canopy Model* (SLUCM). Se evalúan los resultados de las simulaciones en contraste con los registros de los sensores remotos, y se selecciona el esquema de parametrización de la CLA que mejores resultados tenga de acuerdo a la evaluación propuesta.

Se espera que estos aportes ayuden a entender la circulación atmosférica de la baja atmósfera nocturna de una región urbano-montañosa como es la del Valle de Aburrá, así como la estructura térmica y dinámica de su CLN.

2. Dinámica atmosférica nocturna

En el primer apartado de este numeral se introducen breves conceptos sobre la estructura de la CLA durante el ciclo diurno. Posteriormente se analizan algunos de los procesos dinámicos y termodinámicos típicos en condiciones de estabilidad atmosférica nocturna. Y por último se detallan algunos métodos para estudiar la estructura térmica y dinámica de la CLN.

El estado del arte de la dinámica atmosférica nocturna reporta más casos de estudios basados en sensores remotos bajo condiciones de planicie relativa y superficies homogéneas que de terrenos complejos; así mismo se reportan más estudios desde latitudes medias y altas (Arduini et al., 2017; Baklanov et al., 2006; Conangla & Cuxart, 2006; Cuxart et al., 2000; Doran et al., 2002; Duine et al., 2017; Grachev et al., 2005, 2013; Hu et al., 2013; M. A. Jiménez et al., 2019; Mahrt, 2017b; Mahrt et al., 1979; Mathieu et al., 2005; Nieuwstadt, 1984; Parker & Raman, 1993; Poulos et al., 2002; Rama Krishna et al., 2003; Saeed et al., 2016; Salmond & McKendry, 2005; Serafin et al., 2018; Tombrou et al., 1998; Wang et al., 2016; Yagüe et al., 2007; Yuval et al., 2020). Sobre el trópico y latitudes medias, también se reportan algunos estudios (Adler et al., 2019; Beu et al., 2016; Plocoste, 2015; Velasteguí et al., 2018), además de los estudios en el Valle de Aburrá aludidos en la parte introductoria y en el **numeral 2.4.2**.

Ya que el caso de estudio se centra en un área urbana tropical, al hablar de las horas nocturnas se alude al periodo de tiempo entre la puesta y salida del sol 18 h – 6 h.

2.1 La capa límite atmosférica en áreas de terrenos complejos

La CLA se define como la parte más baja de la atmósfera que está influenciada por la presencia de la superficie terrestre (Garratt, 1992). Este concepto puede variar de autor en autor así que, para el presente estudio, se adoptará la definición propuesta por Stull, (1988): "es aquella porción de la troposfera que está directamente afectada por la presencia de la superficie terrestre y que responde a forzamientos del terreno con una escala de tiempo de una hora o menos. Estos forzamientos incluyen el arrastre friccional, evapotranspiración, transferencia de calor, emisión de contaminantes y modificaciones de flujo inducidos por el terreno".

El espesor de la CLA no es una variable meteorológica que se mida directamente, sino que se debe estimar a través de medidas indirectas o de parametrizaciones, ya que varía en el tiempo y espacio, y depende de las características del terreno y de la energía cinética turbulenta (ECT) (Baklanov et

al., 2006, 2009; Seibert et al., 2000; Stull, 1988). En el ciclo diurno es posible distinguir la Capa de Mezcla (CM) y la Capa de Inversión (CI) durante el día, convertida en la Capa de Inversión superficial (CIS), la Capa Límite Nocturna (CLN) y la Capa Residual (CR) durante la noche (Kaimal & Finnigan, 1994; Seibert et al., 2000; Stull, 1988; Wyngaard, 1990). La Capa Superficial (CS) es la región de CLA que está en contacto con la superficie del terreno en el ciclo diurno y su espesor oscila entre el 5% - 10% de la CLA. La **Figura 1** presenta el modelo conceptual de la dinámica estructural de la CLA en un terreno plano.

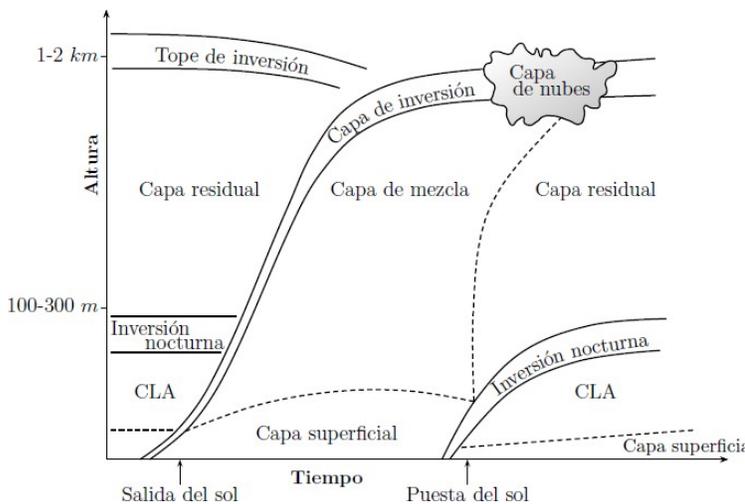


Figura 1. Modelo conceptual de la dinámica estructural de la CLA durante el ciclo diurno sobre un terreno plano (J. F. Jiménez, 2016).

2.1.1 Horas diurnas

En esencia la CM es la Capa Límite Convectiva CLC, debido a que cuando la irradiancia calienta la superficie terrestre se desarrolla convección térmica, lo que se traduce en un régimen atmosférico inestable. Bajo estas condiciones, las corrientes térmicas y la ECT son abundantes en la atmósfera y propician la dispersión de vapor de agua, aerosoles y sustancias contaminantes, así como espesores profundos de la CM. En el tope de la CM se encuentra la CI cuyo limite restringe el ascenso de las corrientes térmicas y de los flujos turbulentos, y es causado por una inversión térmica local (J. F. Jiménez, 2016; Kaimal & Finnigan, 1994).

Con la puesta del sol, las corrientes térmicas y la ECT decaen, y la CM se transforma rápidamente. El esquema de circulación de la CLC se presenta en la **Figura 2**.



Figura 2. Esquema de la circulación de la CLC. El eje representa el perfil de temperatura potencial y de velocidad del viento. Los remolinos o *eddies* representan las corrientes térmicas y los flujos turbulentos. Adaptado a partir de (Wyngaard, 1990).

2.1.2 Horas nocturnas

Con la ausencia de la radiación solar, se produce un enfriamiento de la superficie por la pérdida de calor radiativo hacia a la atmósfera y un colapso de los flujos turbulentos en la CM. El aire sobre la superficie se enfría y se mezcla progresivamente hacia arriba por la acción de los flujos turbulentos generados por la cizalladura del viento. La transición tarde-noche también propicia chorros bajos de velocidad, que pueden desarrollarse dentro de la CIS o por encima de ella. La inversión térmica que comienza a formarse en la superficie crece gradualmente durante la noche, y su gradiente en la vertical es el que caracteriza la CIS (Kaimal & Finnigan, 1994).

La parte superior de la CLN se mezcla con la base de la CR, lo que complica la limitación de la CLN debido a que en la CR la ECT es persistente y los flujos presentes pueden ser del orden de decenas de metros o menos (Balsley et al., 2006, 2008; Barlow, 2014; Tjernström et al., 2009; Xing-Sheng et al., 1983). Este cambio de régimen es la razón principal por la que algunos autores atribuyen ciertos valores de ECT para estimar el espesor de la CLN (Zilitinkevich & Baklanov, 2002).

Con la salida del sol y el calentamiento de la superficie, las CLN, CIS y CR comienzan disiparse para transformarse en la CM. El esquema de circulación de la CLN se presenta en la **Figura 3**.



Figura 3. Esquema de la circulación de la CLN. El eje representa el perfil de temperatura potencial y de velocidad del viento. Los remolinos o *eddies* representan los flujos turbulentos. Adaptado a partir de (Wyngaard, 1990).

2.2 Estabilidad atmosférica

En palabras de Stull, (1988) la estabilidad atmosférica: “el aire inestable es o deviene turbulento... y es estable si es o deviene laminar”. Así pues, los procesos dinámicos y termodinámicos son los que determinan si el aire es estable o inestable.

Desde el equilibrio hidrostático, hay 3 tipos de estabilidad atmosférica que se representan en la **Figura 4**. Imaginemos una parcela de aire que es separada verticalmente, tanto hacia arriba como hacia abajo, desde una posición inicial. Para ver la tendencia a subir o bajar de la parcela de aire se compara su temperatura con la del entorno como se observa en los casos A, B y C.

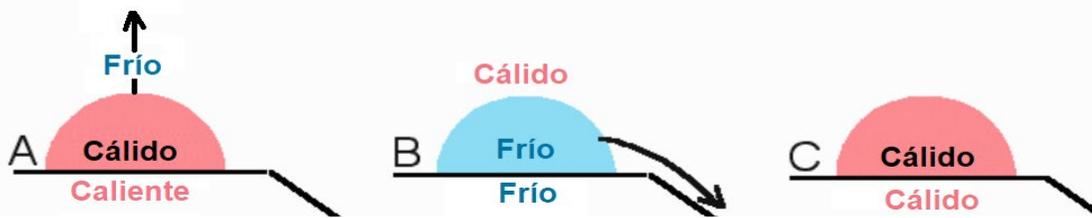


Figura 4. Ejemplos de estabilidad e inestabilidad atmosférica en relación con una parcela de aire. A. inestabilidad atmosférica, B. estabilidad atmosférica, C. Estabilidad Neutra. Adaptado de (Courtney, n.d.)

- A. Si la parcela de aire se le aplica un esfuerzo hacia arriba y tiende a continuar el movimiento hacia arriba, se considera entonces que hay estratificación inestable o inestabilidad atmosférica. En este caso la parcela es más caliente que su alrededor, entonces asciende y experimenta una disminución de la presión, y por tanto se expande y enfría.
- B. Si la parcela de aire tiende a volver a su posición inicial, se considera entonces que hay estratificación estable o estabilidad atmosférica. En este caso la parcela es más fría que su alrededor, entonces está descendiendo y experimenta un aumento en la presión, y por tanto se comprime y calienta.
- C. Si la parcela de aire queda en una nueva posición, sin volver a la posición inicial ni continuar el movimiento en el sentido del esfuerzo, se considera entonces que hay estratificación neutra o estabilidad neutra. En este caso la parcela tiene la misma temperatura que su alrededor, por lo que no experimenta cambios en la energía interna.

Estos casos de la parcela de aire expuestos se sustentan en la estabilidad atmosférica estática (o simplemente estabilidad estática) que, en resumidas cuentas, define las condiciones que favorecen o inhiben el transporte convectivo de una parcela de aire a partir del balance entre las fuerzas de gravedad y boyancia (J. F. Jiménez, 2016). El método más usado para evaluar la estabilidad estática es el de la parcela o local, el cual está definido en términos de la temperatura potencial (θ) (Holzworth, 1964).

Al considerar la temperatura potencial virtual (θ_v), en vez de la θ , al evaluar la estabilidad estática, se está introduciendo una corrección en el estimado por la presencia de vapor de agua. La diferencia de humedad entre la parcela de aire y el ambiente puede afectar el balance vertical de las fuerzas; este efecto es predominante sobre todo en la región del trópico, por lo que en el presente estudio al evaluar la estabilidad estática se considera la θ_v . Los criterios que se usan para determinar la estabilidad estática se observan en la **Tabla 1** (J. F. Jiménez, 2016).

Tabla 1. Criterio para determinar la estabilidad estática del aire húmedo-no saturado.

Inestable	Neutro	Estable
$\frac{d\theta_v}{dz} < 0$	$\frac{d\theta_v}{dz} = 0$	$\frac{d\theta_v}{dz} > 0$

Stull, (1988) propone el método de la parcela, pero con un enfoque no-local. Este enfoque supone que la ECT, en algún momento, pueda impulsar la parcela de aire a través de una capa estable a

una neutra o inestable. En la **Figura 5** se observan 3 perfiles de la θ_v , que son evaluados bajo el enfoque no-local.

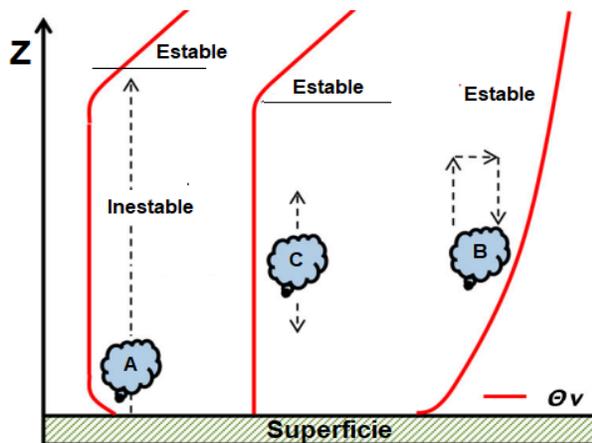


Figura 5. Evaluación de la estabilidad estática según el método de la parcela no-local. Las letras dentro de las parcelas corresponden a las condiciones descritas en la Figura 4. Las flechas representan el movimiento de las parcelas de aire. Adaptado de (Aliabadi et al., 2016)

Si bien el método de la parcela es importante, no aporta información sobre las fuerzas mecánicas en los flujos turbulentos, por lo que es necesario analizar la estabilidad atmosférica dinámica (o simplemente estabilidad dinámica).

Cuando se produce el desequilibrio con estabilidad estática, la parcela de aire puede entrar en una serie de oscilaciones arriba, abajo a los lados (parcela B de la **Figura 5**); si las oscilaciones decaen en el tiempo se considera que el flujo es dinámicamente estable y si aumentan el flujo es dinámicamente inestable. Desde esta perspectiva, los efectos de la boyancia como los efectos de las fuerzas mecánicas se tienen en cuenta para caracterizar la estabilidad o inestabilidad del aire. La estabilidad dinámica puede evaluarse a partir del número adimensional de Richardson como se verá más adelante en el **numeral 2.3.6**.

2.3 Métodos para el estudio de la estructura de la CLN

Durante los últimos años las técnicas de teledetección de sensores remotos como el radiómetro de microondas (RM), el radar perfilador de viento (RPV), el ceilómetro (CL), el SODAR, el LIDAR, y el sistema de sonido radioacústico (RASS), han desempeñado un papel importante en la caracterización de la CLA. En este apartado se detallan algunos métodos, basados en sensores RM, RPV y CL, que contemplan el uso de perfiles verticales del RiA, intensidad de retrodispersión (IR), humedad específica (HE), θ_v , y el viento para estudiar la estructura térmica y dinámica de la CLN.

La **Figura 6** muestra el perfil vertical de las variables a las 19 h, 21 h, 1 h y 5 h del 22-07-2017 y espesores limitados cuyo nombre se define en la leyenda de acuerdo al color. Los espesores corresponden a puntos de inflexión de cada perfil, a excepción del número RiA que se localiza de acuerdo a cada limite numérico agregado en su nombre. A continuación, se detalla cada método.

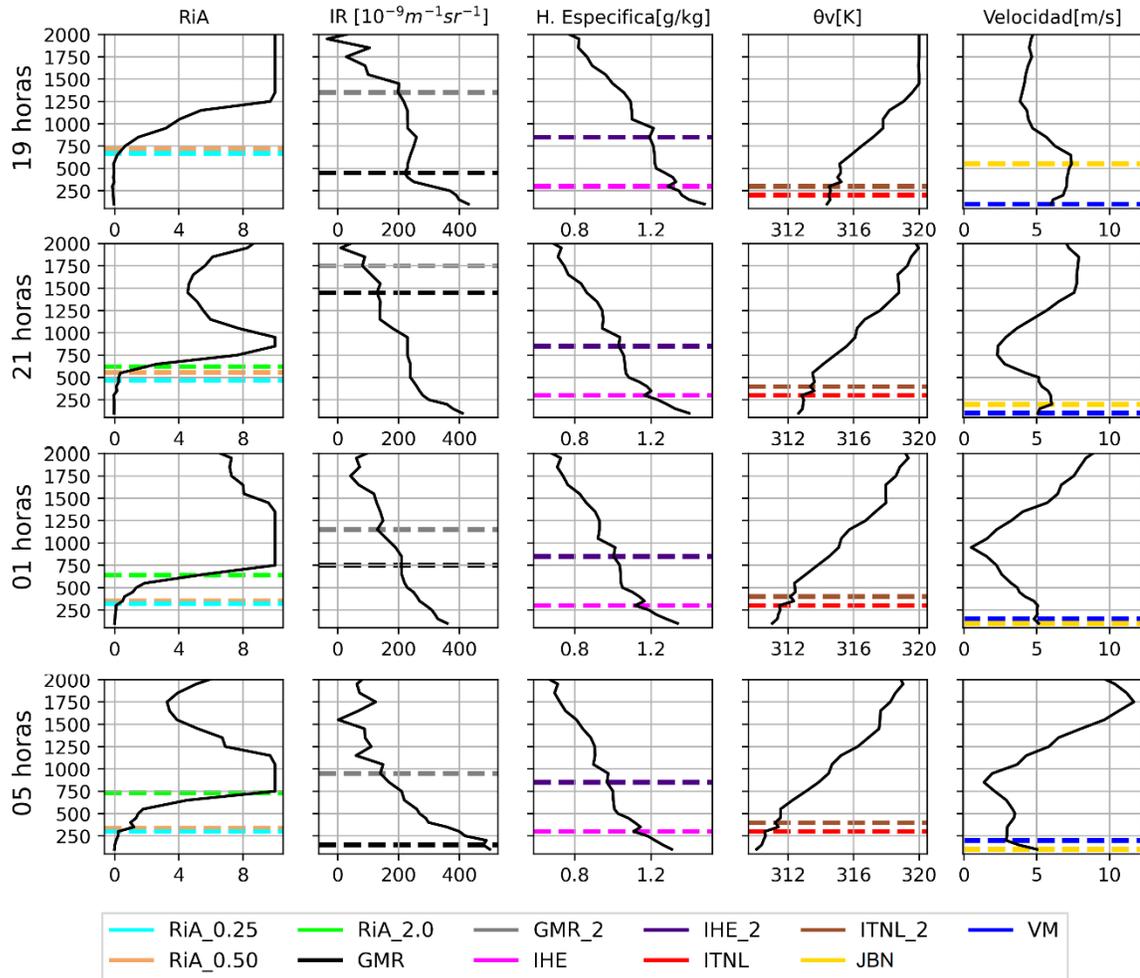


Figura 6. Perfiles verticales de RiA, intensidad retrodispersión, humedad Especifica, θ_v y velocidad del viento y espesores limitados de acuerdo a cada perfil.

2.3.1 Gradiente mínimo de retrodispersión (GMR)

Sensores como el CL miden la altura de basa de nubes y proporcionan señales de retrodispersión de la vertical. La intensidad de la señal es proporcional a la cantidad de partículas que retrodispersan la luz en la atmósfera, y permite inferir la presencia de vapor de agua, aerosoles y material particulado en la atmósfera.

Avanzada la noche, estas sustancias tienden a mezclarse por difusión turbulenta formando una densa capa sobre la CLN cuyo limite inhibe el transporte de masa a la atmósfera libre (H. Zhang et al., 2020). Este método selecciona el gradiente mínimo de la IR en la vertical:

$$GMR = \text{mínimo} \left(\frac{d IR (z)}{dz} \right)$$

2.3.2 Inversión térmica no-local (ITNL)

Sensores como el RM derivan los perfiles verticales de la temperatura, humedad, vapor de agua, entre otras variables. Los gradientes en los perfiles de estas variables facilitan la comprensión de ciertos fenómenos que inciden en la estratificación atmosférica nocturna.

La inversión térmica local, es el método de la parcela aplicado (**numeral 2.2**), que permite acotar la región estáticamente estable a partir de la pendiente negativa del perfil de θ_v :

$$\frac{d\theta_v}{dz} \leq 0$$

Por encima de esta región estáticamente estable, se pueden registrar regiones de inestabilidad atmosférica (pendiente θ_v positiva) o de condiciones neutras (pendiente θ_v indefinida) (Fochesatto, 2015). La inversión térmica no-local (ITNL) se define como el espesor conjunto de la región estáticamente estable y la región de más arriba que puede ser inestable o neutra (Stull, 1988). El método ITNL selecciona el gradiente mínimo de la θ_v en la vertical:

$$ITNL = \text{mínimo} \left(\frac{d\theta_v(z)}{dz} \right)$$

2.3.3 Inversión de humedad Específica (IHE)

El enfriamiento de la baja atmósfera puede incidir en el tamaño de los aerosoles por los efectos higroscópicos contribuyendo a una mayor disponibilidad de nubes de baja altura (Saeed et al., 2016). Las nubes de baja altura nocturnas pueden ser localizadas en la vertical a partir de puntos de inflexión.

El perfil vertical de la humedad específica suele tener pendiente negativa y, a medida que se asciende, se presentan inversiones locales que se asocian a efectos de la condensación y de la estratificación atmosférica. Este método selecciona el gradiente mínimo de la HE en la vertical:

$$IHE = \text{mínimo} \left(\frac{dHE(z)}{dz} \right)$$

2.3.4 Jet nocturno de bajo nivel (JBN)

El jet nocturno de bajo nivel se puede definir como una corriente de aire con un máximo de velocidad de viento cercano a la superficie que puede variar desde unas decenas de metros hasta varios cientos de metros en la vertical. Este fenómeno nocturno se detalla en el **numeral 2.4.1**.

Como el perfil de velocidad del viento puede presentar varios máximos locales, se considera que el gradiente máximo en los primeros 650 m corresponde al JBN.

$$JBN = \text{máximo} \left(\frac{dVel(z)}{dz} \right)$$

2.3.5 Velocidad mínima (VM)

Se plantea este método paralelo con el perfil vertical de los vientos, pero esta vez detectando su gradiente mínimo en los primeros 650 m. Este espesor resulta interesante debido a que da cuenta de la región en la atmósfera con ausencia de cizalladura del viento.

$$VM = \text{mínimo} \left(\frac{d \text{Vel}(z)}{dz} \right)$$

2.3.6 El número aproximado de Richardson (RiA)

El número de Richardson (Ri) es un número adimensional que facilita el análisis de los flujos turbulentos bajo condiciones de estabilidad atmosférica nocturna dinámica. La formulación del Ri parte del cociente de la generación de ECT por efectos de la boyancia (fuerzas térmicas) y la generada por efectos de cizalladura (fuerzas mecánicas).

Empleando un esquema de parametrización del gradiente de flujos turbulentos, el número de Richardson (Ri) se define como (Seibert et al., 2000):

$$Ri = \frac{g_0 \partial \theta_v / \partial z}{\bar{T}_v (\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2}$$

Sustituyendo por diferencias finitas, resulta el número de Richardson Aproximado (RiA):

$$RiA_{i+1} = \frac{g_0 (z_{i+1} - Z_1) (\theta v_{i+1} - \theta v_1)}{\bar{T}_v [(\Delta u_i)^2 + (\Delta v_i)^2]}$$

Donde z es la altura del nivel i y u, v son las componentes horizontales del viento.

Basados en la teoría de la estabilidad lineal, es frecuente usar 0,25 como RiC, sin embargo, basado en la teoría de estabilidad no lineal resulta más apropiado usar 1,0 (Fernando & Weil, 2010; Strang & Fernando, 2001). Tradicionalmente se ha asumido que, entre el rango del RiA 0,1 – 1,0, hay un valor de Richardson crítico (RiC) por encima del cual el flujo turbulento desaparece y se convierte en flujo laminar. Este umbral de estabilidad dinámica se produce cuando la estratificación es lo suficientemente fuerte para neutralizar los flujos turbulentos. En la **Tabla 2** se detallan los rangos para caracterizar la estabilidad atmosférica (Stull, 1988).

Tabla 2. Criterios de RiA para caracterizar la estabilidad atmosférica.

dinámicamente inestable	estáticamente estable	eventual inestabilidad dinámica
$RiA < 0$	$RiA > 0$	$0 < RiA < 1$

Estudios realizados bajo condiciones controladas, modelos numéricos atmosféricos y estudios de campo reportan RiC en rangos que van desde 0,11 hasta 7,2 (Zilitinkevich & Baklanov, 2002). Por

ende, no hay RiC universal ya que su cálculo varía dependiendo de procesos físicos como oscilaciones inerciales y ondas gravitacionales, y características de la superficie y el terreno (Basu et al., 2014; Galperin et al., 2007; Jeričević & Grisogono, 2006; Richardson et al., 2013; Y. Zhang et al., 2014).

Para detallar en mayor medida los flujos turbulentos en la CLN, se requiere de instrumentos con una resolución espacial y temporal mayor que la que pueden proporcionar los sensores remotos aquí usados, ya que hay regiones en la vertical en la que pueden existir flujos turbulentos en donde los instrumentos no logran captar detalles. Relaciono algunos estudios de micrometeorología y turbulencia nocturna que tuve la oportunidad de revisar (Acevedo et al., 2006; Duarte et al., 2015; Mahrt, 2017b; Mahrt et al., 2015; Thomas et al., 2012; Zou et al., 2018).

2.4 Patrones de circulación en la CLN sobre terrenos complejos

Este numeral trata acerca de algunos fenómenos y patrones que se relacionan con la evolución de la CLN. También se contextualiza la climatología y meteorología del VA.

2.4.1 Forzamientos en la baja atmósfera nocturna

La variación del gradiente de presión y temperatura vertical (baroclinidad) en terrenos complejos originan forzamientos mecánicos, como corrientes gravedad y JBN, que inciden en el transporte de masa, energía y momentum. La dinámica de estos forzamientos está sujeta a la circulación de la mesoescala y las características del terreno.

Los vientos de ladera, los de valle y los de montaña, que corresponden al sistema propuesto por Zardi & Whiteman, 2013a, son corrientes de gravedad causadas por las oscilaciones de la presión diurna entre una región montañosa y sus llanuras adyacentes. Como regla general en este sistema, durante la noche, los vientos van pendiente abajo (vientos catabáticos), valle abajo y de la montaña a la llanura.

Los vientos catabáticos se producen cuando el aire sobre la superficie de la ladera es más frío que el aire adyacente a la misma altitud sobre el centro valle y son usualmente más intensas justo después del atardecer. Estos vientos drenan el aire frío hacia el centro de valle contribuyendo al enfriamiento y a la generación de ECT por los efectos de cizalladura. Estas corrientes pueden variar de acuerdo a la pendiente y dirección del terreno (Banta et al., 1990, 2004b; Cuxart, 2008; Fernando & Weil, 2010; Grachev et al., 2016; Serafin et al., 2018; Viana, 2011).

Los vientos de valle surgen cuando el aire en el valle es más frío que el aire que está en la llanura adyacente a la misma altitud. Durante la noche, estos vientos soplan en dirección valle-abajo y, entre otras cosas, su dinámica está sujeta a factores geométricos como la forma y el aspecto de la sección transversal del valle (Serafin et al., 2018; Zardi & Whiteman, 2013).

El JBN se identifica por el gradiente máximo entre los 100 m y 300 m. Este fenómeno nocturno se presenta tanto en planicies como en terrenos complejos (Banta, 2008; Banta et al., 2003; Cuxart, 2008; Fernando & Weil, 2010; Steeneveld, 2011) y contribuye con los efectos de cizalladura y el transporte de sustancias atmosféricas. Hay varias teorías de origen del JBN, una de ellas fundamenta que la baroclinidad causada por la atenuación de la mezcla turbulenta convectiva en la transición tarde-noche contribuye a la aceleración del viento y a su formación en la baja atmósfera. Este fenómeno también se ha relacionado con vientos catabáticos y vientos de valle (Banta et al., 2004a; Cuxart, 2008; Darby et al., 2006; Yagüe et al., 2007).

Gradualmente, las corrientes de gravedad favorecen el enfriamiento del aire cerca de la superficie o al calentamiento del aire en la altura, cuyo efecto propicia las piscinas de aire frío (PAF). Las PAF son superficies con tendencia a enfriarse más rápido y cuyo efecto influencia la estratificación atmosférica (Arduini et al., 2017; Clements et al., 2003; Lareau et al., 2013; Mahrt, 2017a; Mahrt et al., 2014; Whiteman et al., 2018; Yoshino, 1984). En algunas áreas urbanas se ha identificado que las islas de calor nocturnas atenúan la estratificación atmosférica (Fernando & Weil, 2010; Hu et al., 2013).

La **Figura 7** muestra los perfiles típicos en la vertical de la concentración de los contaminantes ($c(z)$) y la temperatura potencial ($\theta(z)$) en valles, y los procesos y patrones de circulación nocturnos más notorios que inciden en los flujos turbulentos.

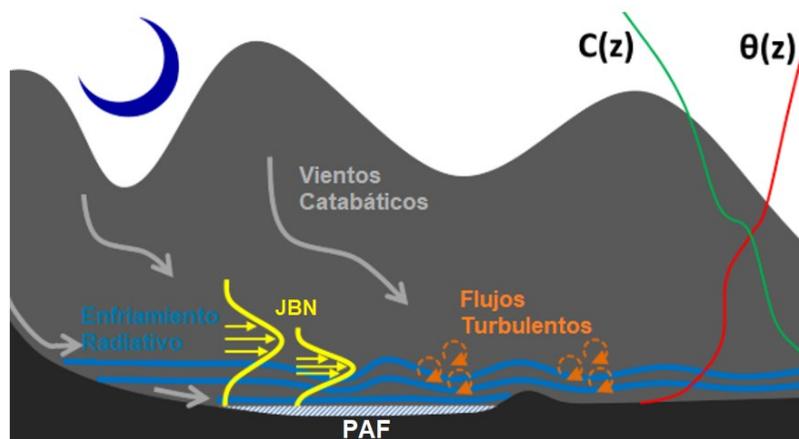


Figura 7. Procesos y patrones de circulación nocturna sobre un terreno de topografía compleja Adaptado de (Serafin et al., 2018).

La nubosidad por su efecto invernadero también influye en el régimen de estabilidad atmosférica. Con cielos despejados y vientos débiles, el enfriamiento radiativo superficial es más rápido contribuyendo a que la estabilidad atmosférica sea fuerte y que los flujos turbulentos sean débiles e intermitentes. Con nubosidad y velocidades altas del viento, la estabilidad atmosférica es débil en consecuencia de que los flujos turbulentos son más o menos continuos. En términos de la CLN, resulta más fácil de identificar su espesor bajo el régimen de estabilidad débil que el fuerte (Acevedo et al., 2016; Mahrt, 1998; Mahrt et al., 1998).

Según parece, el régimen de estabilidad fuerte y débil está modulados por los efectos de la cizalladura del viento. Este enunciado considera un umbral de velocidad mínima en el cual la ECT es demasiado débil para sostener los flujos de calor que equilibran el enfriamiento radiativo superficial. De esta manera, bajo un régimen de estabilidad fuerte los flujos turbulentos del viento son amortiguados por la estabilidad estática (Acevedo et al., 2016).

El flujo regional o de la mesoescala también incide en los forzamientos dinámicos de la baja atmósfera nocturna actuando sobre las capas estratificadas dentro del valle o sobre las laderas. En la **Figura 8** se presenta un esquema regional de algunos patrones dinámicos en terrenos complejos (Banta et al., 2004b).

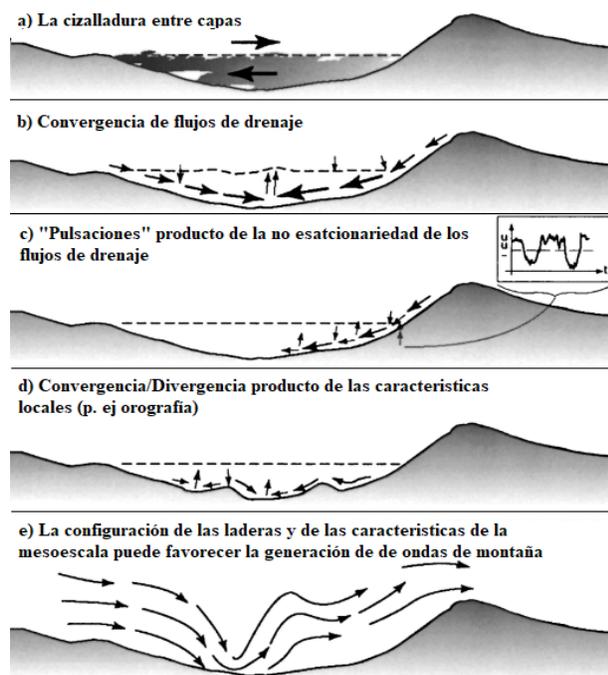


Figura 8. Patrones dinámicos en terrenos complejos: a) el cizallamiento entre los vientos orográficos y los vientos de la atmósfera libre. b) las corrientes de gravedad convergen al centro del valle produciendo convección forzada. c) el carácter no estacionario de las corrientes de gravedad produce pulsaciones traducidos en movimientos hacia arriba y abajo. d) la orografía puede actuar como obstáculo o como canalizador de los flujos e) Las características de la orografía pueden favorecer la generación de ondas de montaña. Adaptado de (Banta et al., 2004b)

2.4.2 Contexto: climatología y meteorología del Valle de Aburrá

El VA es un área urbana densamente poblada que se localiza al norte de la cordillera central de los Andes – Colombia y se configura en forma de depresión alargada-estrecha, limitada por vertientes con fuertes pendientes. Las alturas del valle varían entre 1500 msnm y 2800 msnm (**Figura 9**). Tres regiones se pueden identificar en el valle: la parte central que consiste en un valle amplio, mientras que la región norte y sur configuran un estrecho valle asimétrico limitado (Aristizabal & Yokota, 2008).

La climatología y meteorología del VA está influenciada por fenómenos de múltiples escalas. A escalas de tiempo inter-anual sobresalen el fenómeno del ENSO en sus dos fases (El Niño y La Niña), la oscilación meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y la dinámica de los vientos alisios del sureste y noreste (Jaramillo et al., 2017; Jiménez-Sánchez et al., 2019; J. F. Jiménez, 2016; Leon et al., 2000; Mesa et al., 1997; Poveda et al., 2005; Serna et al., 2018; Yepes et al., 2019).

Las condiciones del tiempo del VA están afectadas por las características de la mesoescala, características del terreno, las condiciones topográficas e hidrometeorológicas, y las emisiones atmosféricas (Correa et al., 2008; Flórez, 2016; J. F. Jiménez, 2016; Montoya-Duque, 2018; Poveda & Bedoya, 2015).

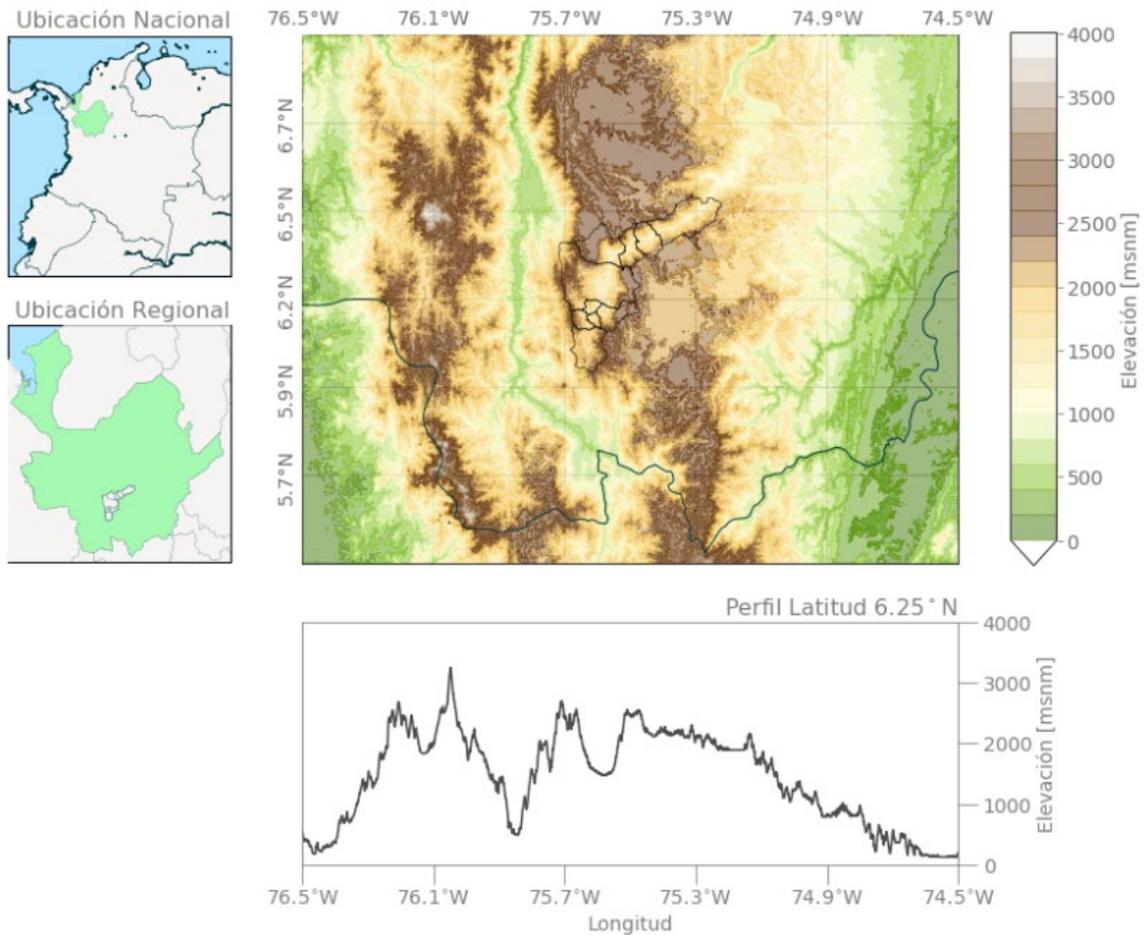


Figura 9.Ubicación geográfica y características topográficas del VA. (Velásquez García, 2019)

Los flujos regionales están dominados por los vientos alisios cuyo efecto puede variar en varias escalas. A escalas de tiempo anual afectan el régimen bimodal de precipitación: el primer máximo entre los meses de marzo-mayo (MAM) y el segundo máximo entre septiembre-noviembre (SON). Ciertas condiciones del tiempo facilitan el ingreso de los vientos alisios por el norte del VA, intensificándose entre los meses de noviembre-febrero, mientras que entre los meses de abril-mayo su intrusión al valle resulta débil (Zapata Henao, 2015).

La precipitación horaria del VA se caracteriza por presentar mayores acumulados durante las horas de la tarde y los menores acumulados durante las horas nocturnas. Las precipitaciones en la noche tienden a ser más estratiformes e inciden en la reducción de concentración de PM_{2.5} por su efecto de lavado en la baja atmósfera (Herrera Mejía, 2015; Roldán et al., 2017).

La evolución espacio-temporal de la CLA en el VA se ha estudiado a partir de varios sensores remotos y métodos que incluyen el RiC y GMR, y mediante simulaciones del WRF-ARW y otros modelos numéricos. Las investigaciones ya citadas indican que la dinámica de la CLA tiene algunas características detalladas en el **numeral 2.1.1 y numeral 2.1.2**, y que su estructura modifica el volumen disponible en el valle para la dispersión de las sustancias atmosféricas.

A continuación, se mencionan algunos patrones y procesos nocturnos de importancia:

- Algunas corrientes de gravedad, como los vientos catabáticos, hacen parte de los procesos circulación nocturna del VA. Los vientos alisios ingresan sobre la ladera oriental del VA en sinergia con los vientos catabáticos (Montoya-Duque, 2018).
- Algunos vientos con dirección predominante norte-sur sobre el eje del VA se identificaron a lo largo del día (Correa et al., 2008; Zapata Henao, 2015).
- En términos de contaminantes, las condiciones atmosféricas de los meses de mayor precipitación y de transición propician altas concentraciones (Área Metropolitana del Valle de Aburrá, 2017; Herrera-Mejía & Hoyos, 2019; Isaza, 2018).
- En términos de la CLA, los menores espesores se registran entre los meses de octubre-diciembre y en el mes de marzo; este último mes con condiciones del tiempo más adversas para influenciar altas concentraciones de contaminantes (Herrera-Mejía & Hoyos, 2019).
- Los métodos del GMR y el número Ri (con un número RiC igual a 4,0) ya se han usado previamente en el VA, caracterizando la estructura de la CLA en el diurno. Estos métodos operan bien bajo condiciones nocturnas, sin embargo, durante la transición tarde-noche no son buenos, ya que el número Ri capta la contracción descendente de la CR, mientras que el GMR sugiere un ascenso repentino de la CLN al principio de la noche (Herrera-Mejía & Hoyos, 2019).

La **Figura 10** muestra el ciclo promedio mensual y horario (2015-2021) de las concentraciones de $PM_{2.5}$ de algunas estaciones localizadas en el VA. Los meses de mayores concentraciones son correspondientes a los periodos de mayores precipitaciones y nubosidad.

El comportamiento horario del $PM_{2.5}$ es tipo bimodal, presentando el primer máximo durante las horas de la mañana (6–10) y el segundo durante las horas de la noche (18–22) (Área Metropolitana del Valle de Aburrá., 2020; Área Metropolitana del Valle de Aburrá, 2013; Bedoya & Martinez, 2008; Ochoa & Jiménez, 2008).

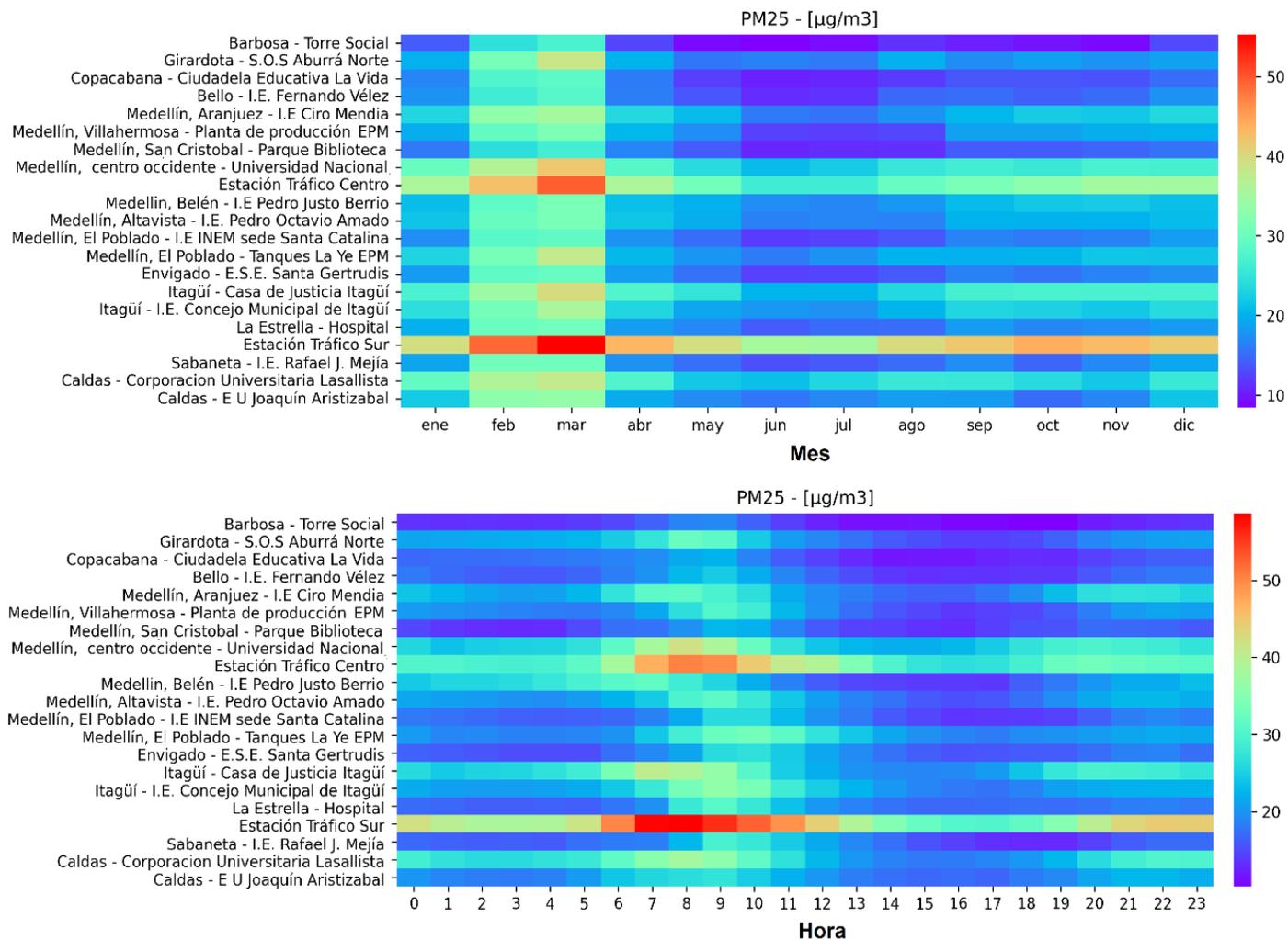


Figura 10. Ciclos promedios mensuales y horarios (2012-2019) de PM_{2.5}. En el eje de las abscisas está el mes y la hora local. En el eje de las ordenadas se listan las estaciones según su localización de sur-norte (abajo-arriba) en el VA.

3. Caracterización de las bases de datos y metodología experimental

En esta sección se presentan las bases de datos y su tratamiento para estudiar la dinámica atmosférica nocturna. Luego, se expone la metodología para caracterizar los procesos y patrones atmosféricos y para hallar el umbral de estabilidad nocturna basado en el RiC. Por último, se detalla la configuración y evaluación del modelo WRF-ARW, y la forma propuesta para explorar la circulación nocturna con simulaciones del año 2017.

3.1 Sensores remotos y estaciones meteorológicas

Las series de tiempo para este estudio se obtuvieron mediante el contacto web del SIATA y descarga desde su plataforma. El SIATA es la entidad que se encarga del mantenimiento y operación de los sensores y radares meteorológicos en el VA.

El manejo de las bases de datos se realizó en el lenguaje de programación Python 3.7. Las principales librerías que se usaron para estos análisis propuestos son pandas, seaborn, matplotlib, xarray y scipy.

3.1.1 Radar Perfilador de Vientos (RPV)

El modelo del RPV es *Raptor velocity–azimuth display boundary layer* (VAD-BL) de la marca *The DeTect Inc.* y se localiza sobre en el centro del valle, en las instalaciones del aeropuerto Olaya Herrera del municipio de Medellín. Este sensor estima las componentes vectoriales del viento (μ, v, ω) en la vertical, desde los 77 m hasta 8.000 m con una resolución temporal de 5 min; el registro de los primeros 3.000 m se realiza cada 60 m. Y se cuenta con el registro del año 2017.

3.1.2 Radiómetro de Microondas (RM)

El modelo del RM es MP-3000A de la marca *Radiometrics Corporation* y se localiza en el centro del valle sobre la Torre SIATA en el municipio de Medellín, a aproximadamente 50 m de altura. Este sensor deriva el perfil de la temperatura, humedad relativa, densidad líquida y densidad de vapor del agua, desde los 50 m hasta los 10000 m con una resolución temporal de cada 2.2 min; el registro

de los primeros 500 m se realiza cada 50 m. También registra la presión atmosférica sobre el nivel del sensor. Y se cuenta con el registro del año 2017 a excepción del mes de enero.

3.1.3 Ceilómetro (CL)

El modelo del CL es CL-51 de la marca *Vaisala* y se localiza en centro del VA sobre la Torre SIATA en el municipio de Medellín, a aproximadamente 50 m de altura. El CL proporciona información sobre la presencia de nubes, aerosoles y material particulado en la atmósfera a partir de un pulso-laser que opera a una longitud de onda cercana al infrarrojo (910 nm). El pulso-laser es retrodispersado en diferentes niveles de energía según sean los elementos con los que se tope en la atmósfera. Este sensor opera con una resolución espacial de 10 m hasta los 15000 m y con una resolución temporal de 16 s. Y se cuenta con el registro del año 2017 a excepción del mes de diciembre.

3.1.4 Estaciones meteorológicas (EM)

Las EM cuentan con sensores que registran la velocidad y dirección del viento, temperatura, humedad relativa y precipitación, con una resolución temporal de 1 min.

Para este estudio, se usó el registro del año 2017 de 15 EM localizadas en el VA y sus alrededores. En **Tabla 3** se detalla el municipio de origen y la ubicación de las EM. En este listado también se incluyen los sensores remotos RM, CL y RPV. Y en la **Figura 11** se presenta la ubicación de los sensores superficiales y remotos.

Tabla 3. Estaciones meteorológicas y sensores localizados sobre el VA.

Estación Meteorológica	Longitud	Latitud	Municipio
I.E Manuel José Caicedo	-75.3272	6.4350	Barbosa
Ciudadela Educativa La Vida	-75.5047	6.3453	Copacabana
Vivero EPM Piedras Blancas	-75.4940	6.2833	Guarne
Centro de Salud San Javier La Loma	-75.6311	6.2719	Medellín
Jardín Botánico	-75.5629	6.2693	Medellín
UNAL-Sede Agronomía	-75.5778	6.2608	Medellín
Torre SIATA (RM, CL y EM)	-75.5887	6.2592	Medellín
AMVA	-75.5743	6.2422	Medellín
Universidad de Medellín	-75.6099	6.2309	Medellín
Aeropuerto Olaya Herrera (RPV)	-75.5899	6.2293	Medellín
Escuela CEDEPRO	-75.6362	6.2196	Medellín
ISAGEN	-75.5590	6.2139	Medellín
Politécnico Jaime Isaza Cadavid	-75.5778	6.2090	Medellín
Alcaldía Envigado	-75.5883	6.1699	Envigado
Colegio Concejo de Itagüí	-75.6438	6.1679	Itagüí
Parque 3 Aguas	-75.6354	6.0963	Caldas

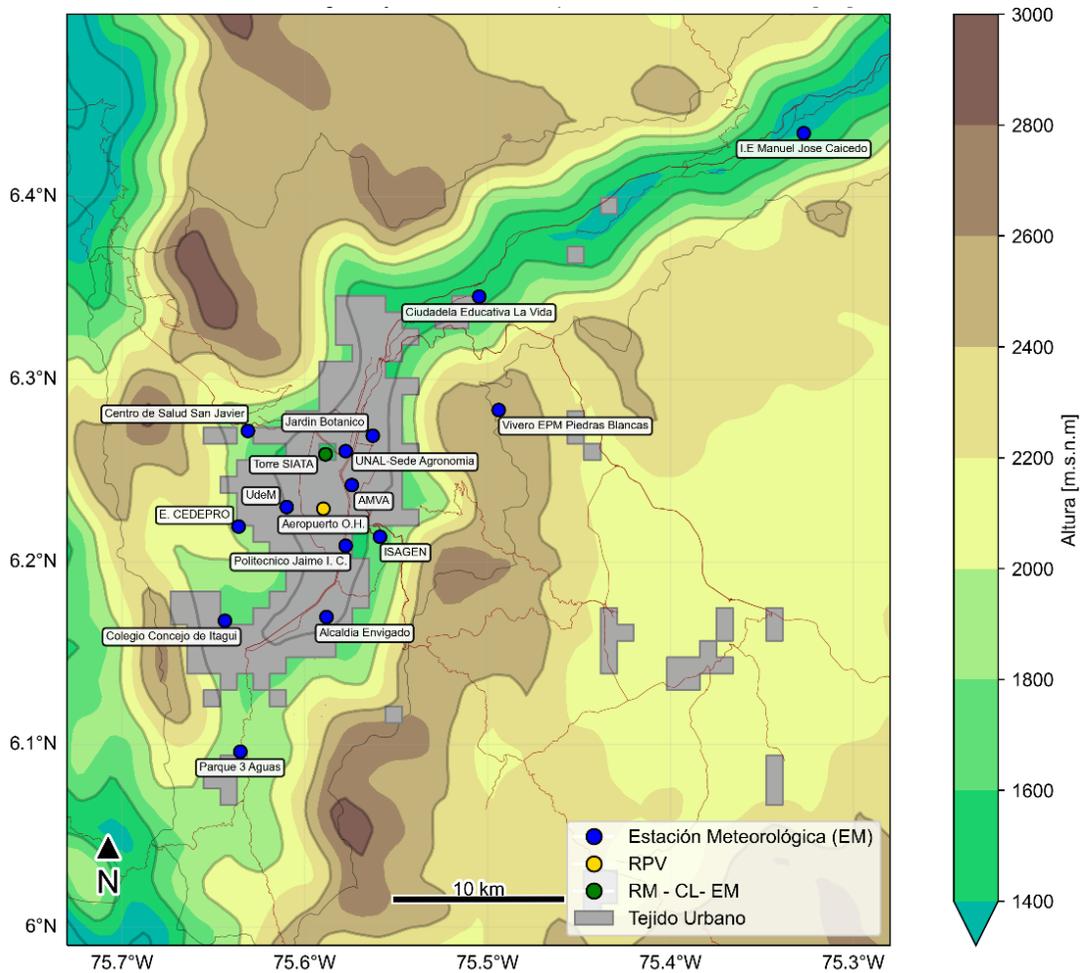


Figura 11. Estaciones meteorológicas y sensores localizados sobre el VA.

3.2 Tratamiento de datos y estimación de variables

El objetivo del tratamiento de los datos es estandarizarlos y estimar variables de estado que den cuenta de los procesos atmosféricos nocturnos. La estandarización de datos consistió en la interpolación lineal temporal y espacial de los registros del RM, RPV y CL, cuyo resultado fue de un registro cada 50 m (150 m, 200 m, 250 m...) en intervalos de 5 min.

En la **Tabla 4** se muestran las variables que se consideraron y, consecutivamente, se expone las ecuaciones que gobiernan estas variables cuya guía se encuentra descritas en varios textos, principalmente, referenciados en (Seibert et al., 2000; Stull, 1988; Wallace & Hobbs, 2006). A continuación, se describe el procedimiento matemático para estimar estas variables.

Tabla 4. Variables consideradas para caracterizar las condiciones atmosféricas.

Variables en la vertical	Características
humedad específica - HE [g kg ⁻¹]	es una variable que permite caracterizar estratificaciones atmosféricas.
temperatura potencial virtual - θ_v [K]	es una variable que permite el análisis de la estabilidad estática en la vertical.
dirección y velocidad del viento horizontal - [°] y [m s ⁻¹]	el viento en conjunto permite identificar flujos relacionados con fuerzas mecánicas. A partir de las componentes vectoriales se estiman los estadísticos.
intensidad de Retrodispersión - IR [10 ⁻⁹ m ⁻¹ sr ⁻¹]	es una medida de la señal de energía que permite identificar sustancias suspendidas en la atmósfera. Se considera que IR > 1000 representan nubes, aerosoles y material particulado en la baja atmósfera (Herrera Mejía, 2015).
número de Richardson aproximado - RiA	es una variable que permite el análisis de la estabilidad dinámica en la vertical. El rango de interés de esta variable se encuentra en números de RiA > 0 se realizó un ajuste en la distribución de los datos: números RiA < - 10 se igualan a -10 y números RiA > 10 se iguala a 10.
Variables en superficie	Características
temperatura [K]	es una medida del nivel de energía cinética de las partículas de un sistema que indica el grado de frío o calor existente.
presión atmosférica [hPa]	es una medida que cuantifica la fuerza que ejerce el aire sobre la superficie.
humedad relativa [%]	es una medida de la relación en porcentaje de la cantidad de vapor de agua que contiene el aire en un momento dado y la que contendría si estuviera saturado.
precipitación acumulada -PPT [mm h ⁻¹]	es una medida de la distribución de la lluvia en el tiempo y en el espacio.
dirección y velocidad del viento horizontal - [°] y [m s ⁻¹]	el viento en conjunto permite identificar flujos relacionados con fuerzas mecánicas sobre la superficie. A partir de las componentes vectoriales se estiman los estadísticos.

Para estimar el perfil de θ_v , primero se debe estimar el perfil de la θ y temperatura virtual (T_v). La temperatura potencial está determinada por la **ecuación 1**:

$$\theta_i = T_i \left(\frac{p_0}{p_i} \right)^{\frac{Rd}{Cp}} \quad (1)$$

Donde i representa el nivel de interés, T es la temperatura absoluta, Rd es la constante de los gases para el aire seco, Cp es el calor específico del aire a presión constante, p_0 es la presión de referencia (1000 hPa) y p_i es la presión del aire a la altura de interés.

El RM solo estima la p de donde se encuentra localizado, por lo que es necesario calcular la p en las demás alturas de interés. Para este cálculo se usó la **ecuación 2** (ecuación hipsométrica):

$$z_{i+1} - z_i = \frac{Rd}{g_0} \bar{T}_v \ln \left(\frac{p_i}{p_{i+1}} \right) \quad (2)$$

Despejando p_{i+1} da como resultado la **ecuación 3**:

$$p_{i+1} = p_i e^{\left(-\frac{z_{i+1} - z_i}{\frac{R_d}{g_0} \bar{T}_v} \right)} \quad (3)$$

Donde z_i es la altura de interés, g_0 es la constante de aceleración y \bar{T}_v es la temperatura virtual promedio de las dos alturas. La T_v se calcula a partir de la **ecuación 4**:

$$T_{vi} = T_i (1 + 0,608w_{vi}) \quad (4)$$

Donde w_v es la proporción de mezcla de vapor y se estima con la **ecuación 5**:

$$w_{vi} = \left(\frac{R_d}{R_v} \right) \left(\frac{1}{\frac{p_i}{p_{vi}} - 1} \right) \quad (5)$$

Donde R_v es la constante de vapor de agua, p_v presión de vapor de agua y p_d es la presión de aire seco. Para estimar p_v (**ecuación 6**), es necesario estimar la presión de vapor de saturación p_{vsi} (**ecuación 7**):

$$p_{vsi} = 611 e^{\left[\frac{L_v}{R_v} \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T_i} \right) \right]} \quad (6) \qquad p_{vi} = \frac{rh_i}{100 * p_{vsi}} \quad (7)$$

Donde L_v es el calor latente de evaporación y rh es la humedad relativa.

La \bar{T}_v se estimó a partir de las **ecuaciones 4-7**. Con el fin de facilitar la metodología, en la **ecuación 8** se omite el uso de las **ecuaciones 6-7**.

$$\bar{T}_v = \bar{T} + \left[\frac{0,608R_d}{2R_v} \right] \left[\left(\frac{1}{\frac{p_i}{p_{vi}} - 1} \right) T_i + \left(\frac{1}{\frac{p_{i+1}}{p_{vi+1}} - 1} \right) T_{i+1} \right] \quad (8)$$

De la **ecuación 8** en la **ecuación 3** se tiene que:

$$p_{i+1} = p_i e^{\left(-\frac{z_{i+1} - z_i}{\frac{R_d}{g_0} \left[\bar{T} + \left(\frac{0,608R_d}{2R_v} \right) * \left[\left(\frac{1}{\frac{p_i}{p_{vi}} - 1} \right) T_i + \left(\frac{1}{\frac{p_{i+1}}{p_{vi+1}} - 1} \right) T_{i+1} \right] \right]} \right)} \quad (9)$$

Como se observa en la **ecuación 9**, para estimar p_{i+1} es necesario hallar la raíz de la ecuación, ya que el término p_{vi+1} se encuentra en un exponencial. Dicho lo anterior, para estimar la presión atmosférica en las demás alturas se aplicó el método numérico Newton Raphson para converger a una solución.

Una vez calculadas las presiones atmosféricas en la vertical, se procedió a calcular la θ_v con la **ecuación 10** y la humedad específica (HE) con la **ecuación 11**:

$$\theta_{vi} = T_{vi} \left(\frac{p_0}{p_i} \right)^{\frac{Rd}{Cp}} \quad (10) \quad HE_i = 0,622 \left[\frac{p_{vi}}{p_i - (0,378 * p_{vi})} \right] \quad (11)$$

Con la θ_v y el registro del viento proveniente del RPV, se calculó el RiA con la **ecuación 12**:

$$RiA_{i+1} = \frac{g_0(z_{i+1} - Z_1)(\theta_{v_{i+1}} - \theta_{v_1})}{\bar{T}_v [(\Delta u_i)^2 + (\Delta v_i)^2]} \quad (12)$$

Donde u y v son las componentes horizontales del viento.

Para calcular el RiA se usaron registros del RM y RPV, cuya ubicación difiere. Esto puede generar sesgos en su estimación, ya que no es preciso decir que las condiciones en la vertical de estas dos localizaciones son las mismas.

3.3 Análisis exploratorio de datos

El análisis exploratorio se refiere al procesamiento de los datos orientado a la identificación de procesos y patrones espacio-temporales durante el año 2017. Para este caso, se analiza la distribución y tendencia horaria, y el promedio trimestral horario de las variables en la vertical (**Tabla 4**) a partir de diagramas de cajas y de mapas de calor respectivamente.

3.4 Selección del umbral de estabilidad atmosférica nocturno

La selección de este umbral parte de los estimativos de cada método listado en el **numeral 2.3**, por tanto, para cada condición se construyó un algoritmo para estimar el espesor/delimitación de interés.

Se analizó la sensibilidad horaria de los estimativos de números RiA entre 0,25 – 2,0 y los demás métodos a partir de diagramas de cajas y, de acuerdo a la bibliografía y patrones identificados hasta aquí, se eligió un método de referencia cuya estimación de la CLN fuera congruente con la base teórica expuesta. El número RiC se seleccionó mediante un análisis de posición de los RMSE resultantes de los estimativos del método de referencia y el rango de números RiA considerado.

3.5 Caracterización de la estructura térmica y dinámica de la CLN

Se analiza la sensibilidad horaria de los estimativos del número RiC y los demás métodos a partir de diagramas de cajas. Esta representación gráfica facilita caracterizar la evolución de la estructura térmica y dinámica de la CLN, y comparar las estimaciones entre sí.

3.6 Caracterización de noches de interés

Se caracteriza el perfil nocturno vertical de 4 noches de interés que se mencionan en la **Tabla 5**, cuyo fin es contextualizar las características térmicas y dinámicas de la baja atmósfera nocturna a es horaria.

3.7 Modelación atmosférica y diseño experimental

En este estudio, se utilizó el modelo WRF-ARW (Skamarock et al., 2008) versión 3.9.1 acoplado con el *Single Layer Urban Canopy Model (SLUCM)* (Kusaka et al., 2001) para simular la circulación local y las características de la CLA del VA.

Se simularon 4 periodos de los meses de mayo, julio, noviembre y diciembre del año 2017. En la **Tabla 5** se muestran los rangos de tiempo seleccionados, de acuerdo al régimen de precipitación, y el número de noches simuladas por periodo. Para cada periodo se descartaron las primeras 28 horas que son consideradas de calentamiento del modelo.

Tabla 5. Simulaciones ejecutadas con el modelo WRF-ARW.

Fechas de Simulación - 2017	Número total de noches	Noche de interés	Periodo
30/mar – 07/abr	7	1/abr – 2/abr	Lluvia
20/jul – 28/jul	7	25/jul – 26/jul	Seco
21/nov – 29/nov	7	25/nov – 26/nov	Lluvia
12/dic – 25/dic	12	13/dic – 14/dic	Seco

Los resultados de las simulaciones se evaluaron y se seleccionó la mejor configuración basada en sus resultados y en la metodología que detallará más adelante, y se exploró la circulación de la baja atmósfera nocturna del VA de las noches de interés de la **Tabla 5**.

3.7.1 Configuración del modelo

Las condiciones iniciales y de frontera se obtuvieron del *NCEP Final Analysis* (NCEP, 2022), que tienen una resolución espacial de 0,25° x 0,25°, resolución temporal de 6 horas y resolución vertical de 26 niveles desde los 1000 hPa hasta los 10 hPa. El modelo se definió con 38 niveles verticales sobre el nivel de terreno, con particular detalle en la baja atmósfera del VA, y considerando 4 dominios anidados telescópicamente, con retroalimentación entre sí (*two way nested*). En la **Tabla 6** se especifica la configuración de los dominios:

Tabla 6. Dominios elegidos en el modelo WRF-ARW.

Dominio	Tamaño de celdas [km]	Número de celdas [Long;Lat]	Resolución Temporal [min]	Escala
1	27	162 x 156	360	Sinóptica
2	9	150 x 150	360	Meso- α
3	3	93 x 108	60	Meso- α
4	1	87 x 87	30	Meso- β

La parametrización física del modelo WRF-ARW 3.9.1 contempló lo propuesto por J. F. Jiménez, (2016) que, a partir de experimentos con los esquemas de parametrización y las características del terreno, estructuró una configuración que contiene características de la región urbana de estudio. En la **Tabla 7** se listan los esquemas de parametrización físicos propuestos.

Los usos del suelo del modelo se modificaron a detalle local-regional y se parametrizaron aspectos morfométricos del VA como la fracción urbana, la altura de techos, anchos de vías, entre otros, con el modelo *SLUCM*. Estos ajustes son basados en estudios de esta índole que se realizaron en el VA (Flórez, 2016; J. F. Jiménez, 2016; Martínez, 2017). La **Figura 12** contiene los dominios y los ajustes en los usos del suelo.

El modelo fue configurado para para que creará un archivo *wrfzl*, que es independiente del *wrfout*, y contiene algunas variables a las alturas de la base de datos local (150 m, 200 m...). Con las variables incluidas en los archivos *wrfout* y *wrfzl*, se construyó el perfil de la presión atmosférica y se calcularon las variables con la metodología descrita en el **numeral 3.2**, a partir del método Newton-Raphson.

Tabla 7. Parametrización física de cada dominio en el modelo WRF-ARW.

Esquema	Dom 1	Dom 2	Dom 3	Dom 4
Microfísica	<i>WRF single-moment-5-class</i>	<i>New Thompson et al.</i>		
Radiación onda larga/corta	<i>RRTM/Dudhia</i>			
Cúmulos	<i>Kain-Fritsch</i>	Desactivado		
Superficial-terreno	<i>Unified Noah Land Surface Model</i>			
Opción superficie urbana	Desactivado			<i>SLUCM</i>

Los esquemas de parametrización de la CLA son clasificados de acuerdo a su aproximación de cierre que puede ser local y no-local. El esquema no-local usa el número de Ri para expresar los efectos de los flujos turbulentos, mientras que el esquema local calcula los flujos turbulentos a partir de la simulación de la ECT (Hong & Pan, 1996). Los esquemas locales suelen dar mejores resultados y métricas de evaluación que los esquemas no-locales en las simulaciones de condiciones nocturnas (Sales, 2016; Shin & Hong, 2011). Con el fin de evaluar la sensibilidad del modelo para reproducir la circulación atmosférica nocturna del VA, se adoptaron seis esquemas de la CLA y CS (**Tabla 8**) en complemento con el esquema de parametrización físico de la **Tabla 7**.

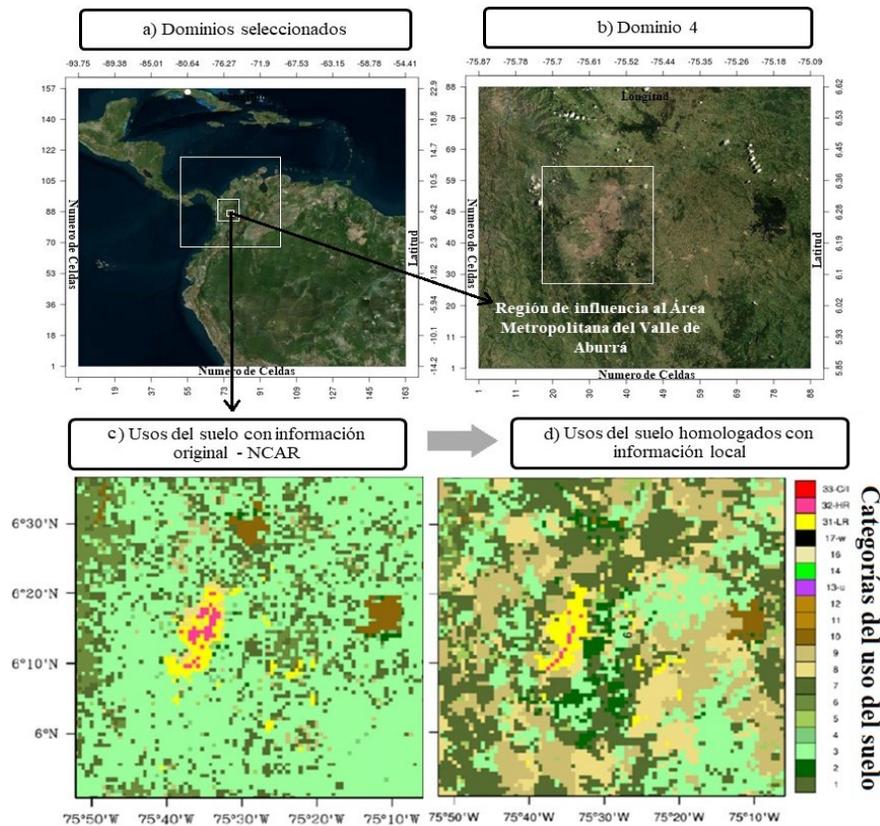


Figura 12. Dominios seleccionados (a, b), usos del suelo en el dominio 4 predefinidos por el modelo (c) y homologados a partir de información local (d). Adaptado de (J. F. Jiménez, 2016).

Estos esquemas de parametrización de la CLA y la CS se seleccionaron de acuerdo a lo expuesto por otros autores que realizaron simulaciones de las condiciones atmosféricas nocturnas con el modelo WRF-ARW (Banks et al., 2015; Battisti et al., 2017; Hariprasad et al., 2014; Klein et al., 2016; Ma et al., 2015; Seaman et al., 2012; Shin & Hong, 2011; Svensson et al., 2011).

Tabla 8. Parametrización de la CLA y CS en el modelo WRF-ARW.

Esquema de parametrización CLA	Aproximación de Cierre	Definición del espesor de la CLA	Esquema de parametrización CS
<i>Mellor-Yamada-Janjic (MYJ)</i>	local - ECT	$0,2 \frac{m^2}{s^2}$	<i>Eta Similitary</i>
<i>Bougeault-Lacarrere (BouLac)</i>	local - ECT	$0,005 \frac{m^2}{s^2}$	<i>Monin-Obukhov</i>
<i>Quasi-Normal Scale Elimination (QNSE)</i>	local - ECT	$0,01 \frac{m^2}{s^2}$	<i>QNSE surface layer</i>
<i>Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino 2.5 (MYNN)</i>	local - ECT	$1 \times 10^{-6} \frac{m^2}{s^2}$	<i>Eta Similitary</i>
<i>Yonsei University (YSU)</i>	no-local - Ri	0,25	<i>Monin-Obukhov</i>
<i>Asymmetric Convective Model 2 (ACM2)</i>	no-local - Ri	0,25	<i>Monin-Obukhov</i>

En resumidas cuentas, se cuentan con resultados de los rangos de tiempos de la **Tabla 5** para cada parametrización de la CLA citada en la **Tabla 8** en complemento con la parametrización física lid la **Tabla 7**.

3.7.2 Evaluación estratégica del modelo

La evaluación de ajuste del modelo se realizó a partir de la comparación de los resultados de las variables de interés y el pixel de posición geográfica del modelo más cerca la localización de los sensores.

Se usaron las métricas del error cuadrático medio (*RMSE* por sus siglas en ingles), el error medio absoluto (*MAE* por sus siglas en ingles) y el coeficiente de correlación de Pearson (*R*). La formulación de cada métrica se detalla en la **Tabla 9** donde *M* es el vector de *n* predicciones (simulaciones), *O* es el vector de los valores observados (sensores) y σ es la desviación estándar.

Tabla 9. Métricas para evaluar el ajuste cuantitativo del modelo WRF-ARW.

RMSE	MAE	R
$\sqrt{\frac{\sum_i^n (M_i - O_i)^2}{n}}$	$\frac{1}{n} \sum_1^n M_i - O_i $	$\frac{1}{(n-1)} \sum_1^n \left(\frac{M_i - \bar{M}}{\sigma_M} \right) \left(\frac{O_i - \bar{O}}{\sigma_O} \right)$

La evaluación estratégica se basa en la comparación de los resultados de las variables en la vertical y superficiales, el estimativo del espesor de la CLA, y los espesores detallados en el **numeral 2.3**. Esta estrategia resulto conveniente ya que permite evaluar la capacidad del modelo desde diferentes perspectivas. A continuación, se detallan las evaluaciones que se realizaron:

- **Ajuste del modelo por noches en la vertical:** esta es una evaluación que se basa en una métrica por cada altura (100 m – 1550 m), para cada noche. Cada conjunto de métricas es representado en un diagrama de caja, en donde la distribución comparativa permite identificar que esquema tienden a generar más o menos errores.
- **Ajuste del modelo por noches en superficie:** esta es una evaluación que se basa en una métrica de los registros de las EM, por noche. Cada conjunto de métricas es representado en un diagrama de caja, en donde la distribución comparativa permite identificar que esquema tienden a generar más o menos errores.
- **Ajuste del modelo en patrones y procesos de circulación nocturna:** esta es una evaluación que se basa en una métrica por noche de cada método (**numeral 2.3**). Cada conjunto de métricas es representado en un diagrama de caja, en donde la distribución comparativa permite identificar que esquema tiende a ser más acertadas en cuanto a estos patrones.
- **Ajuste del modelo en la simulación de la CLA:** esta es una evaluación cuantitativa que se basa en una métrica de la comparación del estimativo de la *PBLH*, que es independiente de cada esquema de la CLA, con el estimativo del umbral de estabilidad atmosférica que se seleccione.

3.7.3 Exploración de la circulación atmosférica nocturna

Una vez evaluado el ajuste del modelo y seleccionado el mejor esquema de la CLA de acuerdo a sus atributos, se explora la circulación de los vientos a 200 m sobre el terreno del VA y el espesor de la CLN simulado por el modelo WRF-ARW de las 4 noches mencionadas en la **Tabla 5**. También se analiza la variabilidad en 4 transectos cuyas características se muestran en la **Tabla 10** y **Figura 13**.

Tabla 10. Transectos para caracterizar la dinámica atmosférica nocturna

Nombre Clave	Latitud 1	Latitud 2	Longitud 1	Longitud 2
Transecto Norte	6.3397	6.3397	- 75.6051	- 75.4758
Transecto Centro	6.2500	6.2500	-75.6681	- 75.5085
Transecto Sur	6.1642	6.1642	- 75.6801	- 75.5398
Transecto Meridional	6.1050	6.4000	-75.5794	-75.5794

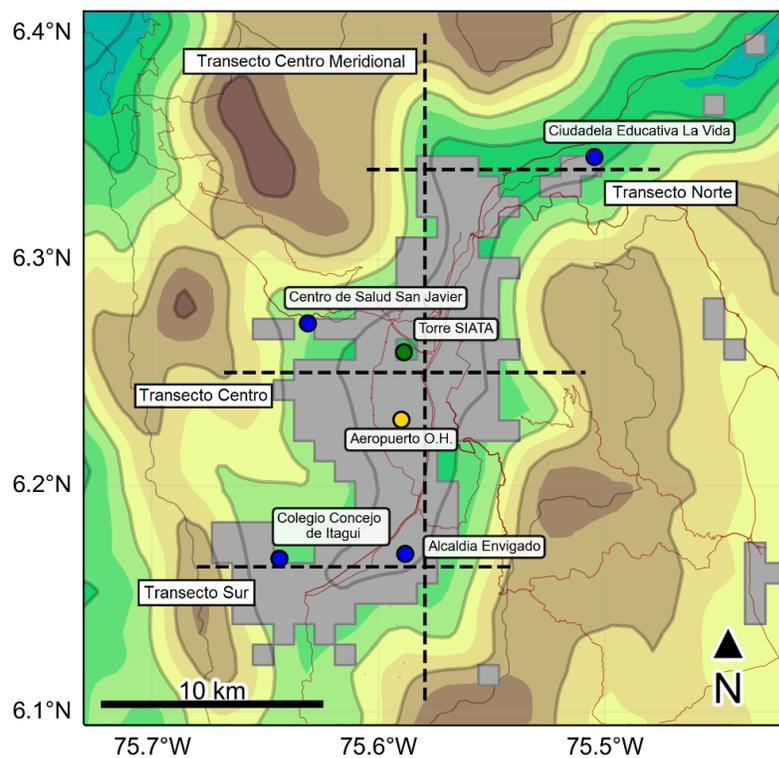


Figura 13. Transectos para caracterizar la circulación atmosférica nocturna del VA.

4. Resultados

4.1 Análisis exploratorio

En este numeral se analizan los perfiles verticales del viento, θ_v , IR y RiA a partir de diagramas de caja de las alturas 100 m, 300 m, 650 m, 1050 m, 1550 m de todo el año 2017. Posteriormente, se identifican patrones y procesos de la dinámica atmosférica nocturna de periodos secos (DEF - JJA) y periodos lluviosos (MAM – SON) a partir de mapas de calor que muestran el ciclo horario trimestral entre las alturas de 50 m – 2800 m. Las alturas seleccionadas permiten detallar tanto la dinámica atmosférica orográfica como la dinámica e influencia de la mesoescala.

Este mismo análisis fue ejecutado para la humedad específica y la velocidad vertical del viento, sin embargo, estos resultados no fueron incluidos debido a que, por sus características, no aportaban mucho al entendimiento de estudio del caso.

4.1.1 Viento

En la **Figura 14** se observa el diagrama de caja horario de la dirección del viento. En los primeros 650 m durante las horas diurnas, la dirección es bastante variable, con una mediana localizada en los vientos del noreste y este (50° - 90°). Posterior a las 18 h, el rango de dirección registradas es menor y hay vientos predominantes del nornoreste (25° - 55°) hasta aproximadamente las 2 h. Posterior a las 3 h, por debajo de los 650 m los vientos del nornoreste siguen predominando, pero el rango de las direcciones registradas aumenta, incluyendo ahora vientos del este y del sureste (25° - 150°).

En la **Figura 15** se observa el ciclo promedio horario trimestral de la dirección del viento. En promedio para los cuatro trimestres hay un cambio del régimen de vientos a ~ 850 m sobre el nivel del valle. En este periodo, los vientos orográficos del nornoreste predominan, mientras que en la mesoescala los vientos alisios del sureste y noreste predominan.

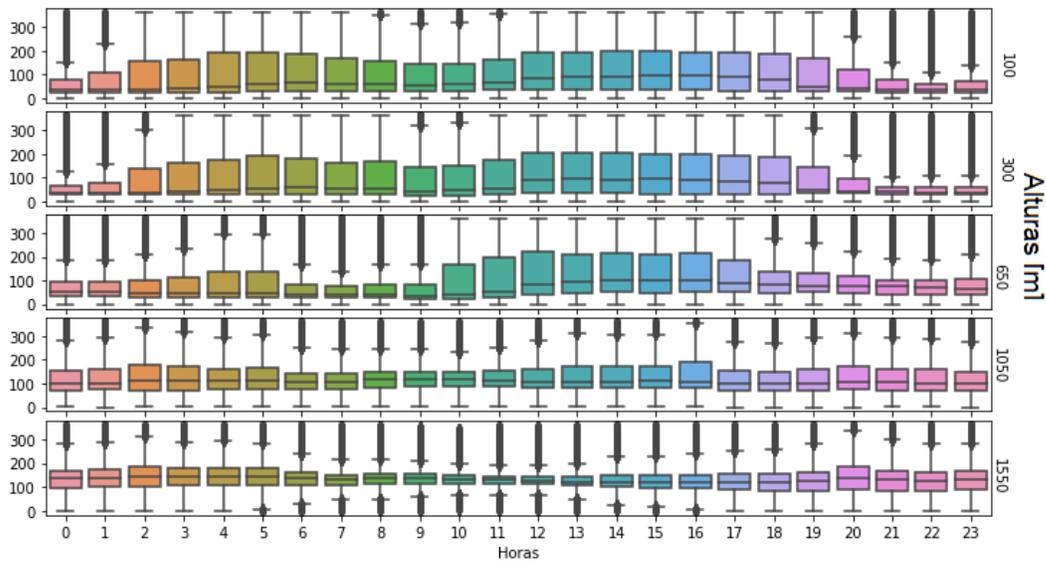


Figura 14. Diagrama de cajas del ciclo horario de la dirección del viento [°] para las alturas [m]: 100, 300, 650, 1050 y 1550.

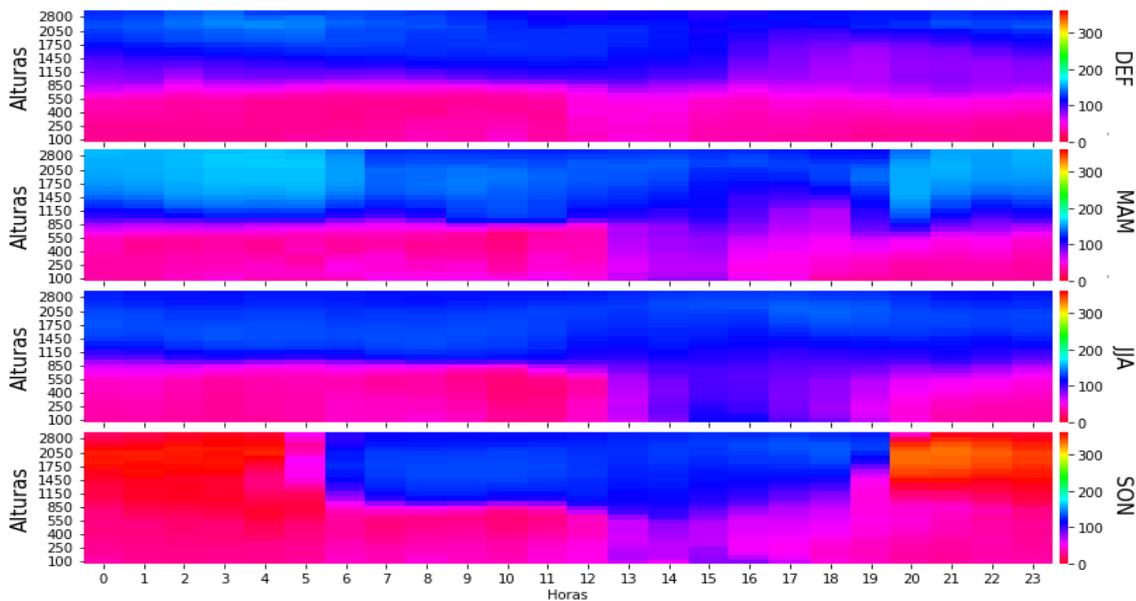


Figura 15. Ciclo promedio horario trimestral de la dirección del viento [°] para el año 2017.

El trimestre SON muestra acoplamiento direccional de los vientos alisios y orográficos, lo cual anula los efectos de cizalladura en la zona de contacto de las dos circulaciones. En los trimestres MAM, JJA y DEF es más probable que ocurran estos efectos de cizalladura. El trimestre MAM no muestra acoplamiento entre la mesoescala y la circulación orográfica, pues predominan los vientos alisios del sureste. Estos resultados reflejan el efecto de los vientos alisios en el ciclo diurno del viento.

La variabilidad de la velocidad horizontal del viento, que se muestra en la **Figura 16**, tiende a registrar mayores velocidades entre las 16 h – 19 h, con una mediana de ~4 m/s. Posterior a las 19

h, la velocidad mediana se localiza en ~ 2.5 m/s, hasta aproximadamente las 13 h donde su magnitud mediana aumenta.

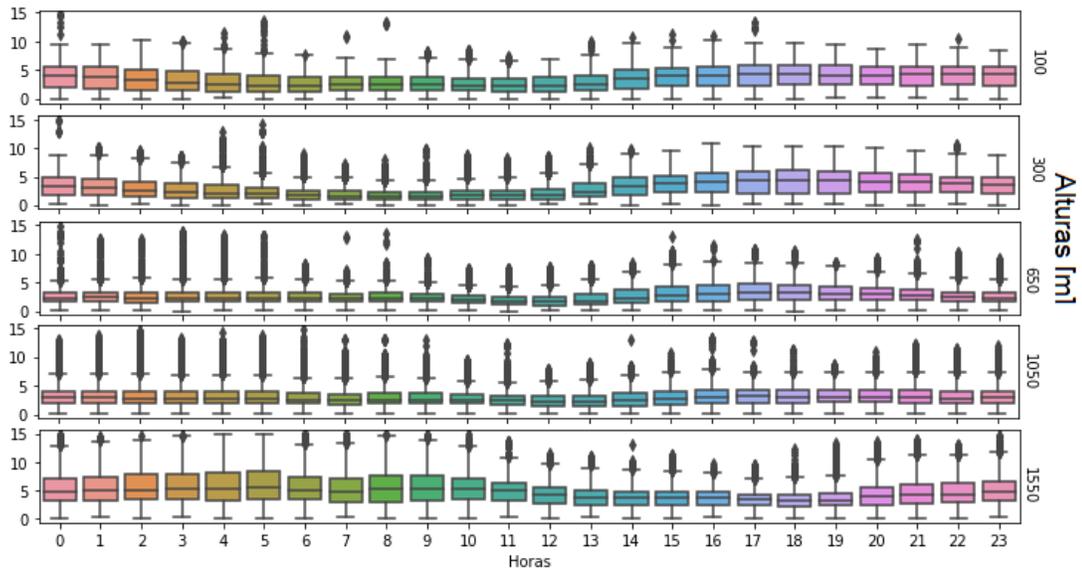


Figura 16. Diagrama de cajas del ciclo horario de la velocidad del viento [m/s] de las alturas [m]: 100, 300, 650, 1050 y 1550 para el año 2017.

En los trimestres DEF y JJA (periodos secos) el JBN se desarrolla antes de la caída del sol, y registra mayores magnitudes ~ 4 m/s y espesores medios ~ 500 m. En los trimestres MAM y SON (periodos de lluvia) el JBN es más visible después de la caída del sol, con menores magnitudes ~ 3 m/s y menores espesores medios ~ 300 m. De los 4 trimestres, MAM registra menores velocidades y espesores del JBN, con menor duración en el tiempo.

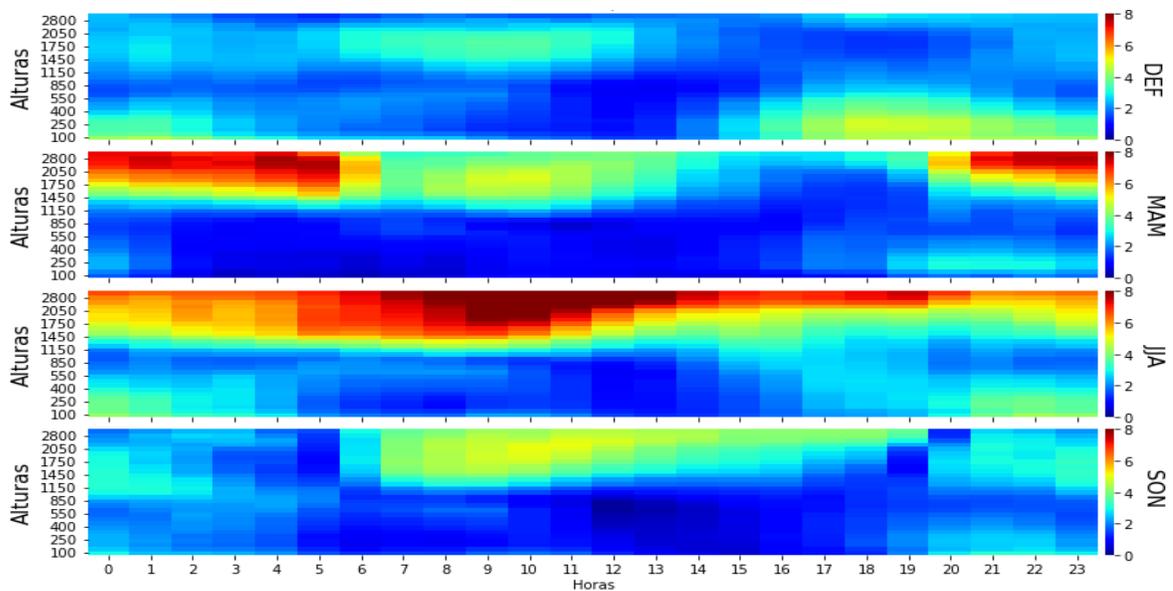


Figura 17. Ciclo promedio horario trimestral de la velocidad del viento [m/s] para el año 2017.

Durante los periodos de lluvia se registra un JBN con menores velocidades y espesores, además con un efecto mecánico más reducido debido a su disipación temprana en comparación con los periodos secos. En los periodos secos el JBN tiende a registrar mayor espesor y duración, inclusive, es visible hasta horas posteriores de la salida del sol como es el caso del trimestre DEF.

Por encima de los 1450 m, donde la influencia de los vientos alisios es notoria, se registran mayores velocidades promedio (> 5 m/s). Durante los trimestres de MAM y JJA los vientos alisios suelen registrar mayores velocidades, mientras que las menores velocidades se registran en el trimestre DEF.

Durante las horas nocturnas se registran mayores magnitudes promedio (~3 m/s) en los niveles más próximos a la superficie, en comparación con las horas diurnas cuya media puede ser menor a ~2 m/s.

4.1.2 Temperatura Potencial Virtual

En la **Figura 18** se muestra el diagrama de caja horario de la θ_v . En los primeros 1050 m durante las horas nocturnas se registra menores magnitudes al final de la noche. Por encima de los 1050 m las medianas, tanto de día como de noche, tienden a ser más uniformes y mostrar menores gradientes.

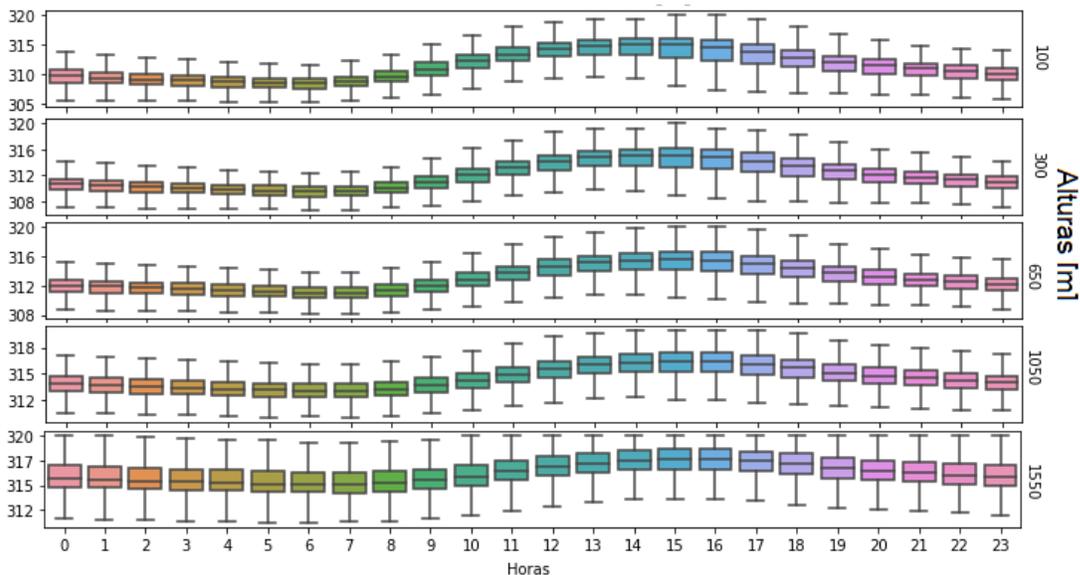


Figura 18. Diagrama de cajas del ciclo horario de la θ_v [K] para el año 2017 de las alturas [m]: 100, 300, 650, 1050 y 1550. Modificado para eliminar los valores atípicos.

En la **Figura 19** se observa el ciclo promedio horario trimestral de la θ_v . En promedio para los cuatro trimestres, se identifica la inversión térmica del perfil de θ_v durante las horas nocturnas.

En los trimestres DEF y MAM los niveles más superficiales tienden a estar más fríos que en los trimestres JJA y SON. Dicho lo anterior, entre los meses de diciembre-mayo, la estabilidad estática es más fuerte, siendo mayor en el trimestre MAM. Este fenómeno puede deberse al efecto de la

radiación solar y a la presencia de nubosidad. En el trimestre DEF la posición de la ZCIT se encuentra más al sur, lo que conlleva a una reducción de la radiación solar y, por ende, una menor temperatura superficial; por el contrario, en el trimestre JJA, el sol se encuentra más centrado en la latitud del VA con lo cual hay más disponibilidad de radiación solar y mayor temperatura superficial.

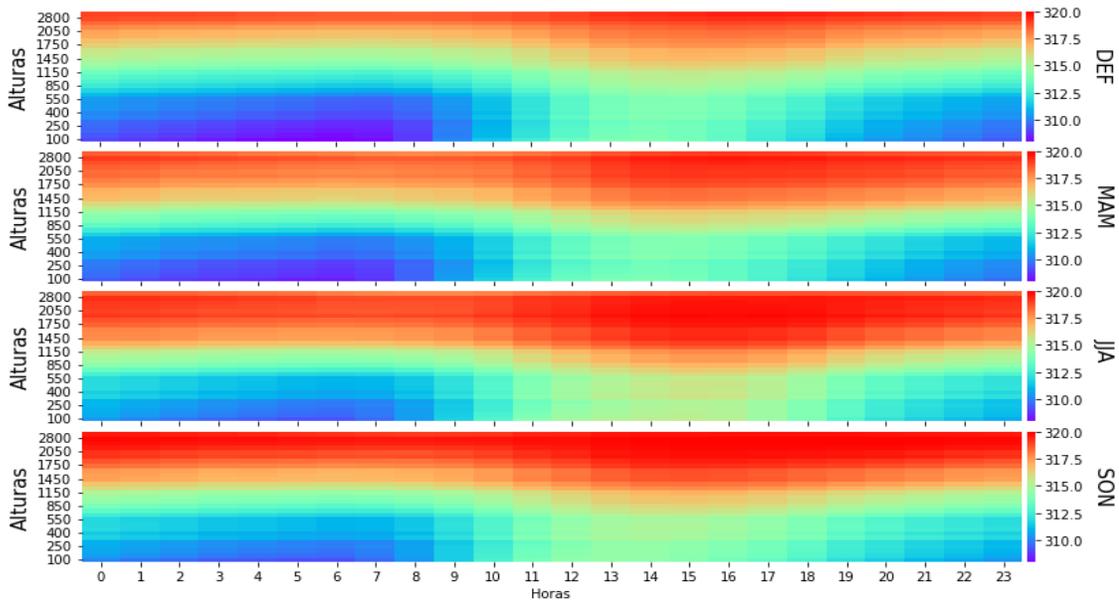


Figura 19. Ciclo promedio horario trimestral de la θ_v [K] para el año 2017.

4.1.3 intensidad de Retrodispersión

En la **Figura 21** se muestra el diagrama de caja horario de la IR. La localización y dispersión de los diagramas es similar tanto de día como de noche, sin embargo, en la baja atmósfera, se registran mayores magnitudes durante las horas nocturnas que durante las horas diurnas.

En la **Figura 20** se muestra el ciclo promedio horario trimestral de la IR. Considerando que $IR > 1000$ [$10^{-9}m^{-1} sr^{-1}$] representa nubes, aerosoles y material particulado en la atmósfera (Herrera Mejía, 2015), durante las horas nocturnas en promedio el perfil registra mayor presencia de nubes, aerosoles y material particulado, desde los 100 m hasta aproximadamente los 1750 m.

los trimestres MAM y SON suelen registrar mayores magnitudes a lo largo del ciclo diurno, mientras que el trimestre JJA registran menores magnitudes. En el trimestre DEF se identifica una discontinuidad aproximadamente a los 850 m, donde se registran mayores magnitudes promedio por encima de este nivel que por debajo.

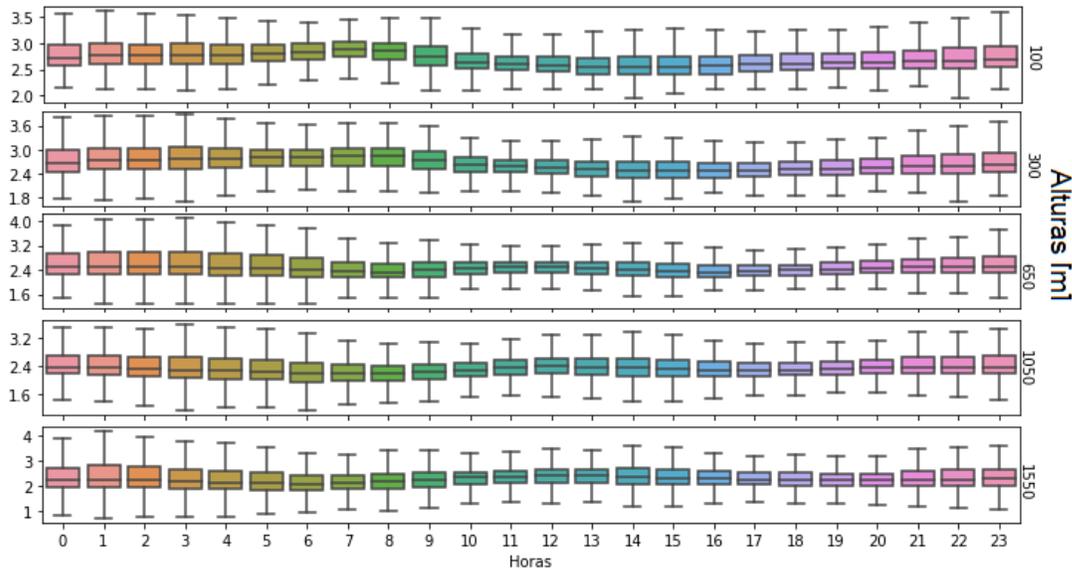


Figura 20. Diagrama de cajas del ciclo horario de $\log_{10} I. \text{Retrodispersión} [\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}]$ de las alturas [m]: 100, 300, 650, 1050 y 1550 para el año 2017. Modificado para eliminar los valores atípicos

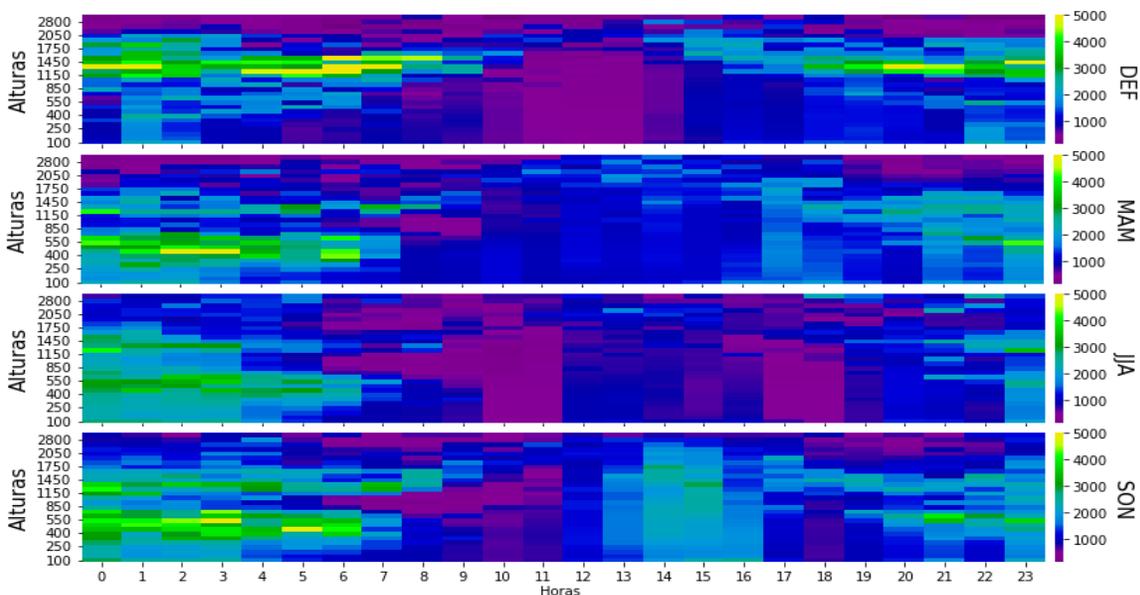


Figura 21. Ciclo promedio horario trimestral de la Intensidad de Retrodispersión [$10^{-9} \text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$] para el año 2017.

4.1.4 Número de Richardson Aproximado

En la **Figura 22** se muestra el diagrama de caja horario del número de RiA. Durante las horas diurnas los números RiA son negativos, indicando inestabilidad atmosférica. Durante las horas nocturnas, en los primeros 300 m, la mediana de los números RiA se localiza muy cercano a cero, con un registro de valores atípicos tanto negativos como positivos. Por encima de los 300 m, la mediana se encuentra localizada en números RiA > 7 .

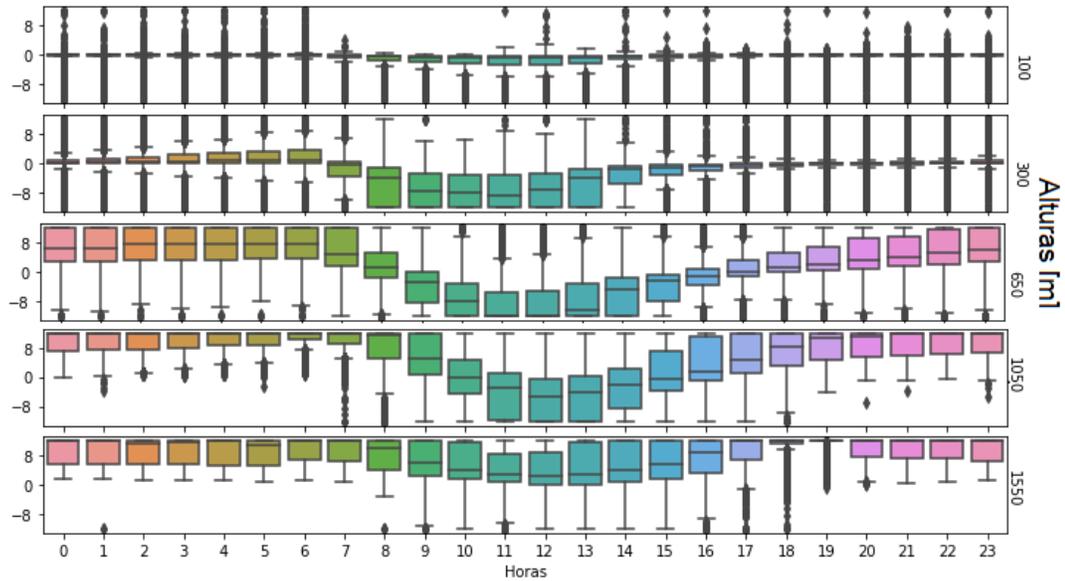


Figura 22. Diagrama de cajas del ciclo horario RiA de las alturas [m]: 100, 300, 650, 1050 y 1550 para el año 2017. Modificado para observar las magnitudes de interés.

En la **Figura 23** se observa el ciclo promedio horario trimestral del número RiA. En promedio para los cuatro trimestres durante las horas de la noche se identifica un cambio de régimen a ~550 m, registrando mayores números RiA.

Los números RiA por debajo de 400 m, suelen ser mayores en los trimestres JJA y SON que en los trimestres DEF y MAM. Dicho lo anterior, entre los meses de junio-noviembre, la estabilidad dinámica es más fuerte, siendo mayor en el trimestre SON. Estos resultados sugieren entonces que los trimestres con mayor estabilidad dinámica son los trimestres con mejor estabilidad estática.

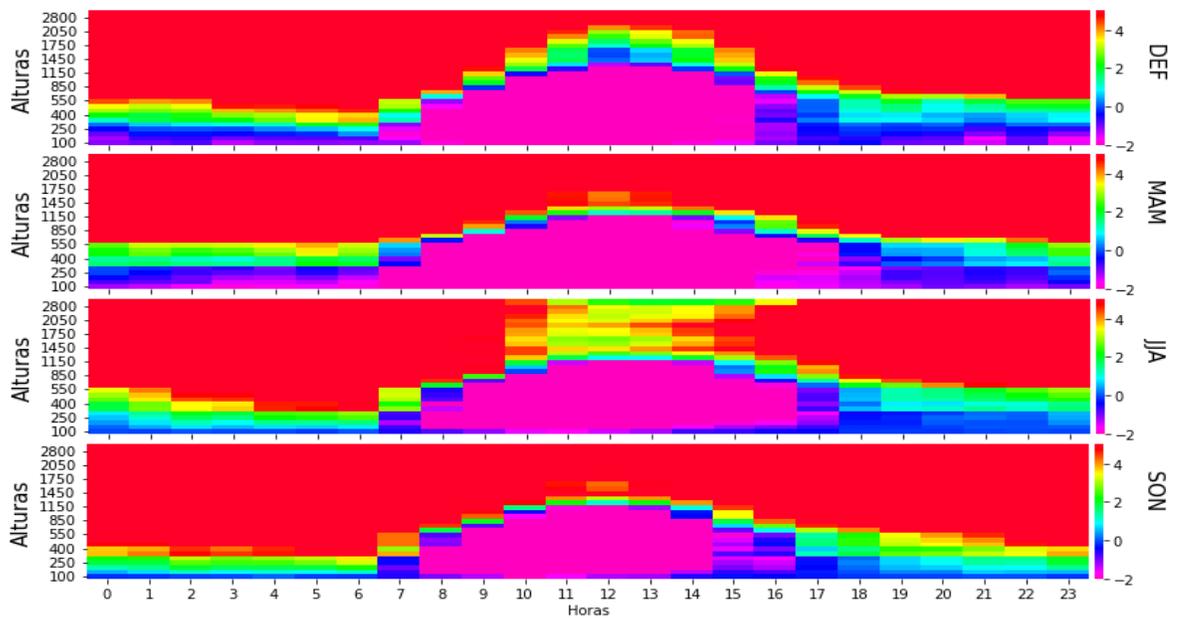


Figura 23. Ciclo promedio horario trimestral del RiA para el año 2017.

4.2 Selección del umbral de estabilidad atmosférica nocturno

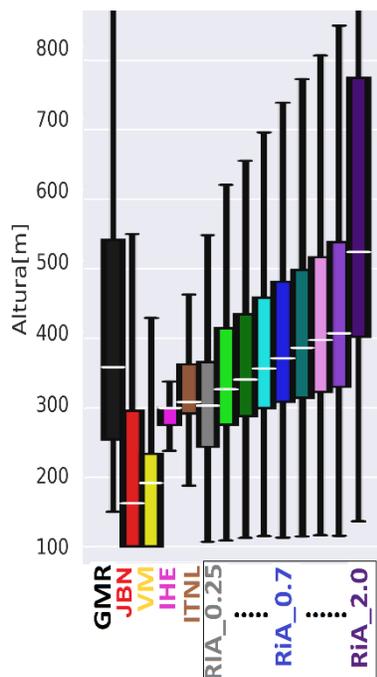


Figura 24. Diagramas de caja nocturnos de los espesores de cada metodología.

La Figura 24 representa la distribución horaria promedio nocturna de los diferentes estimativos del numeral 2.3. Es claro que hay una tendencia en los números RiA seleccionados, la cual se identifica desde su mediana, donde a mayor número RiA mayor es su espesor estimado.

Sin discutir sobre los resultados de los métodos, ya que se tratará en el siguiente numeral, el método GMR se seleccionó como el método de referencia. A pesar de que el rango intercuartil de sus estimativos horarios es grande, sus medianas están más cerca de las medianas de los números RiA, y sus estimativos no subestiman tanto como los métodos JBN, VM, IHE e ITNL.

El método GMR se basa en la identificación de estratos de sustancias atmosféricas, lo que es una ventaja en comparación con los otros métodos basados en variables físicas. También su uso resulta confiable considerando su aplicación y resultados en estudios en del VA (Herrera-Mejía & Hoyos, 2019). Sin embargo, considerando el principio del método, su estimativo no es preciso en condiciones donde la baja atmósfera carece de aerosoles.

Para encontrar el umbral de estabilidad atmosférica para las horas nocturnas (18 h – 6 h), se calculó el RMSE total del método GMR contra los demás métodos a partir de la media horaria/la mediana horaria de los estimativos. La Figura 25 muestra los RMSE y la posición central de la mediana indica que entre números de RiA 0,5 – 0,6 se producen menores RMSE. Por tal motivo, el número RiA de 0,5 fue seleccionado como umbral de estabilidad atmosférica nocturno para el VA (RiC).

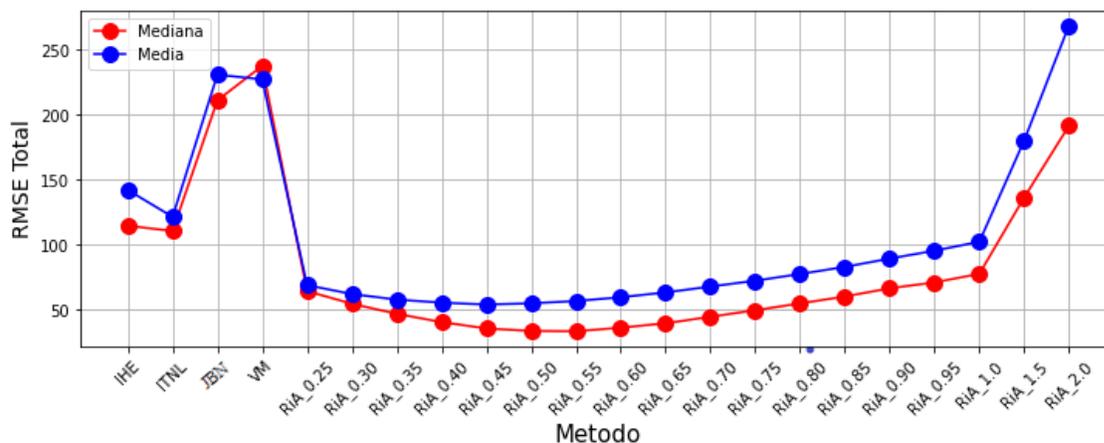


Figura 25. RMSE resultante de la media/mediana horaria de cada método frente al método GMR.

4.3 Caracterización de la estructura térmica y dinámica de la CLN

Los estimativos de los métodos del numeral 2.3 más que representar un espesor/limite en la vertical, el análisis conjunto permite caracterizar la estructura térmica y dinámica de la CLN mediante la tendencia y localización en el tiempo de sus estimativos. La **Figura 26** muestra los diagramas de caja horarios de los estimativos considerados y el estimativo del número RiC 0,5.

Los métodos JBN y VM son claves en la caracterización de los forzamientos mecánicos en la baja atmósfera. La mediana horaria del método JBN tiende a decrecer durante la noche, ya que a las 18 h se localiza en ~200 m y a las 6 h se localiza en ~130 m, mientras que la mediana horaria del método VM tiende a crecer, ya que su estimativo evoluciona de ~120 m a ~210 m al final de la noche. Este patrón descrito sugiere que, al principio de la noche, los vientos débiles se registran más cerca de la superficie y los vientos fuertes se registran a ~200 m y, al final de la noche, la el régimen de vientos cambia de lugar, con vientos fuertes más cerca de la superficie y los más débiles a ~200 m.

Los métodos de IHE e ITNL facilitan la caracterización de fenómenos de condensación localizados y la estructuración térmica de la baja atmósfera respectivamente. Los diagramas de caja horaria de estos estimativos son similares en su localización, pero no en su distribución de frecuencias. La mediana horaria del método IHE tiende a crecer a medida que avanza la noche, ya que a las 18 h se localiza en ~260 m y a las 6 h se localiza en ~300 m, mientras que la mediana horaria del método ITNL tiende a crecer, con un estimativo que evoluciona de ~300 m a ~350 m al final de la noche.

Los estimativos de IHE sugieren la presencia de una baja capa de nubes, lo que puede estar relacionado con los efectos de la condensación. Y los estimativos de ITNL refieren esencialmente a la estructura de la CIS.

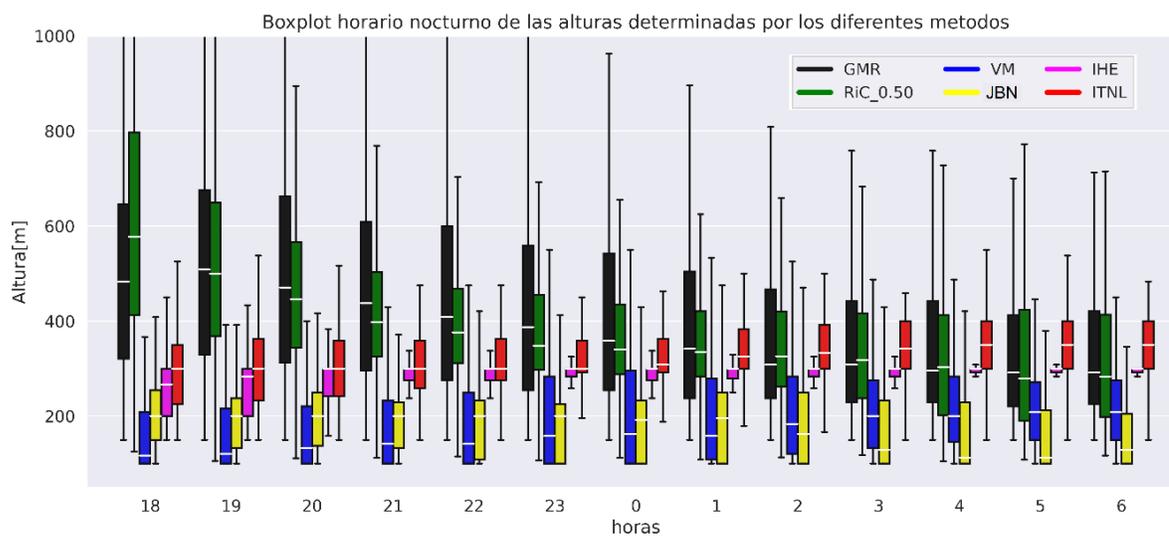


Figura 26. Diagramas de caja horario de los espesores de las metodologías usadas de las noches del año 2017.

La mediana y la distribución de los estimativos del método GMR tienden a decrecer, ya que a las 18 h se localiza en ~480 m y a las 6 h se localiza en ~290 m, lo que sugiere que el espesor de la CLN tiende a decrecer a lo largo de la noche. Teniendo en cuenta que el RiC 0,5 se basó en el estimativo del método GMR, los diagramas son similares reflejando un patrón análogo en la evolución nocturna del espesor de la CLN.

A partir de la tendencia de los métodos, es posible inferir una estructura térmica y dinámica de la baja atmósfera nocturna del VA, la cual se presenta en la **Figura 27** que muestra un esquema de la estructura para las 19 h, 0h y 5 h.

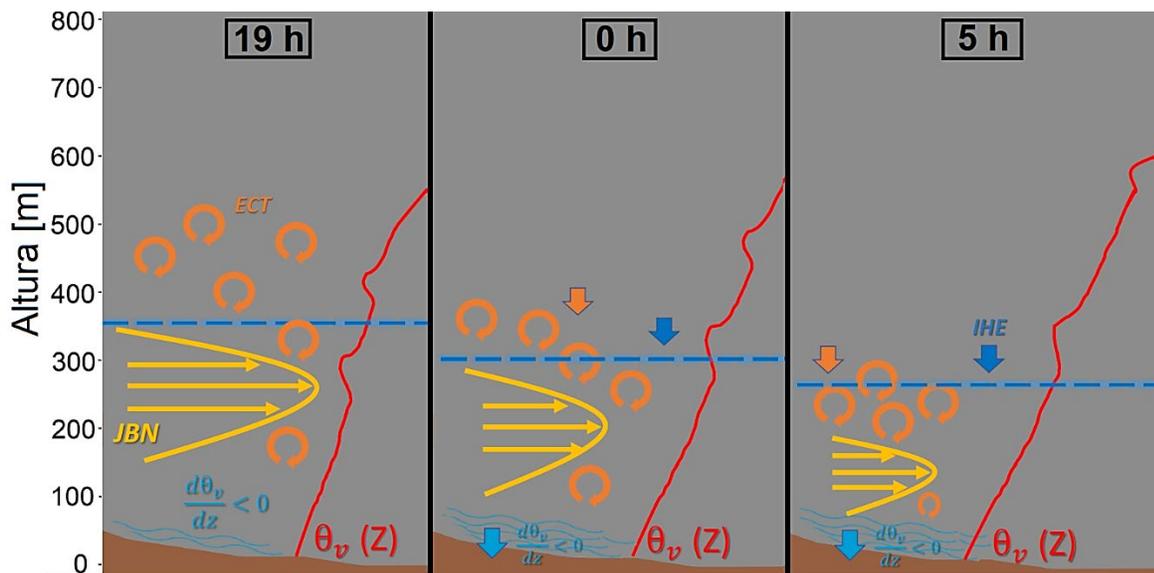


Figura 27. Diagrama esquemático simplificado de la estructura térmica y dinámica de la baja atmósfera nocturna en el VA, a las 19 h, 0h y 5 h.

Durante las primeras horas de la noche, el enfriamiento radiativo apenas comienza y los flujos turbulentos se encuentran más localizados en parte superior de la CLN por efectos de cizalladura del JBN. A media noche, el enfriamiento radiativo es mayor en la superficie y los flujos turbulentos han decaído en consecuencia de que los efectos de cizalladura son menos intensos. Al final de la noche, por efectos del enfriamiento radiativo y la condensación se forma una capa de nubosidad, y el JBN es mucho menos intenso y de menor espesor por lo que los flujos turbulentos suelen ser más débiles.

Estas características también permiten inferir que, al final de la noche, el espesor de la CIS suele ser profundo que el espesor de la CLN, y que los flujos turbulentos están influenciados principalmente por las fuerzas mecánicas, siendo el JBN el principal agente de transporte en la baja atmósfera nocturna.

4.4 Caracterización de noches de interés

A continuación, se muestra la dinámica atmosférica nocturna de las variables a partir de mapa de colores, cuya escala se ubica en la parte inferior de cada recuadro. En eje las abscisas se encuentra el rango de tiempo entre las 17 h – 7 h y en el eje de las ordenadas las alturas entre 100 m – 1500 m. Los perfiles verticales también contienen los estimativo del RiC, JBN, VM, GMR e ITNL.

4.4.1 Noche 1 abril – 2 abril 2017

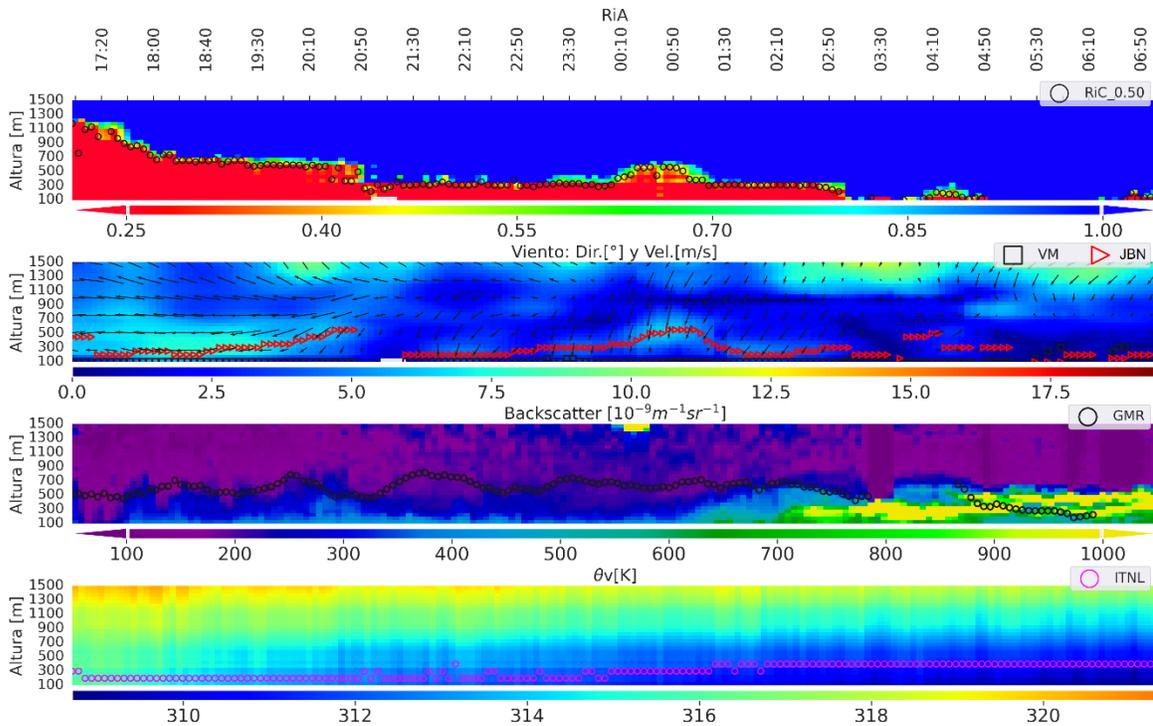


Figura 28. Variables de estado en la vertical de la noche del 1– 2 abril.

La evolución del perfil vertical del número RiA muestra un espesor de la CLN de ~ 850 m en las primeras horas de la noche, el cual tiende a disminuir hasta la 0 h. Posterior a las 0 h, se registra un incremento en el espesor la CLN hasta la 1 h aproximadamente, cuyo espesor continuo en descenso hasta aproximadamente las 5 h. Entre las 5 h - 6 h, una vez la velocidad decae a valores cercanos a ceros, el perfil del RiA indica números mayores a 1, cuya magnitud refiere a condiciones de estabilidad atmosférica fuerte y un espesor de la CLN que podría estar por debajo de los 100 m.

El perfil vertical del viento, al inicio de la noche, muestra un JBN con dirección predominante del este, localizado alrededor de ~ 350 m y con velocidades máximas de $\sim 7,5$ m/s. Posterior a las 21 h y hasta las 0 h, la velocidad del JBN y localización decaen a ~ 3 m/s y a ~ 150 m respectivamente, y se registra una dirección predominante del noreste. A las 0 h, el JBN registra un aumento en la velocidad y en su localización registrando ~ 6 m/s y ~ 350 m/s respectivamente. Posterior a las 2 h, la velocidad del JBN es < 2 m/s, su localización es por debajo de los ~ 150 m y su dirección resulta

difusa. Este aumento del espesor de la CLN entre las 0 h – 1h, es probable que sea originado por un acoplamiento direccional de los vientos orográficos con los vientos alisios.

La evolución del perfil vertical de θ_v muestra que la baja atmósfera estuvo condicionada al enfriamiento continuo de la superficie. Al principio de la noche la ITNL se localiza en ~ 150 m, la cual se engrosa alcanzado alturas de ~ 300 m al final de la noche.

La evolución del perfil vertical de LA IR muestra que, a medida que la noche avanza, las magnitudes aumentan también, sobre todo por debajo de los ~ 500 m. Este fenómeno probablemente se asocie con la acumulación de humedad, aerosoles y material particulado por efectos del enfriamiento radiativo. El estimativo del método GMR muestra espesores de la CLN, que suben y bajan, y que se localizan alrededor de ~ 500 m hasta aproximadamente las 3 h. Posterior a las 4 h y hasta el final de la noche, los espesores tienden a localizarse por debajo de los ~ 300 m.

4.4.2 Noche 25 julio – 26 julio 2017

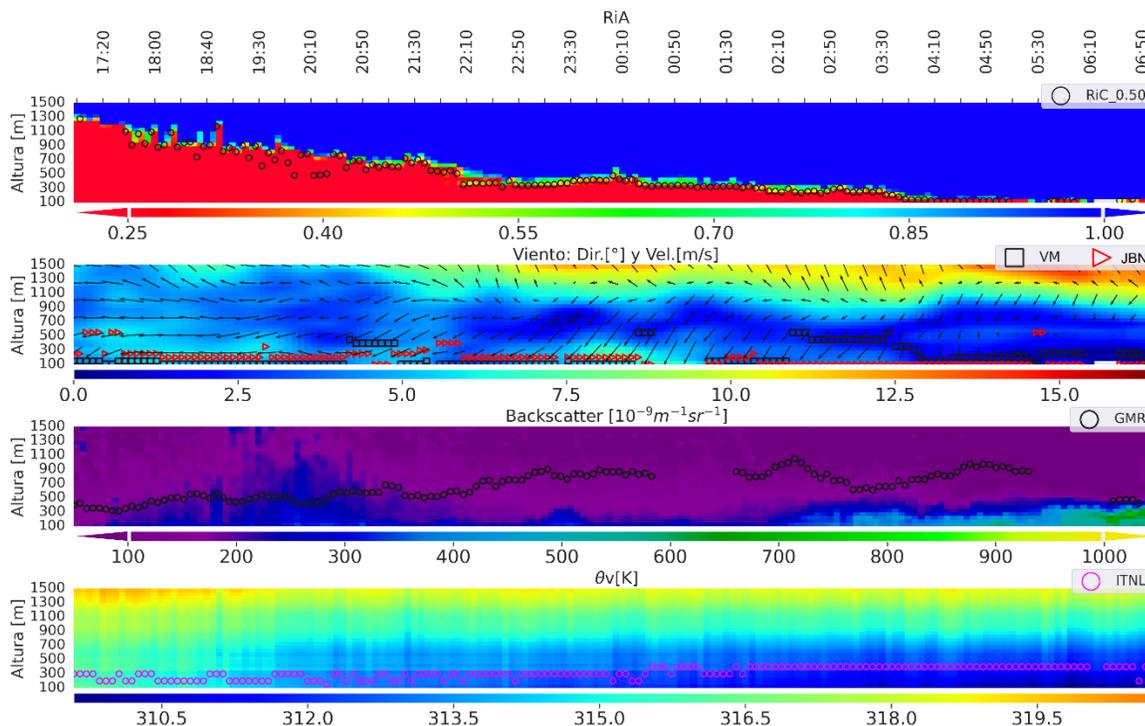


Figura 29. Variables de estado en la vertical de la noche del 25 – 26 julio.

La evolución del perfil vertical del número RiA registra un espesor de la CLN de ~ 750 m en las primeras horas de la noche, el cual tiende a disminuir paulatinamente hasta alcanzar alturas por debajo de 100 m al final de la noche.

El perfil vertical del viento registra un JBN con dirección predominante del noreste, localizado alrededor de ~ 250 m y con velocidades máximas de ~ 7 m/s, cuya condición prevalece hasta aproximadamente la 1 h. Entre la 1 h y las 4 h, la velocidad del JBN y localización decaen a ~ 2 m/s

y a ~100 m respectivamente, y su dirección predominante es del norte. Después de las 5 h, la velocidad del JBN es <1 m/s, su localización es por debajo de los 100 m y su dirección resulta difusa. Para esta noche en particular, no hay evidencia de acoplamiento de los vientos alisios con los vientos orográficos, debido a que el régimen de la mesoescala difiere en gran medida de la dirección de los vientos orográficos.

La evolución del perfil vertical de θ_v muestra que la baja atmósfera estuvo condicionada al enfriamiento continuo de la superficie. Al principio de la noche la ITNL se localiza en ~150 m, la cual se engrosa alcanzando alturas de ~300 m al final de la noche.

La evolución del perfil vertical de LA IR muestra que a medida que la noche avanza las magnitudes aumentan, sobre todo por debajo de los ~300 m, pero con valores de $IR < 1000 \cdot 10^{-9} m^{-1} sr^{-1}$. El estimativo del método GMR registra espesores de la CLN, que suben y bajan, y que se localizan alrededor de ~500 m hasta aproximadamente las 2 h. Posterior a las 2 h, se registra un espesor de la CLN, que sube y baja, pero localizada alrededor de ~300 m.

4.4.3 Noche 25 noviembre – 26 noviembre 2017

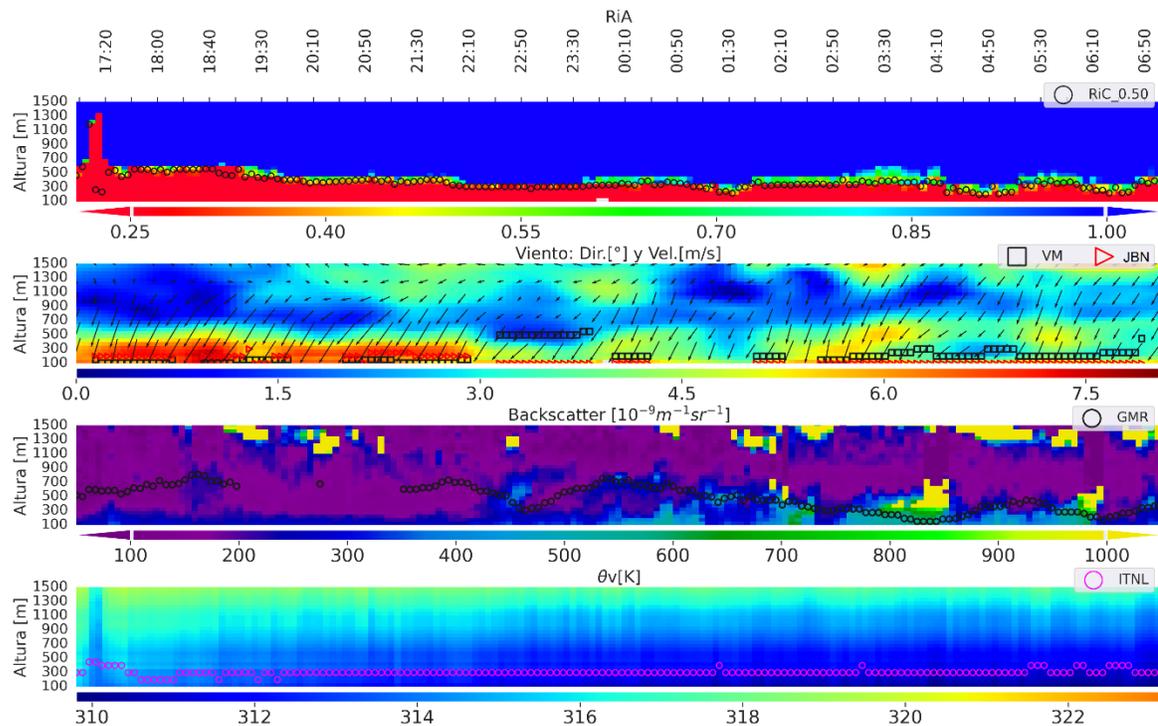


Figura 30. Variables de estado en la vertical de la noche del 25 – 26 noviembre.

La evolución del perfil vertical del número RiA registra un espesor de la CLN de ~400 m en las primeras horas de la noche, el cual tiende a disminuir paulatinamente hasta alcanzar alturas por debajo de 300 m al final de la noche.

El perfil vertical del viento muestra un JBN con dirección predominante del norte-noreste, localizado alrededor de ~ 200 m y con velocidades máximas de ~ 8 m/s hasta la 22 h. Posterior a las 22 h y hasta el final de la noche, la velocidad del JBN y localización decaen a ~ 4 m/s y a ~ 100 m, y su dirección predominante es del norte-noreste. Este perfil en la parte baja predominan los vientos del noreste, por lo que puede condicionar acoplamiento de los vientos alisios con los vientos orográficos.

La evolución del perfil vertical de θ_v muestra que la baja atmósfera estuvo condicionada al enfriamiento continuo de la superficie. El estimativo de la ITNL se localiza en ~ 200 m a lo largo de la noche.

La evolución del perfil vertical de la IR muestra que a medida que la noche avanza las magnitudes aumentan, sobre todo por debajo de los ~ 300 m, pero con valores de $IR < 1000 \cdot 10^{-9} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$. El estimativo del GMR muestra espesores de la CLN, que suben y bajan, y que se localizan alrededor de ~ 500 m.

4.4.4 Noche 13 diciembre – 14 diciembre 2017

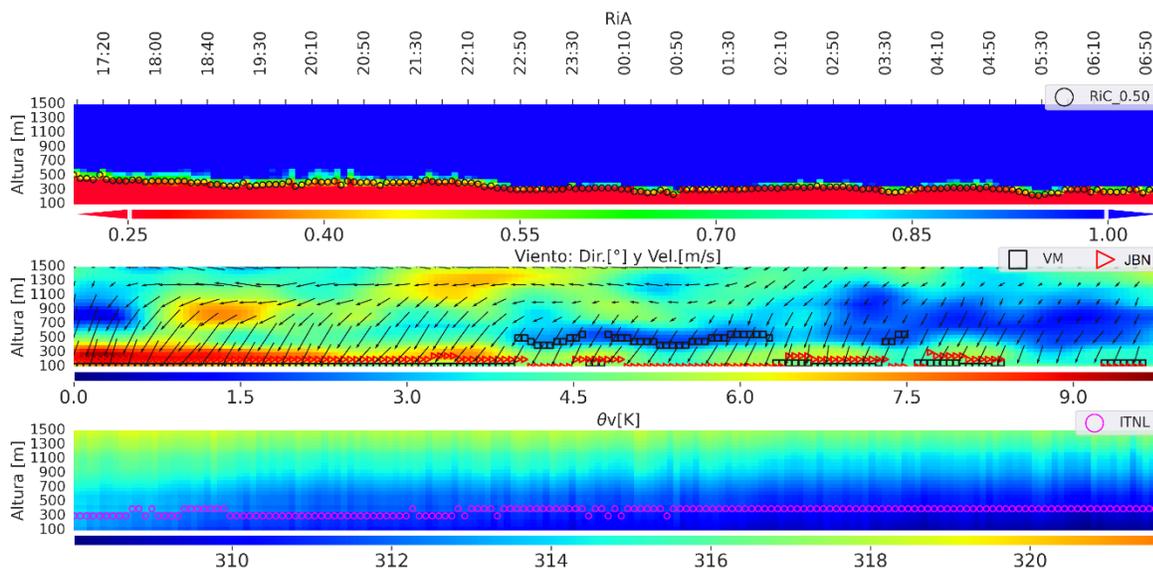


Figura 31. Variables de estado en la vertical de la noche del 13 – 14 diciembre.

La evolución del perfil vertical de RiA muestra un espesor de la CLN, al principio de la noche, localizado alrededor de ~ 500 m y, al final de la noche, con un espesor localizado en ~ 350 m.

El perfil vertical del viento muestra un JBN con dirección predominante del noreste, localizado alrededor de ~ 300 m y con velocidades máximas de ~ 9 m/s, cuya condición prevalece hasta aproximadamente las 23 h. Posterior a la 23 h y hasta el final de la noche, la velocidad del JBN y localización decaen a ~ 4 m/s y a ~ 150 m respectivamente. Este perfil muestra estar dominado por

los vientos del noreste, por lo que puede condicionar un acoplamiento direccional de los vientos alisios con los vientos orográficos a lo largo de la noche.

La evolución del perfil vertical de θ_v muestra que la baja atmósfera estuvo condicionada al enfriamiento continuo de la superficie. El estimativo de la ITNL se localizó alrededor de ~ 350 m a lo largo de la noche.

4.5 Evaluación estratégica del modelo

Ajuste del modelo por noches en la vertical: La representación de las métricas de ajuste de cada esquema de CLA en diagramas de caja permite detallar la variación de los errores de las alturas consideradas. Estos resultados se observan en la **Figura 32** y los comentarios en la **Tabla 11**.

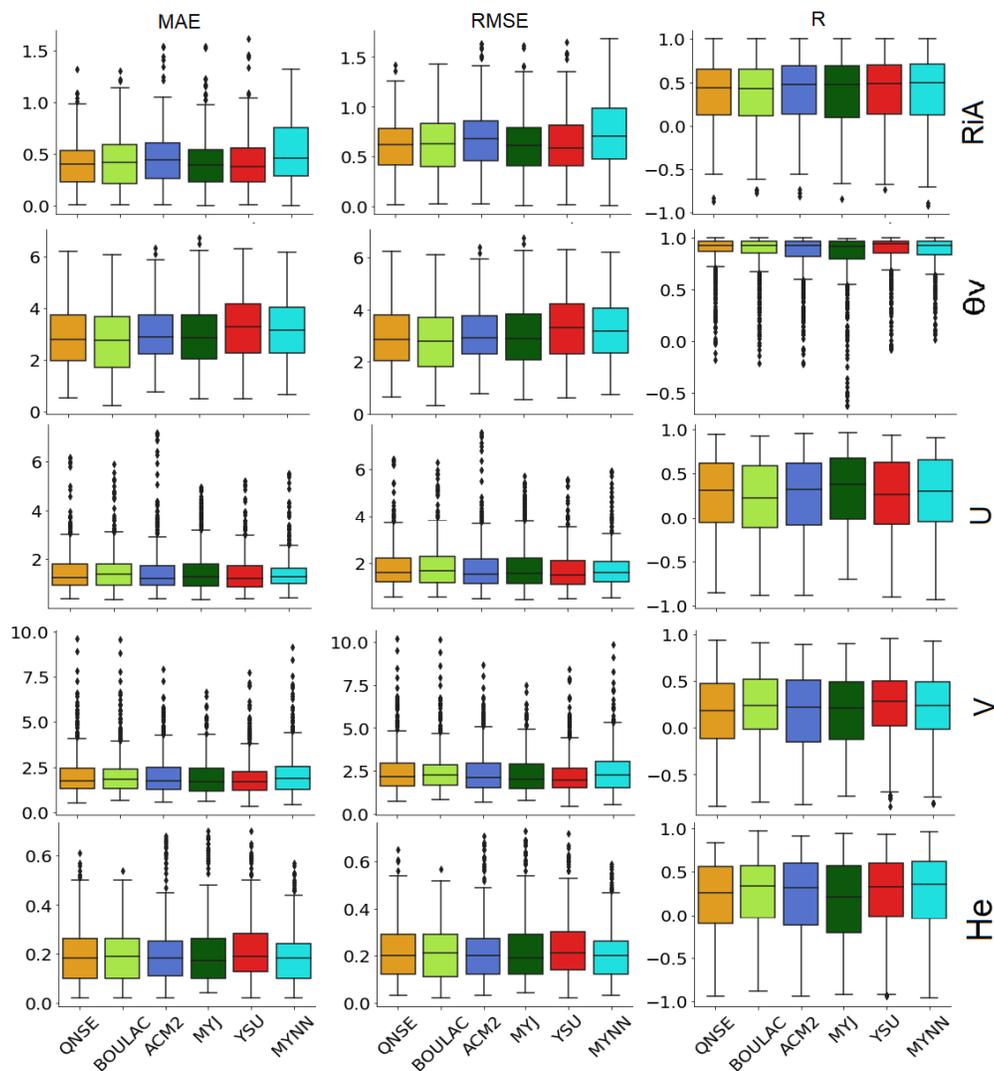


Figura 32. Conjunto de métricas resultantes de las 33 noches simuladas en el rango entre 100 m – 1550 m para los 6 esquemas de la CLA. En el eje de las abscisas están los esquemas y en el eje de las ordenadas el resultado de la métrica. Las métricas se encuentran listada en las columnas: MAE, RMSE y R, y las variables en las líneas: RiA, θ_v , u, v y He.

Tabla 11. Evaluación de ajuste del modelo por noches en la vertical.

Variable	Observaciones
RiA	Los esquemas QNSE, MYJ y YSU registran mejores métricas.
θ_v	La inversión térmica del perfil θ_v , se reproduce en todas las parametrizaciones de la CLA, sin embargo, las simulaciones tienden a subestimar esta variable. Los esquemas QNSE, MYJ y YSU registran mejores métricas.
U	Los esquemas MYNN, MYJ y YSU registran mejores métricas.
V	Los esquemas MYJ y YSU registran mejores métricas.
HE	Esta variable tiende a ser subestimada por las simulaciones. La variabilidad de las métricas por parametrización es similar, no obstante, los esquemas QNSE, MYJ y YSU registran mejores métricas.

Ajuste del modelo en superficie: La representación de las métricas de ajuste de cada esquema de CLA en diagramas de caja permite detallar la variación de los errores en conjunto de las variables superficiales. Estos resultados se observan en la **Figura 33** y los comentarios en la **Tabla 12**.

Tabla 12. Evaluación de ajuste del modelo por noches en superficie.

Variable	Observaciones
Humedad Relativa	Los esquemas MYNN, ACM2 y YSU registran mejores métricas.
Precipitación	Los esquemas MYNN, ACM2 y MYJ registran mejores métricas.
Presión Atmosférica	El esquema ACM2 registra mejores métricas.
Temperatura	El esquema QNSE registra mejores métricas.
V	Para esta variable se omitieron los valores atípicos en los diagramas de caja a fin de detallar la distribución de las métricas. Los esquemas QNSE, BOULAC, MYJ y YSU registran mejores métricas.
U	Los esquemas QNSE, BOULAC y MYJ registran mejores métricas. La velocidad del viento en superficie tiende a ser sobrestimada por las simulaciones y la dirección varía de esquema en esquema.

Claramente las métricas expuestas no son las mejores y, aun con la parametrización *SLUCM* activa y con las características del suelo y morfometría que se modificaron en el modelo WRF-ARW, las simulaciones evidencian sesgos a nivel dinámico y termodinámico importantes. No obstante, se comprueba que el modelo es capaz de reproducir, en términos generales, los procesos meteorológicos nocturnos como lo es el enfriamiento radiativo de la baja atmósfera y la inversión del perfil de θ_v .

En resumidas cuentas, los esquemas locales: BOULAC, QNSE, MYNN y MYJ registraron mejores métricas en la vertical, mientras que los esquemas no-locales: ACM2 y YSU registraron mejores métricas en superficie. Aunque esta evaluación es importante y aporta bases para la selección del mejor esquema de la CLA, el fin preciso de este estudio no es encontrar el esquema que brinde mejores métricas, sino aquel que reproduzca de mejor manera la dinámica atmosférica nocturna del VA. Se propone entonces evaluar las simulaciones a partir de cada método propuesto en el **numeral 2.3**.

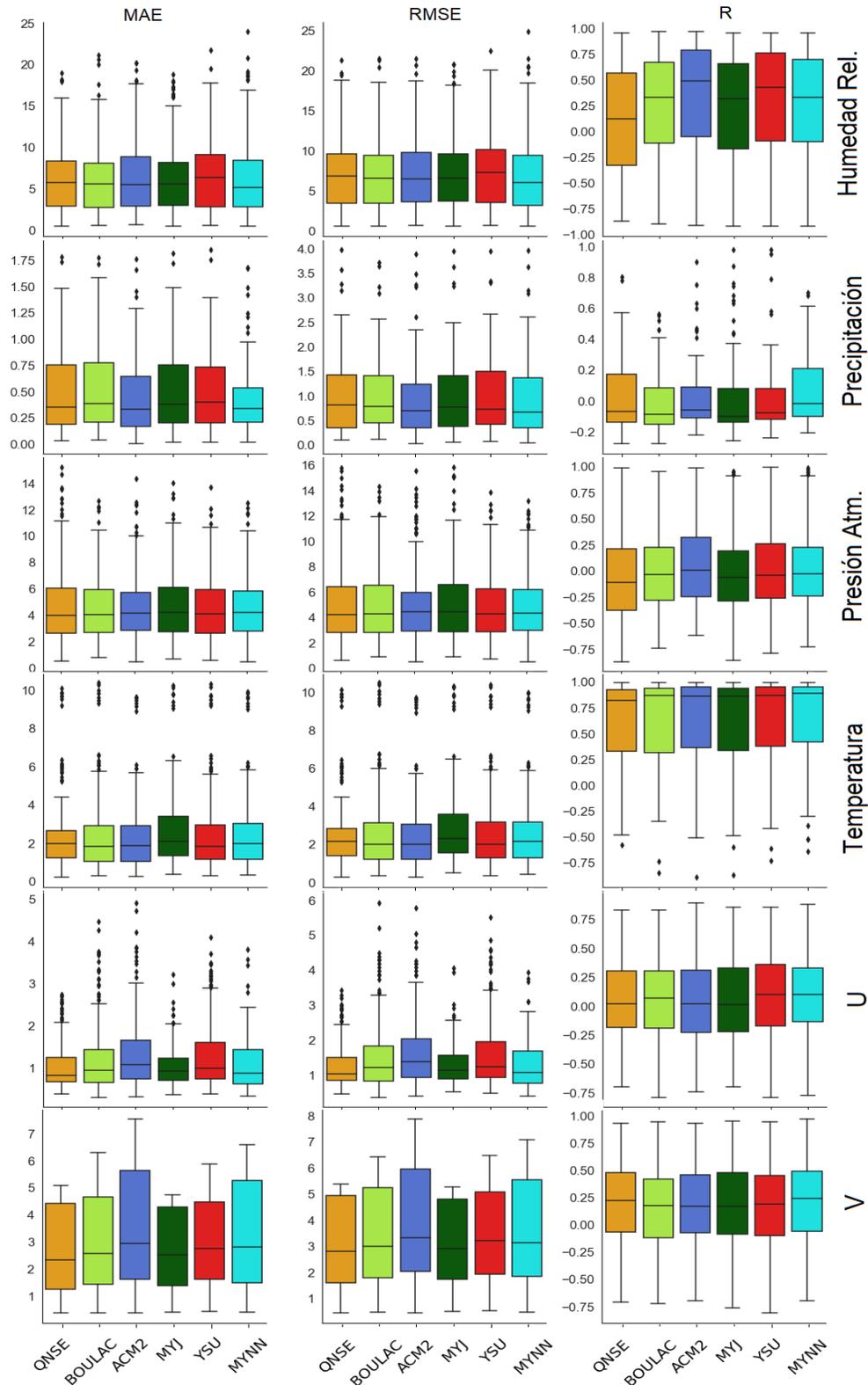


Figura 33. Conjunto de métricas resultantes de las 33 noches simuladas de las variables superficiales para los 6 esquemas de la CLA. En el eje de las abscisas están los esquemas y en el eje de las ordenadas el resultado de la métrica. Las métricas se encuentran listada en las columnas: MAE, RMSE y R, y las variables en las líneas: humedad relativa, precipitación, presión atmosférica, temperatura, u, v.

Ajuste del modelo en patrones y procesos de circulación nocturna: Los estimativos de los métodos se encuentran representados en la **Figura 34** y los comentarios en la **Tabla 13**.

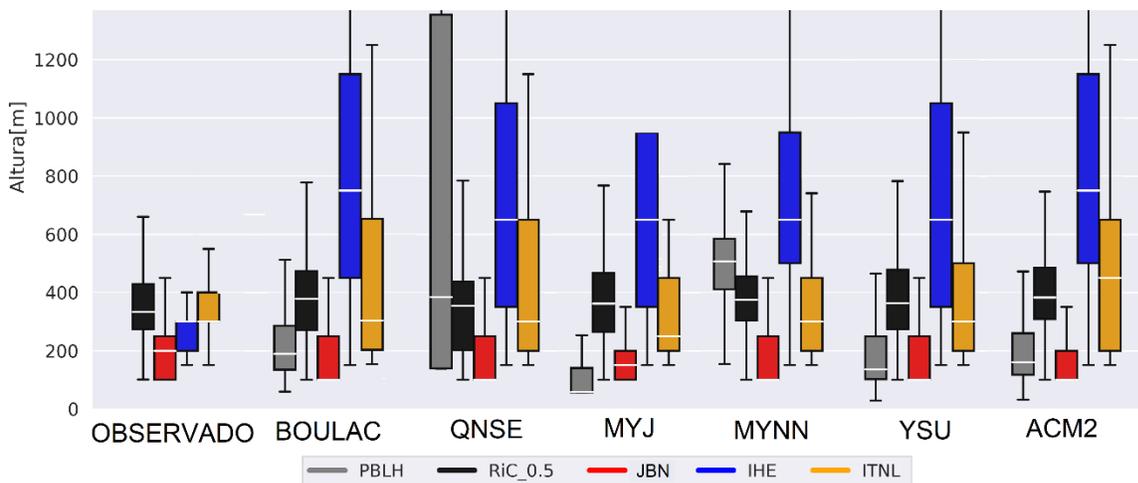


Figura 34. Estimativos de los métodos de las 33 noches de las simulaciones y los registros de sensores (observados).

Tabla 13. Evaluación de ajuste del modelo por patrones y procesos.

Método	Observaciones
PBLH	Este estimativo es propio de cada esquema y su definición se lista en la Tabla 8 . En comparación con el RiC 0,5 (observado), el espesor de la CLN de todos los esquemas es subestimado, a excepción del esquema MYNN. La mediana de los esquemas QNSE y MYNN son las que más se localizan sobre la mediana del RiC 0,5 (observado), pero el esquema QNSE tiene un rango intercuartil bastante grande, por lo que sus estimativos resultan sesgados principalmente durante las primeras horas de la noche.
RiC 0,5	Resulta curioso que el diagrama de caja de este estimativo en todos los esquemas sea tan similar, sin embargo, resulta inviable computacionalmente estimar en una fase de postprocesamiento este número debido a que, previamente, el perfil de presión atmosférica y de otras variables debe ser estimado con los resultados de las simulaciones.
JBN	Este fenómeno se reproduce en todas las parametrizaciones de la CLA, sin embargo, su localización tiende a subestimarse en la altura. La mediana del esquema MYJ es el que más se localiza sobre la mediana del observado.
ITNL	Este fenómeno se reproduce en todas las parametrizaciones de la CLA y localización tiende a variar de acuerdo al esquema. con medianas localizadas cercanas al observado. Las medianas de los esquemas MYJ y MYNN son las que más se localizan sobre la mediana del observado; así mismo, estos esquemas tienen más bajo rango intercuartil.
IHE	Este fenómeno se reproduce en todas las parametrizaciones de la CLA, sin embargo, su localización tiende a sobrestimar en la altura.

La evaluación a partir de los procesos y patrones mostro que el modelo es capaz de reproducir patrones y fenómenos meteorológicos nocturnos más complejos que se encuentran influenciados en gran medida por las condiciones de la baja atmósfera y las características del terreno. Bajo esta perspectiva, las simulaciones de los esquemas QNSE, BOULAC, MYNN y MYJ cuentan con mejores atributos.

Si bien la estructura térmica de la CLN es importante, la subestimación de la θ_v está presente en todos los esquemas de la CLA, por lo que se le da más importancia a la estructura dinámica para seleccionar el esquema. Por tanto, para la selección del esquema de la CLA más adecuado, se tendrán en cuenta solo las parametrizaciones locales que son las que hasta ahora evidencian mejores resultados.

Para evaluar la estructura dinámica de las simulaciones se usó la dirección y velocidad del JBN de las 33 noches estudiadas contra los registros observados, cuyas características se muestran en la **Figura 35**. La mediana de la dirección de todos los esquemas se localiza alrededor de 30° a excepción del esquema MYJ; los esquemas MYNN, YSU y ACM2 tienen un rango intercuartil más ajustado en comparación con BOULAC, QNSE y MYJ.

La mediana de la velocidad tiende a ser sobrestimada por todos los esquemas a excepción del esquema BOULAC. Las medianas de los esquemas YSU y MYNN son las que se localizan más cerca de la mediana de los observados.

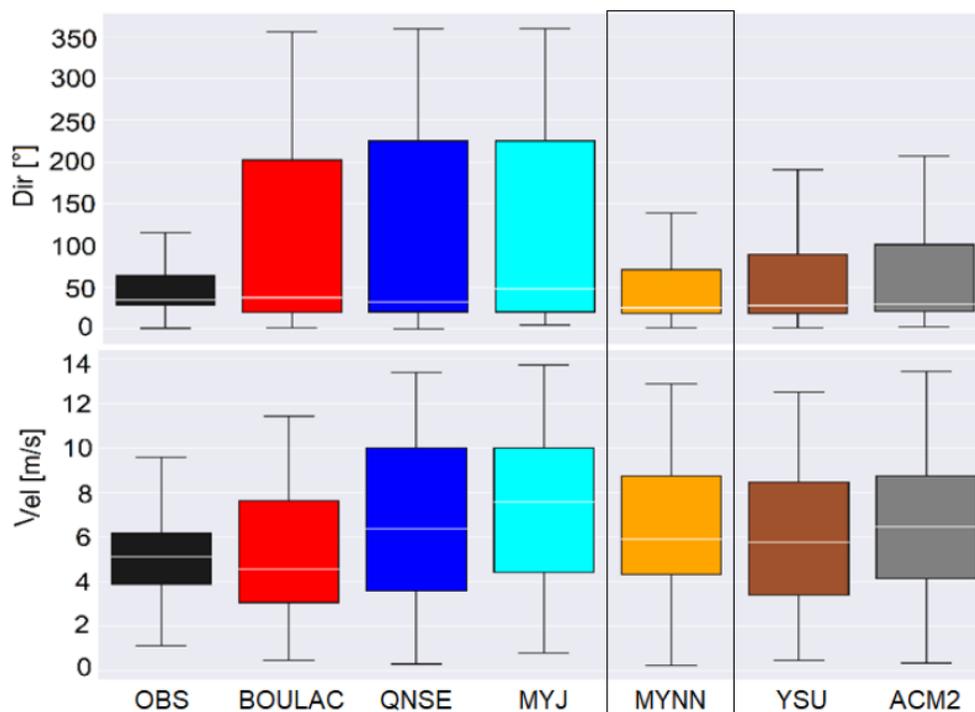


Figura 35. Características de los JBN estimados con el registro local (OBS) contra las características de las 33 noches simuladas por cada esquema de la CLA.

Por las características expuestas, se selecciona el esquema MYNN para la exploración de la dinámica atmosférica nocturna de las noches seleccionadas. Acontece además que este esquema

es el que mejor métricas tiene desde el punto de vista de la simulación de la *PBLH* contra el estimativo del RiC 0,5 (observado). Estas métricas se observan en la **Tabla 14**.

R	0.49	0.54	0.62	0.51	0.54	0.62
MAE	501.9	210.6	219.6	279.2	226.8	196.3
RMSE	762.4	282.4	286.9	342.3	303.1	259.2
	QNSE	BOULAC	ACM2	MYJ	YSU	MYNN

Tabla 14. Métricas de la comparación de los espesores de la CLN de cada esquema contra el RiC 0,5 (observados).

El uso de otro esquema diferente a MYNN, resultaría desacertado debido a que los otros esquemas tienden subestimar en más de 150 m el espesor de la CLN y, dicho escenario, no resulta muy adecuado para el fin de este estudio.

4.6 Exploración de la circulación atmosférica nocturna

A continuación, se muestra la evolución nocturna en planos horizontales de los vientos a 200 m de la CLN representada por el estimativo *PBLH*. También se analizan estas variables desde 4 transectos del VA.

4.6.1 Noche 1 abril – 2 abril 2017

La **Figura 37** muestra los vientos a 200 m sobre el terreno, los cuales se caracterizan por registrar un descenso en la velocidad generalizado a lo largo y ancho del VA. Las mayores velocidades (~10 m/s) se localizan muy cerca de las cimas de la cadena montañosa que rodean el valle. En el valle se observa el JBN, que entra por el noreste, con una velocidad ~ 9 m/s y, una vez se topa con la sección transversal del centro del valle, se registra mayores velocidades (~10 m/s) que decaen una vez se topa con el tejido urbano más denso.

La **Figura 36** muestra los 4 transectos seleccionados correspondientes a las condiciones atmosféricas de las 3 h. El transecto norte está dominado por tres flujos distintos, de oeste-este: el primero son los vientos catabáticos (< 2 m/s), con direcciones del norte y noroeste; el segundo es el JBN (2 m/s – 4 m/s) con dirección del noreste; y el tercero son los vientos alisios (~8 m/s), con dirección sureste, que se registran por encima de los 2400 msnm (~ 900 m sobre el nivel del valle). El transecto centro y sur además de que muestran una dinámica similar a la del transecto norte, también se identifican vientos catabáticos (< 2 m/s) con dirección del suroeste sobre la ladera occidental y el ingreso de los vientos alisios sobre la ladera oriental. El transecto meridional también registra vientos catabáticos en el costado norte y sur del valle.

La **Figura 38** muestra el espesor de la CLN sobre el terreno, en la que se observa que los mayores espesores se localizan el centro-occidente y en el norte del valle. Así mismo, se identifica que los espesores son menos profundos a medida que avanza la noche.

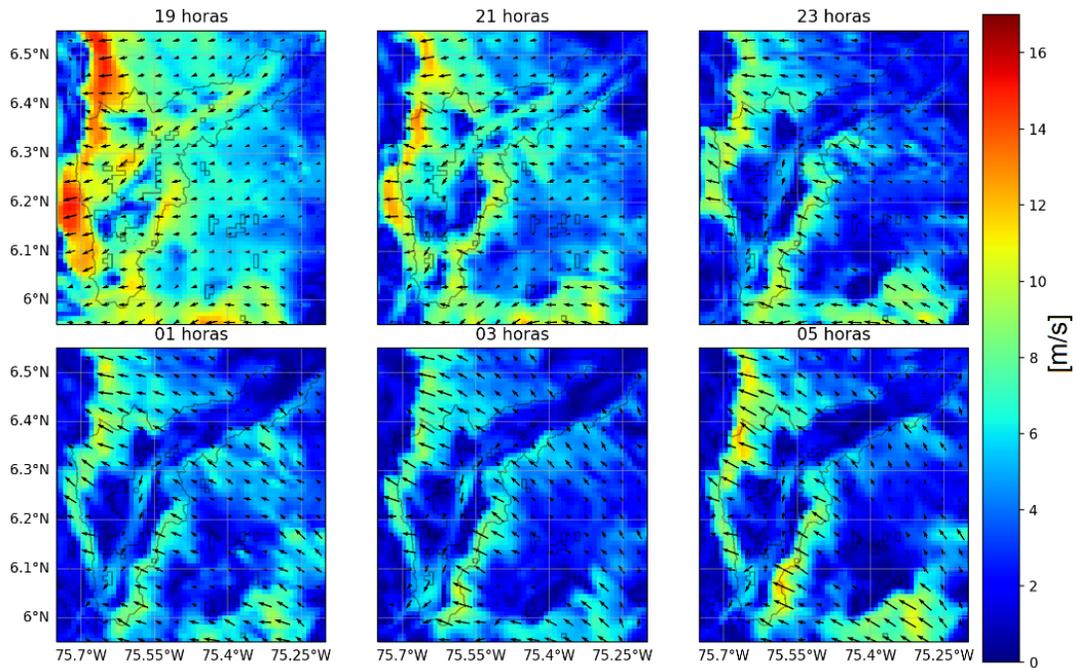


Figura 37. Vientos a 200 m de la noche de la noche del 1 – 2 abril.

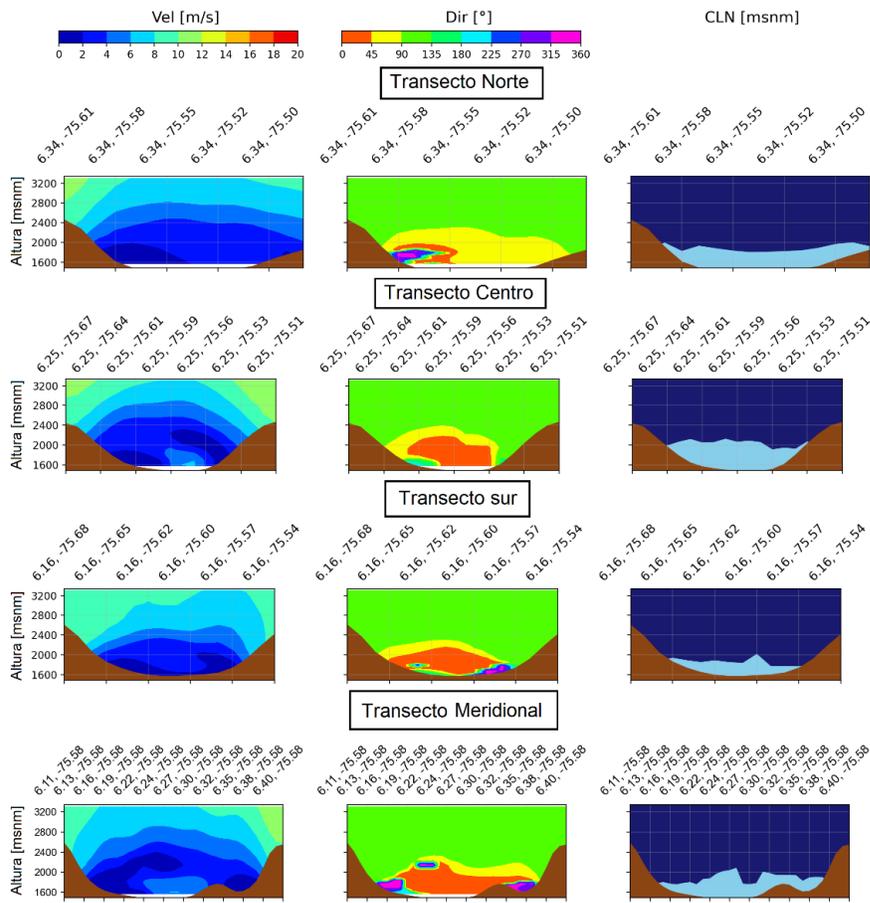


Figura 36. Transectos de la noche del 1 – 2 abril. Las columnas listan la velocidad [m/s], la dirección [°] y el espesor de la CLN [msnm] respectivamente a las 3 h.

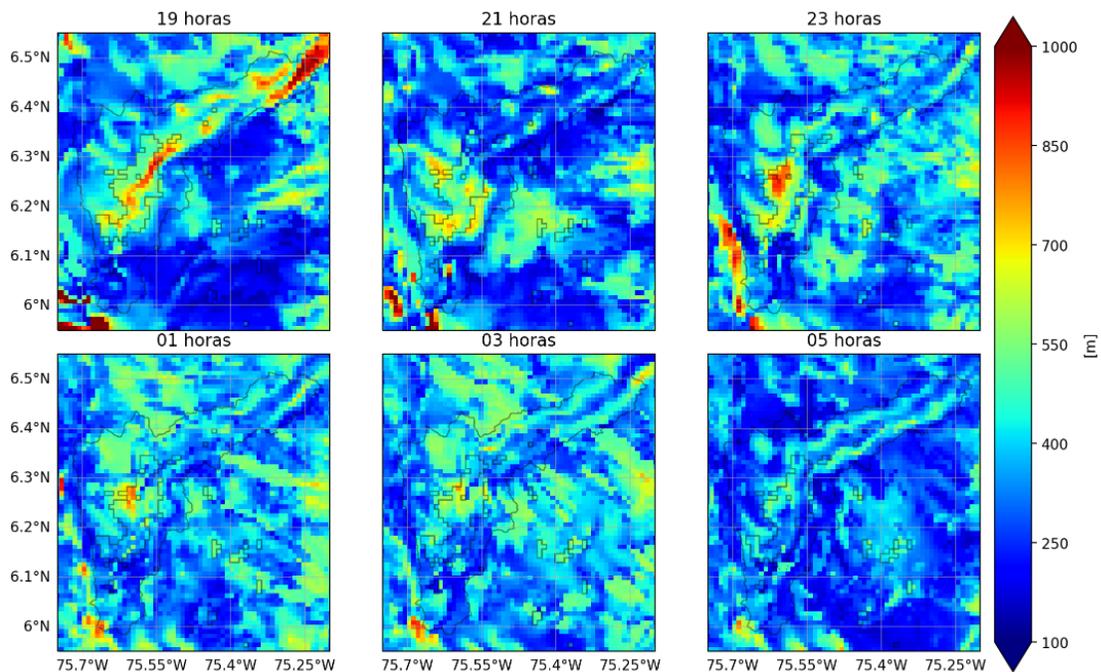


Figura 38. CLN de la noche del 1 – 2 abril.

En esta época del año, la dirección de los vientos orográficos que predominan es del noreste, mientras que los vientos alisios predominan del sureste, por lo que no hay acoplamiento direccionado entre los vientos locales y de mesoescala. Sin embargo, los efectos de cizalladura y las fuerzas mecánicas que tienen los vientos alisios sobre la ladera occidental parecen influenciar la generación de ECT, ya que justamente sobre el centro del VA se localiza el plano de influencia de los vientos alisios en su trayecto a la ladera occidental.

4.6.2 Noche 25 julio – 26 julio 2017

La Figura 39 muestra los vientos a 200 m sobre el terreno, los cuales tienen características similares a las expuestas en la noche abril. Para esta noche, se registran mayores velocidades (~15 m/s) cerca de las cimas de la cadena montañosa y se muestra un JBN menos activo y con menores velocidades al principio de la noche.

La Figura 40 muestra los 4 transectos seleccionados correspondientes a las condiciones atmosféricas de las 19 h, cuya dinámica es similar a lo comentado en la noche de abril.

La Figura 41 muestra el espesor de la CLN sobre el terreno. En contraste con la noche abril se registraron mayores espesores en el centro y sur del valle, y menores espesores en el norte valle.

En esta época del año, al parecer los vientos alisios contribuyen a la generación de ECT sobre la ladera occidental y el centro del valle, tal cual como fue descrito en la noche del mes de abril, pero en esta ocasión tienen mayores velocidades e ingresan en dirección a la pendiente de la ladera oriental, cuyo efecto parece influenciar espesores más profundos.

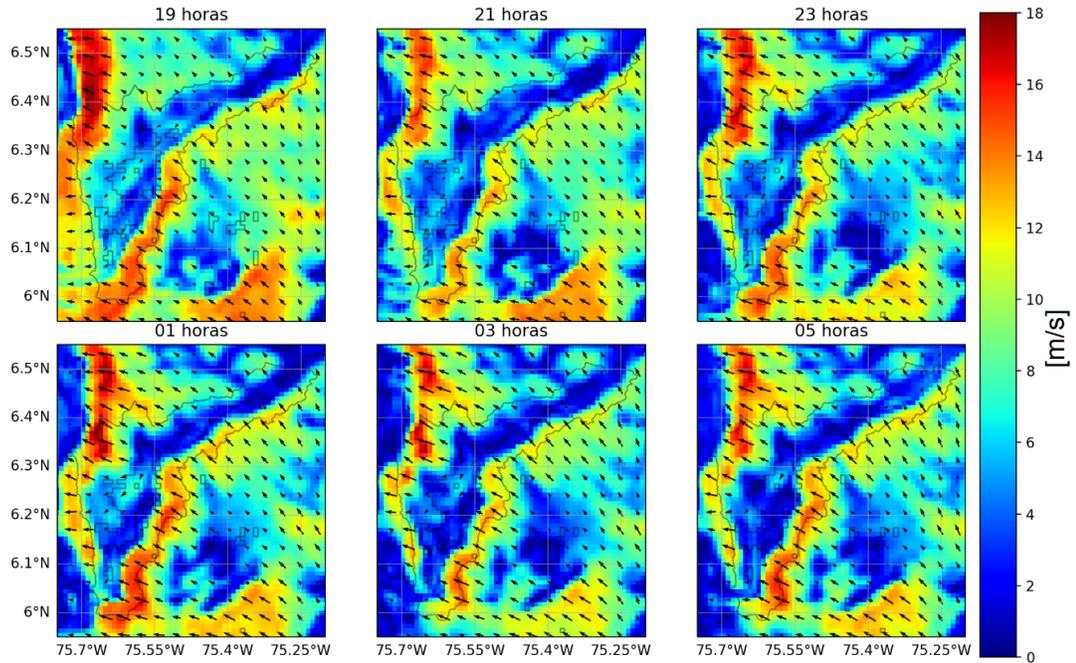


Figura 39. Vientos a 200 m de la noche de la noche del 25 – 26 julio.

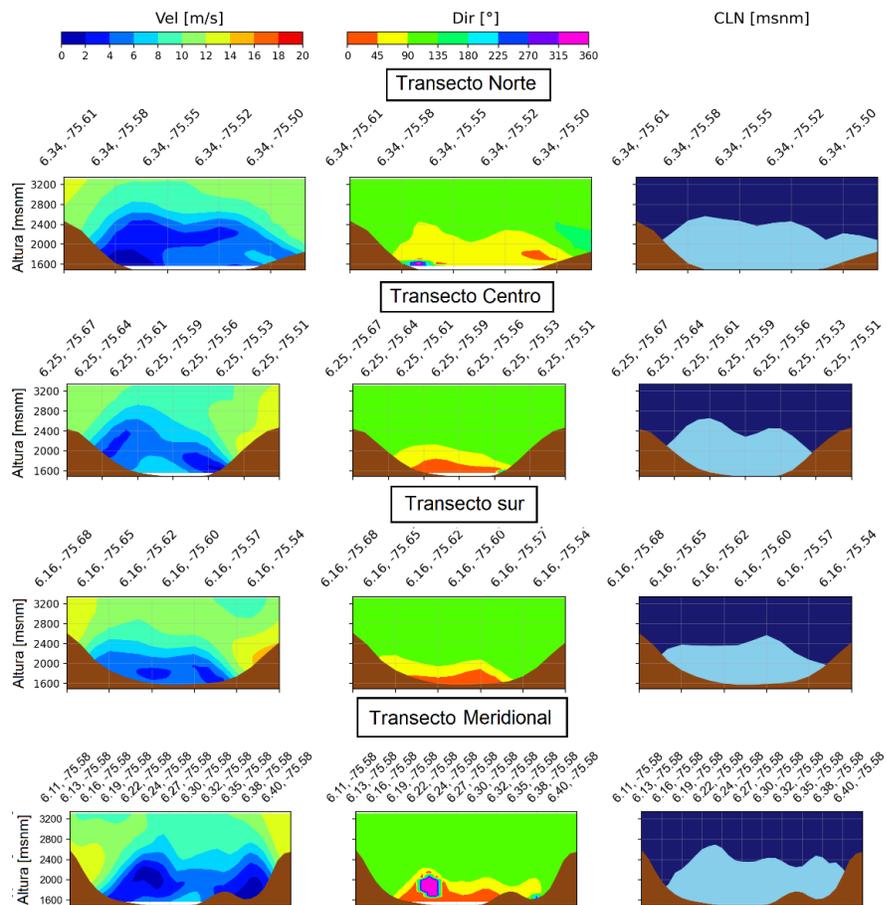


Figura 40. Transectos de la noche del 25 – 26 julio a las 19 h. Las columnas listan la velocidad [m/s], la dirección [°] y el espesor de la CLN [msnm].

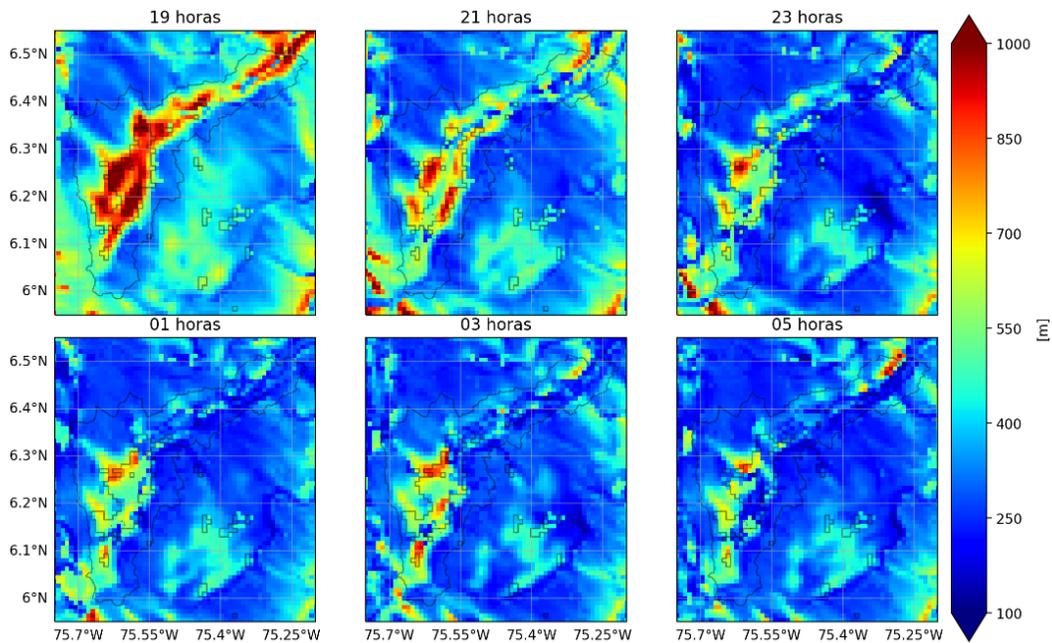


Figura 41. CLN de la noche del 25 – 26 julio.

4.6.3 Noche 25 noviembre– 26 noviembre 2017

La **Figura 42** muestra los vientos a 200 m sobre el terreno, los cuales tienen características similares a las expuestas en la noche abril y julio. Para esta noche, se registran menores velocidades (~ 3 m/s) cerca de las cimas de la cadena montañosa y se muestra un JBN más activo y con mayores velocidades, en comparación con las noches ya caracterizadas.

La **Figura 43** muestra los 4 transectos seleccionados correspondientes a las condiciones atmosféricas de las 23 h, cuyas direcciones (norte-noreste) dominan el perfil. De resto, los transectos evidencian dinámicas similares a lo comentado en la noche de abril.

La **Figura 44** muestra el espesor de la CLN sobre el terreno, en la que se observa que los mayores espesores para esta noche se localizan el centro del VA y en el norte del VA. Esta noche registro menores espesores en comparación con la noche de abril y julio.

En esta época del año, al parecer por las bajas velocidades de los vientos alisios los efectos de cizalladura sobre el centro del valle y los forzamientos mecánicos sobre la ladera occidental son mínimos, cuya condición se refleja en los espesores de la CLN simulados ya que son mucho menos profundos a los de la noche de abril y julio. En consecuencia, el JBN es el agente mecánico que contribuye más a la generación de ECT en la baja atmósfera del VA.

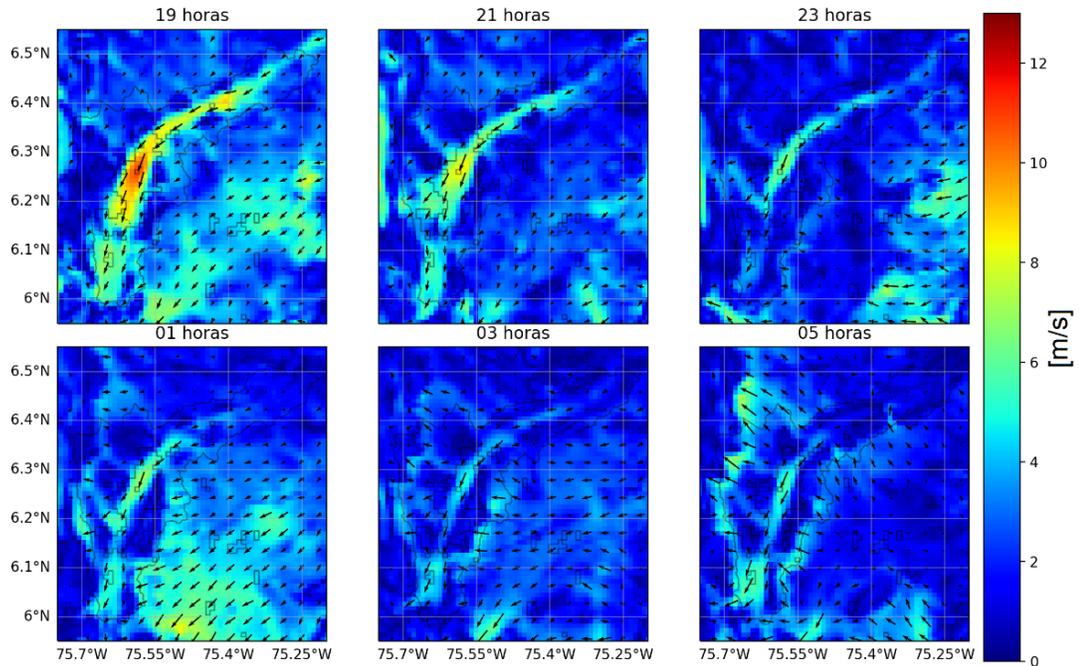


Figura 42. Vientos a 200 m de la noche de la noche del 25 – 26 noviembre.

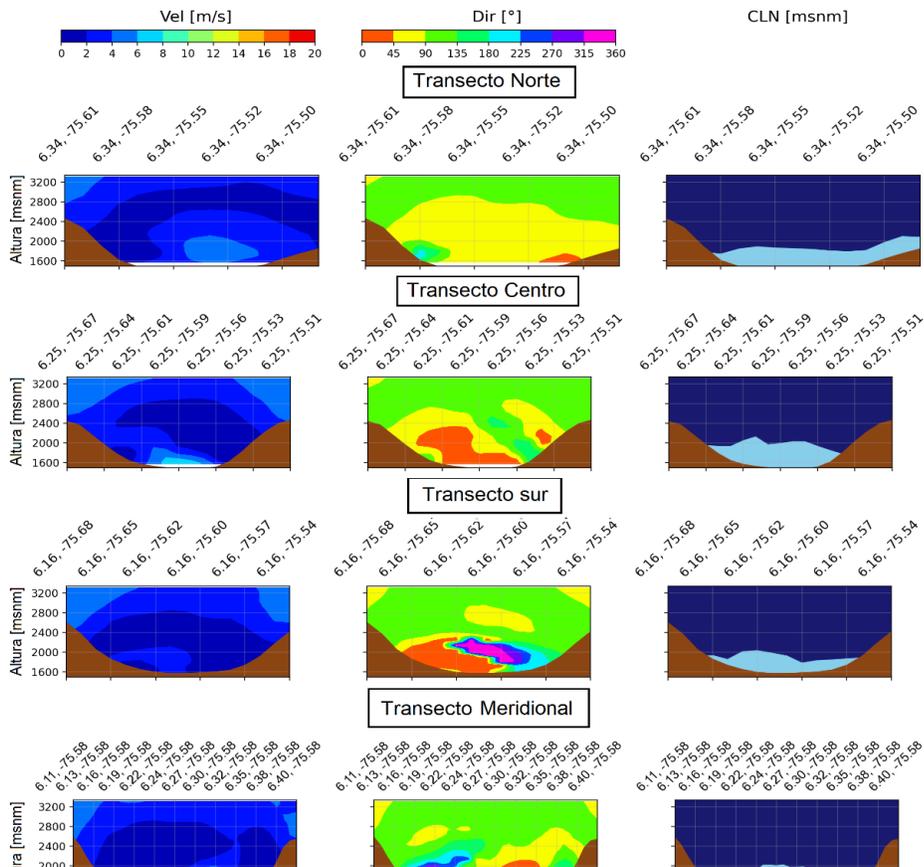


Figura 43. Transectos de la noche del 25 – 26 noviembre a las 23 h. Las columnas listan la velocidad [m/s], la dirección [°] y el espesor de la CLN [msnm].

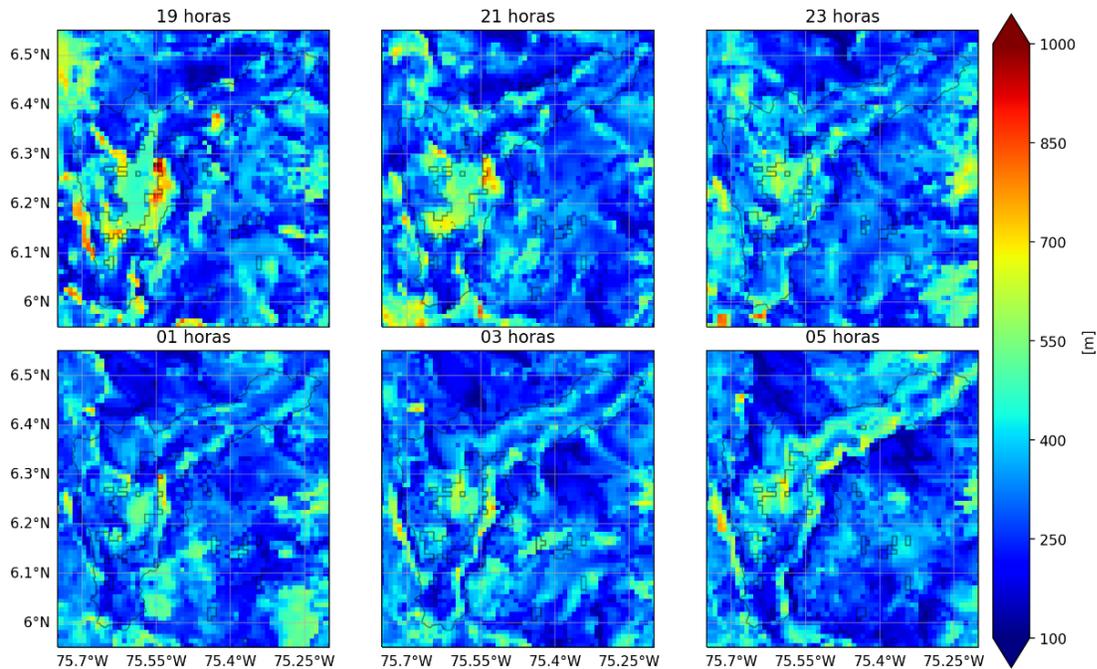


Figura 44. CLN de la noche del 25 – 26 noviembre.

4.6.4 Noche 13 diciembre– 14 diciembre 2017

La **Figura 45** muestra los vientos a 200 m sobre el terreno, los cuales tienen un comportamiento similar al de la noche de noviembre, pero con la excepción de que las velocidades por fuera del valle son mucho mayores, lo que influye en mayores velocidades (~ 4 m/s) cerca de las cimas de la cadena montañosa. En cuanto al JBN, se muestra más activo y con mayores velocidades en comparación con la noche de noviembre.

La **Figura 46** muestra los 4 transectos seleccionados correspondientes a las condiciones atmosféricas de la 1 h, cuyas direcciones (norte-noreste) dominan más el perfil que la noche de noviembre. De resto, los transectos evidencian dinámicas similares a lo comentado en la noche de abril.

La **Figura 47** muestra el espesor de la CLN sobre el terreno, en la que se observa que los mayores espesores para esta noche se localizan en el centro y en el norte del valle. Esta noche registro mayores espesores que la noche de noviembre y menores espesores que las noches de abril y julio.

En esta época del año, el acople de los vientos alisios con los vientos orográficos fue direccionado, lo que en términos de generación de ECT es mucho menor en comparación con las noches de abril y julio. Si bien los vientos alisios aceleran las velocidades del JBN, al parecer, el forzamiento mecánico causado por la colisión en la ladera occidental y los efectos de cizalladura sobre el del centro del VA tienen más capacidad de generación de ECT y, por tanto, de espesores más profundos.

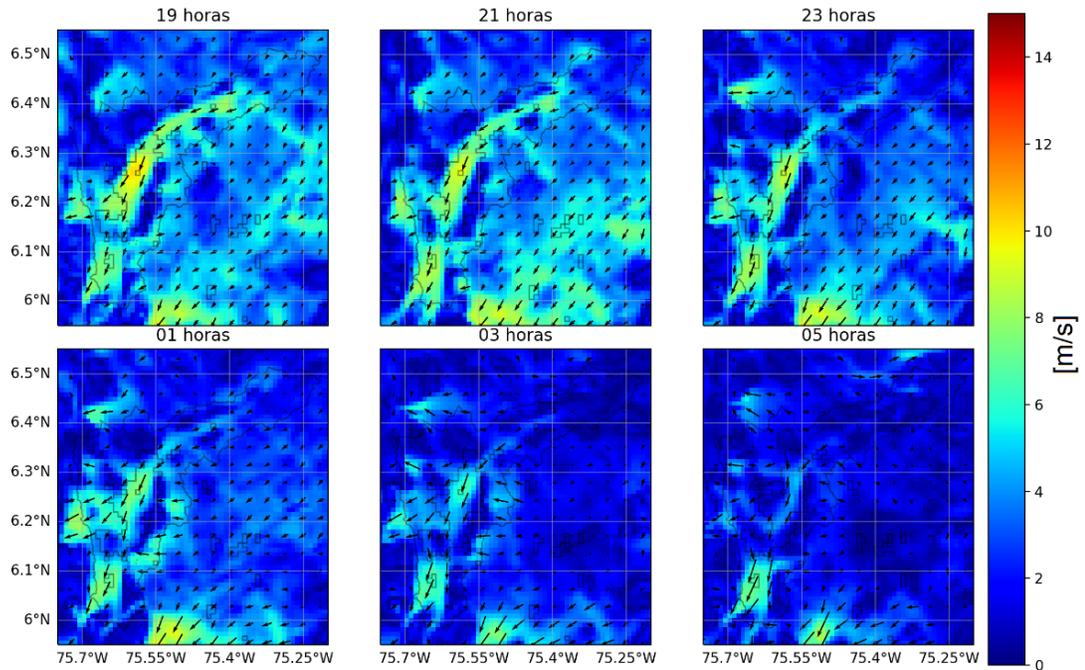


Figura 45. Vientos a 200 m de la noche de la noche del 13 – 14 diciembre

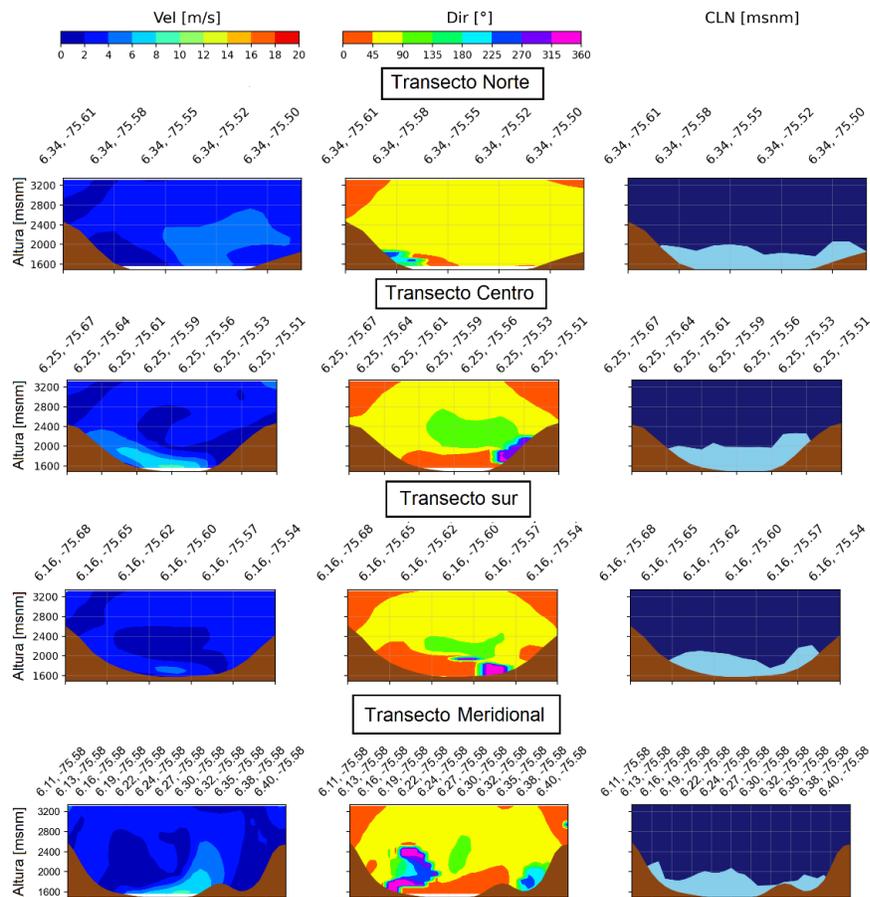


Figura 46. Transectos de la noche del 13 – 14 diciembre a la 1 h. Las columnas listan la velocidad [m/s], la dirección [°] y el espesor de la CLN [msnm].

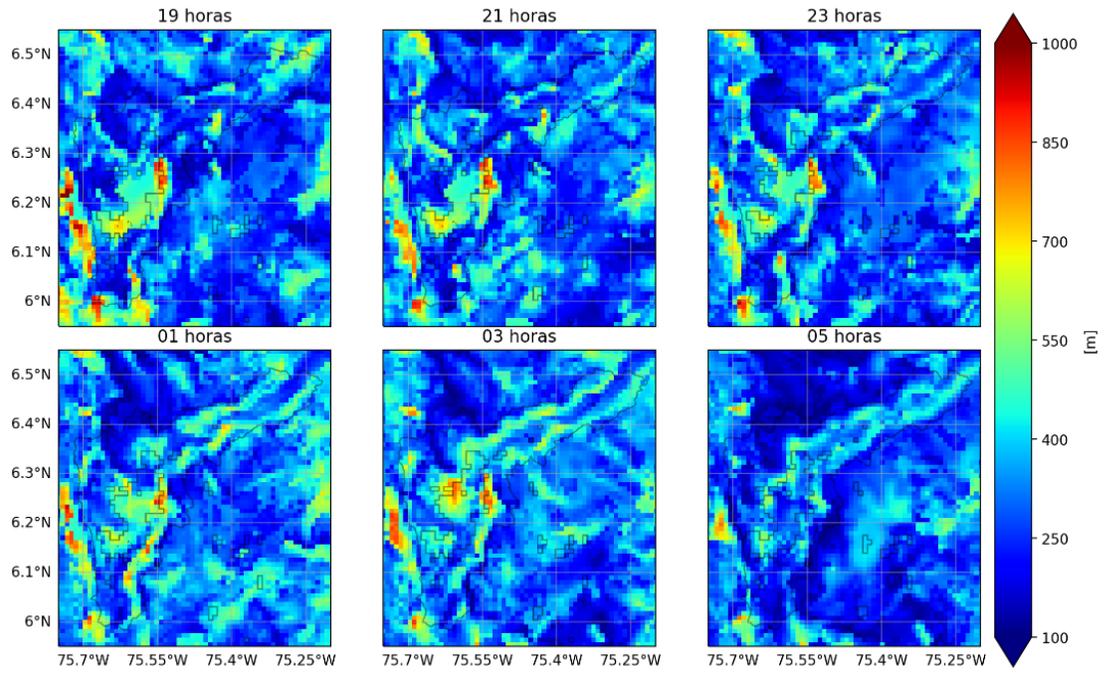


Figura 47. CLN de la noche del 13 – 14 diciembre.

5. Conclusiones y recomendaciones

5.1 Conclusiones

La estructura dinámica y térmica de la atmósfera nocturna del VA está condicionada por la topografía, las características del terreno y las condiciones hidrometeorológicas imperantes. Particularmente la estructura térmica está determinada por la estabilidad estática propiciada por el enfriamiento radiativo horizontal y vertical en el valle. Según estas condiciones es usual que el perfil de temperatura potencial virtual tenga una inversión no-local que da cuenta del proceso de enfriamiento en la CIS; entre más se enfrió la superficie terrestre y la baja atmósfera, más profundo será su espesor.

La variación del gradiente de presión y temperatura vertical causada por la atenuación de la mezcla turbulenta convectiva en la transición tarde-noche influyen dos forzamientos locales que son los vientos catabáticos, los cuales tienen incidencia sobre las laderas del VA, y el JBN cuyo flujo entra por el noreste del valle, se orienta con la topografía y fluye hasta el sur del valle. Los vientos orográficos, en sinergia con los vientos alisios y los forzamientos térmicos de la zona urbana, condicionan el transporte, la dispersión y la mezcla turbulenta en la baja atmósfera nocturna.

Caracterizar la estructura térmica de la baja atmósfera del VA no fue suficiente para estimar el espesor de la CLN, por lo que se desarrolló una metodología experimental para encontrar un umbral de estabilidad atmosférica nocturna basado en el número RiA y en comparación de otros métodos directos (GMR), estáticos (ITNL e IHE) y dinámicos (JBN y VM). Mediante un análisis de sensibilidad se encontró que el RiC igual a 0,5 es el que mejor correlación y menores sesgos horarios produce si se le compara con el método GMR, que fue el que se tomó como referencia para seleccionarlo. Los métodos de RiC igual a 0,5 y GMR no operaron bien bajo condiciones de estabilidad atmosférica dinámica fuertes, los cuales se desarrollan con velocidades del viento bajas (~ 1 m/s) y un enfriamiento de la baja atmósfera, tal como se pudo observar en las noches caracterizadas de abril y julio de 2017. Cuando se desarrollan condiciones de estabilidad atmosférica dinámica fuerte, el espesor de la CLN puede estar por debajo de los 100 m sobre el nivel de valle.

El análisis de sensibilidad horario también permitió caracterizar la evolución de la estructura térmica y dinámica de la CLN de forma más detallada. Durante las primeras horas de la noche, el enfriamiento radiativo apenas comienza y los flujos turbulentos se encuentran más localizados en

parte superior de la CLN por efectos de cizalladura del JBN. A media noche, el enfriamiento radiativo es mayor en la superficie y los flujos turbulentos han decaído en consecuencia de que los efectos de cizalladura son menos intensos. Al final de la noche, por efectos del enfriamiento radiativo y la condensación se forma una capa de nubosidad, y el JBN es mucho menos intenso y de menor espesor por lo que los flujos turbulentos suelen ser más débiles.

En lo que respecta al ciclo intra-anual, se encontró que las condiciones atmosféricas de los trimestres JJA y SON producen más estabilidad dinámica, y los trimestres de DEF y MAM producen más estabilidad estática. El trimestre SON registró un régimen de estabilidad dinámica más fuerte en comparación con el resto del año. Con respecto a los trimestres MAM y DEF, tienen su evolución es similar con una capa de turbulencia significativa que puede estar aproximadamente a los 250 m, esta capa se ve reducida para los trimestres de JJA y SON, estando localizado su tope aproximadamente a 150 m.

Con respecto al JBN, se observó que en los trimestres DEF y JJA este flujo tiende a desarrollarse antes de la caída del sol y registra las mayores velocidades medias (~ 4 m/s) y espesores medios (~ 500 m); durante los trimestres MAM y SON es posible identificarlos, pero posterior a la caída del sol y con menores velocidades medias (~ 3 m/s) y menores espesores medios (~ 300 m). En el trimestre MAM el JBN suele tener menores magnitudes, espesores y persistencia en el tiempo en comparación con el resto del año.

Los trimestres más críticos en relación con la calidad del aire durante las horas nocturnas son JJA y SON por condicionar un régimen de estabilidad dinámica fuerte y, por ende, influenciar espesores de la CLN menos profundos. Sin embargo, es preciso tener en cuenta las condiciones previas a la noche, ya que el trimestre MAM registra históricamente altas concentraciones de contaminantes durante el día por condiciones de estabilidad atmosférica, y gran parte de estas sustancias contaminantes estarán dispersas en la CLN.

Cualquier noche en el VA resulta peligrosa ante un episodio de contaminación crítica ya que, en promedio, podemos estar hablando de un espesor de la CLN entre ~ 200 m y ~ 300 m, con condiciones de velocidades significantes al principio de la noche, pero al final de la noche con velocidades muy cercanas a cero y con una estabilidad atmosférica cada vez fortaleciéndose más por el enfriamiento radiativo de la superficie.

El acople del modelo WRF-ARW con *SLUCM* reprodujo fenómenos meteorológicos locales como son la inversión térmica, el JBN y los vientos catabáticos. Los esquemas de parametrización de la CLA locales: MYNN, MYJ, QNSE y BOULAC operan mejor en condiciones nocturnas que los esquemas de parametrización no-locales: YSU y ACM2. Desde el punto de vista de los procesos y patrones nocturnos, y de características asociadas a la estimación de la CLN, el esquema de parametrización MYNN reprodujo mejores resultados.

Los resultados de las simulaciones permitieron captar procesos espacio-temporales que hasta ahora se desconocían. Se evidenció que dependiendo de la época del año y de la dirección de los

vientos alisios, estos se pueden acoplar desde la ladera oriental o por el noreste del VA. Si se acoplan por la ladera oriental, como es el caso de las noches simuladas de abril y julio, el efecto de efecto cizalladura de los vientos alisios con la parte alta del centro contribuye a la ECT, así como su colisión contra la ladera occidental. Los espesores de la CLN de estas noches sobre el centro del VA fueron más profundos que en cualquier otra región del área de estudio.

Si los vientos alisios se acoplan desde noreste del VA, como es el caso de la noche de diciembre, su direccionalidad contribuye a que el JBN se acelere. Tal parece que cuando los vientos alisios colisionan con la ladera occidental y pasan sobre el centro tiene más capacidad de contribución a la ECT y de generar espesores más profundos que si se acoplan direccionalmente. Los vientos alisios en la noche de noviembre fueron muy cercanos a la unidad, por lo que la contribución a la ECT fue pequeña y este efecto en los espesores de la CLN que fueron menos profundos que los de las noches de abril y julio. A lo largo y ancho del valle, se registraron espesores más profundos en el centro del valle, y el norte registro espesores más profundos que el sur del valle.

Por último, la metodología experimental aquí propuesta, analizada y evaluada puede ser extendida a otros entornos urbanos. Esto es una invitación a aquellas personas que les gusta la noche y las ciencias atmosféricas.

5.2 Recomendaciones

Los flujos turbulentos en la atmósfera nocturna presentan múltiples escalas de tiempo y espacio que incumben el estudio de la micrometeorología, por lo que, si se quiere investigar más a fondo la CLN las observaciones requieren de instrumentaciones con una resolución espacial y temporal mayor.

En esta investigación no se estudió el efecto de la isla calor urbana en la dinámica de la CLN. Este asunto resulta interesante de estudiar pues la evidencia en otros lugares del mundo es que estos fenómenos urbanos pueden afectar la circulación atmosférica nocturna, así como la estructura de la CLN.

Durante los últimos años algunas instituciones han sugerido que las operaciones de carga y descarga de mercancías se realicen de noche y no de día, a fin de mejorar movilidad en el VA. Por lo visto en este trabajo, este tipo de acciones es del todo contraproducente para la calidad del aire; de día podemos observar la capa de smog sobre el VA pero de noche no; la sociedad e instituciones tienden a prestarle más atención a las condiciones diurnas, porque tienen un impacto en nuestro paisaje más perceptible, pero de noche, como no la vemos y/o estamos durmiendo, tendemos a despreocuparnos.

Desconocemos los procesos químicos y físicos de las sustancias contaminantes durante las horas nocturnas en el VA. Así mismo desconocemos las posibles implicaciones de un episodio de contaminación crítica durante estos periodos. No cabe duda de que las autoridades deben prepararse para atender episodios de eventual ocurrencia nocturna.

BIBLIOGRAFÍA

- Acevedo, O. C., Mahrt, L., Puhales, F. S., Costa, F. D., Medeiros, L. E., & Degrazia, G. A. (2016). Contrasting structures between the decoupled and coupled states of the stable boundary layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *142*(695), 693–702. <https://doi.org/10.1002/qj.2693>
- Acevedo, O. C., Moraes, O. L. L., Degrazia, G. A., & Medeiros, L. E. (2006). Intermittency and the exchange of scalars in the nocturnal surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, *119*(1), 41–55. <https://doi.org/10.1007/s10546-005-9019-3>
- Adler, B., Babia, K., Kalthoff, N., Lohou, F., Lothon, M., Dione, C., Pedruzo-Bagazgoitia, X., & Andersen, H. (2019). Nocturnal low-level clouds in the atmospheric boundary layer over southern West Africa: An observation-based analysis of conditions and processes. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *19*(1), 663–681. <https://doi.org/10.5194/acp-19-663-2019>
- Aliabadi, A., Staebler, R., de Grandpré, J., Zadra, A., & Vaillancourt, P. (2016). *Comparison of Estimated Atmospheric Boundary Layer Mixing Height in the Arctic and Southern Great Plains under Statically Stable Conditions : Comparison of Estimated Atmospheric Boundary Layer Mixing Height in the Arctic and Southern Great Plains under St. February 2016*. <https://doi.org/10.1080/07055900.2015.1119100>
- Arduini, G., Arduini, G., Stable, W., Processes, B., & Valleys, A. (2017). *Wintertime Stable Boundary-Layer Processes in Alpine Valleys To cite this version : HAL Id : tel-01643685 Processus de la Couche Limite Atmosphérique Stable Hivernale en Vallée Alpine*.
- Área Metropolitana del Valle de Aburrá. (2020). *Informe Anual de Calidad del Aire 2020 Contrato Ciencia y Tecnología 871 de 2020*. 94. https://www.metropol.gov.co/ambiental/calidad-del-aire/informes_red_calidaddeaire/Informe-Anual-Aire-2020.pdf
- Área Metropolitana del Valle de Aburrá. (2013). *Simulación de Procesos Dispersivos en el Valle de*

- Aburrá. 243, 1–74. <http://www.metropol.gov.co/CalidadAire/isdocConvenio243/Simulación>
Área Metropolitana del Valle de Aburrá. (2017). *Escenario de riesgo por contaminación atmosférica*. <https://www.metropol.gov.co/ambiental/calidad-del-aire/Biblioteca-aire/Estudios-calidad-del-aire/Escenario-contaminacion-atmosferica.pdf>
- Aristizabal, E., & Yokota, S. (2008). Evolución geomorfológica del Valle de Aburrá y sus implicaciones en la ocurrencia de movimientos en masa. *Boletín de Las Ciecias de La Tierra*, 24, 5–18. <http://www.revistas.unal.edu.co/index.php/rbct/article/viewArticle/9268>
- Baklanov, A., Grimmond, C., Mahura, A., & Athanassiadou, M. (2009). Meteorological and air quality models for urban areas. In *Urban Air Quality Modelling and Assessment*. Springer.
- Baklanov, A., Joffre, S. M., Piringer, M., Deserti, M., Middleton, D. R., Tombrou, M., Karppinen, A., Emeis, S., Prior, V., Rotach, M., & Kuchin, A. (2006). *Towards estimating the mixing height in urban areas Recent experimental and modelling results - COST 715 Action*.
- Balsley, B. B., Frehlich, R. G., Jensen, M. L., & Meillier, Y. (2006). High-Resolution In Situ Profiling through the Stable Boundary Layer: Examination of the SBL Top in Terms of Minimum Shear, Maximum Stratification, and Turbulence Decrease. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(4), 1291–1307. <https://doi.org/10.1175/jas3671.1>
- Balsley, B. B., Tjernström, M., & Svensson, G. (2008). *TURBULENCE IN THE NOCTURNAL BOUNDARY LAYER : HIGHLY- STRUCTURED , STRONGLY VARIABLE , AND UBIQUITOUS*. *January*.
- Banks, R. F., Tiana-Alsina, J., Rocadenbosch, F., & Baldasano, J. M. (2015). Performance Evaluation of the Boundary-Layer Height from Lidar and the Weather Research and Forecasting Model at an Urban Coastal Site in the North-East Iberian Peninsula. *Boundary-Layer Meteorology*, 157(2), 265–292. <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0056-2>
- Banta, R. M. (2008). Stable-boundary-layer regimes from the perspective of the low-level jet. *Acta Geophysica*, 56(1), 58–87. <https://doi.org/10.2478/s11600-007-0049-8>
- Banta, R. M., Berri, G., Blumen, W., Carruthers, D. J., Dalu, G. A., Durran, D. R., Egger, J., Garratt, J. R., Hanna, S. R., Hunt, J. C. R., Meroney, R. N., Miller, W., Neff, W. D., Nicolini, M., Paegle, J., Pielke, R. A., Smith, R. B., Strimaitis, D. G., Vukicevic, T., & Whiteman, C. D. (1990). Atmospheric Processes over Complex Terrain. In W. Blumen (Ed.), *Atmospheric Processes over Complex Terrain*. American Meteorological Society. <https://doi.org/10.1007/978-1-935704-25-6>
- Banta, R. M., Darby, L. S., Fast, J. D., Pinto, J. O., Whiteman, C. D., Shaw, W. J., & Orr, B. W.

- (2004a). Nocturnal Low-Level Jet in a Mountain Basin Complex. Part I: Evolution and Effects on Local Flows. *Journal of Applied Meteorology*, 43(10), 1348–1365.
<https://doi.org/10.1175/JAM2142.1>
- Banta, R. M., Darby, L. S., Fast, J. D., Pinto, J. O., Whiteman, C. D., Shaw, W. J., & Orr, B. W. (2004b). Nocturnal Low-Level Jet in a Mountain Basin Complex. Part I: Evolution and Effects on Local Flows. *Journal of Applied Meteorology*, 43(10), 1348–1365.
<https://doi.org/10.1175/JAM2142.1>
- Banta, R. M., Pichugina, Y. L., & Newsom, R. K. (2003). Relationship between Low-Level Jet Properties and Turbulence Kinetic Energy in the Nocturnal Stable Boundary Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(20), 2549–2555. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060<2549:rbljpa>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<2549:rbljpa>2.0.co;2)
- Barlow, J. F. (2014). Progress in observing and modelling the urban boundary layer. *Urban Climate*, 10(P2), 216–240. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2014.03.011>
- Basu, S., Holtslag, A. A. M., Caporaso, L., Riccio, A., & Steeneveld, G. J. (2014). Observational Support for the Stability Dependence of the Bulk Richardson Number Across the Stable Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 150(3), 515–523.
<https://doi.org/10.1007/s10546-013-9878-y>
- Battisti, A., Acevedo, O. C., Costa, F. D., Puhales, F. S., Anabor, V., & Degrazia, G. A. (2017). Evaluation of Nocturnal Temperature Forecasts Provided by the Weather Research and Forecast Model for Different Stability Regimes and Terrain Characteristics. *Boundary-Layer Meteorology*, 162(3), 523–546. <https://doi.org/10.1007/s10546-016-0209-y>
- Bedoya, J., & Martinez, E. (2008). Calidad del Aire en el Valle de Aburrá. Antioquia Colombia. *Revista Dina*, 158, 7–15. <http://www.scielo.org.co/pdf/dyna/v76n158/a01v76n158.pdf>
- Beu, C. M. L., Marques, M. T. A., Nakaema, W. M., Sakagami, Y., Santos, P. A. A., Moreira, A. C. de C. A., & Landulfo, E. (2016). Estimation of turbulence production by nocturnal low level jets in Sao Paulo (Brazil). *Remote Sensing Technologies and Applications in Urban Environments*, 10008, 1000804. <https://doi.org/10.1117/12.2242013>
- Clements, C. B., Whiteman, C. D., & Horel, J. D. (2003). Cold-Air-Pool Structure and Evolution in a Mountain Basin: Peter Sinks, Utah. *Journal of Applied Meteorology*, 42(6), 752–768.
[https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<0752:csaeia>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<0752:csaeia>2.0.co;2)
- Conangla, L., & Cuxart, J. (2006). On the turbulence in the upper part of the low-level jet: An experimental and numerical study. *Boundary-Layer Meteorology*, 118(2), 379–400.

- <https://doi.org/10.1007/s10546-005-0608-y>
- Correa, M., Zuluaga, C., Palacio, C., Pérez, J., & Jiménez, J. (2008). Acoplamiento de la atmósfera libre con el campo de vientos locales en una región tropical de topografía compleja. *Cao de estudio: Valle de Aburrá, Antioquia, Colombia. DYNA (Colombia)*, 76(158), 17–27. <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-75249103588&partnerID=40&md5=e60a6899153e19cf150c93bce39d8f02>
- Courtney, R. (n.d.). *Atmospheric Stability*. <http://faculty.kutztown.edu/courtney/blackboard/physical/17stability/stability.html>
- Cuxart, J. (2008). Nocturnal basin low-level jets: An integrated study. *Acta Geophysica*, 56(1), 100–113. <https://doi.org/10.2478/s11600-007-0042-2>
- Cuxart, J., Morales, G., Terradellas, E., Orbe, J., Calvo, J., Soler, M. R., Infante, C., Buenestado, P., Espinalt, A., Joergensen, H. E., Rees, J. M., Redondo, J. M., Cantalapiedra, I. R., & Conangla, L. (2000). *Stable atmospheric boundary-layer experiment in spain (sables 98): a report. Sables 98*, 337–370.
- Dai, C., Wang, Q., Kalogiros, J. A., Lenschow, D. H., Gao, Z., & Zhou, M. (2014). Determining Boundary-Layer Height from Aircraft Measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, 152(3), 277–302. <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9929-z>
- Darby, L. S., Allwine, K. J., & Banta, R. M. (2006). Nocturnal Low-Level Jet in a Mountain Basin Complex. Part II: Transport and Diffusion of Tracer under Stable Conditions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(5), 740–753. <https://doi.org/10.1175/jam2367.1>
- Doran, J. C., Fast, J. D., & Horel, J. (2002). the Vtmx 2000 Campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(4), 537–551. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2002\)083<0537:tvvc>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2002)083<0537:tvvc>2.3.co;2)
- Duarte, H. F., Leclerc, M. Y., Zhang, G., Durden, D., Kurzeja, R., Parker, M., & Werth, D. (2015). Impact of Nocturnal Low-Level Jets on Near-Surface Turbulence Kinetic Energy. *Boundary-Layer Meteorology*, 156(3), 349–370. <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0030-z>
- Duine, G. J., Hedde, T., Roubin, P., Durand, P., Lothon, M., Lohou, F., Augustin, P., & Fourmentin, M. (2017). Characterization of valley flows within two confluent valleys under stable conditions: observations from the KASCADE field experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(705), 1886–1902. <https://doi.org/10.1002/qj.3049>
- Fernando, H. J. S., & Weil, J. C. (2010). Whither the stable boundary layer? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(11). <https://doi.org/10.1175/2010BAMS2770.1>

- Flórez, L. (2016). *Simulación de diferentes escenarios de cobertura urbana en el balance de energía superficial de una ciudad tropical de montaña. Caso de estudio: Medellín (Colombia)*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.19932.18562>
- Fochesatto, G. J. (2015). Methodology for determining multilayered temperature inversions. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(5), 2051–2060. <https://doi.org/10.5194/amt-8-2051-2015>
- Galperin, B., Sukoriansky, S., & Anderson, P. S. (2007). On the critical Richardson number in stably stratified turbulence. *Atmospheric Science Letters*, 8(3), 65–69. <https://doi.org/10.1002/asl.153>
- Garratt, J. (1992). *The Atmospheric Boundary Layer*.
- Grachev, A. A., Andreas, E. L., Fairall, C. W., Guest, P. S., & Persson, P. O. G. (2013). The Critical Richardson Number and Limits of Applicability of Local Similarity Theory in the Stable Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 147(1), 51–82. <https://doi.org/10.1007/s10546-012-9771-0>
- Grachev, A. A., Fairall, C. W., Persson, P. O. G., Andreas, E. L., & Guest, P. S. (2005). Stable boundary-layer scaling regimes: The SHEBA data. *Boundary-Layer Meteorology*, 116(2), 201–235. <https://doi.org/10.1007/s10546-004-2729-0>
- Grachev, A. A., Leo, L. S., Sabatino, S. Di, Fernando, H. J. S., Pardyjak, E. R., & Fairall, C. W. (2016). Structure of Turbulence in Katabatic Flows Below and Above the Wind-Speed Maximum. *Boundary-Layer Meteorology*, 159(3), 469–494. <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0034-8>
- Grubišić, V., Doyle, J. D., Kuettner, J., Mobbs, S., Smith, R. B., Whiteman, C. D., Dirks, R., Czyzyk, S., Cohn, S. A., Vosper, S., Weissmann, M., Haimov, S., De Wekker, S. F. J., Pan, L. L., & Chow, F. K. (2008). THE TERRAIN-INDUCED ROTOR EXPERIMENT. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(10), 1513–1534. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2487.1>
- Hariprasad, K. B. R. R., Srinivas, C. V., Singh, A. B., Vijaya Bhaskara Rao, S., Baskaran, R., & Venkatraman, B. (2014). Numerical simulation and intercomparison of boundary layer structure with different PBL schemes in WRF using experimental observations at a tropical site. *Atmospheric Research*, 145–146, 27–44. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.03.023>
- Henao, J. J., Rendón, A. M., & Salazar, J. F. (2020). Trade-off between urban heat island mitigation and air quality in urban valleys. *Urban Climate*, 31(October 2019), 100542. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2019.100542>

- Herrera-Mejía, L., & Hoyos, C. D. (2019). Characterization of the atmospheric boundary layer in a narrow tropical valley using remote-sensing and radiosonde observations and the WRF model: the Aburrá Valley case-study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *145*(723), 2641–2665. <https://doi.org/10.1002/qj.3583>
- Herrera Mejía, L. (2015). Caracterización de la Capa Límite Atmosférica en el valle de Aburrá a partir de la información de sensores remotos y radiosondeos. In *Universidad Nacional de Colombia*. <http://www.bdigital.unal.edu.co/51042/1/1128283242.2015.pdf>
- Holzworth, G. (1964). Estimates of Mean Maximum Mixing Depths in the Contiguous United States. *Monthly Weather Review*, *92*(5), 235–242. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1964\)092<0235:eommmmd>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1964)092<0235:eommmmd>2.3.co;2)
- Hong, S.-Y., & Pan, H.-L. (1996). Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model. *Monthly Weather Review*, *124*(10), 2322–2339. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<2322:NBLVDI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<2322:NBLVDI>2.0.CO;2)
- Hu, X. M., Klein, P. M., Xue, M., Lundquist, J. K., Zhang, F., & Qi, Y. (2013). Impact of low-level jets on the nocturnal urban heat island intensity in Oklahoma city. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *52*(8), 1779–1802. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0256.1>
- Isaza, A. (2018). *Evaluación de la variabilidad temporal de la estructura termodinámica de la atmósfera y su influencia en las concentraciones de material particulado dentro del Valle de Aburrá*.
- Jaramillo, L., Poveda, G., & Mejía, J. F. (2017). Mesoscale convective systems and other precipitation features over the tropical Americas and surrounding seas as seen by TRMM. *International Journal of Climatology*, *37*(May 2018), 380–397. <https://doi.org/10.1002/joc.5009>
- Jeričević, A., & Grisogono, B. (2006). The critical bulk Richardson number in urban areas: Verification and application in a numerical weather prediction model. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, *58*(1), 19–27. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2006.00153.x>
- Jiménez-Sánchez, G., Markowski, P. M., Jewtoukoff, V., Young, G. S., & Stensrud, D. J. (2019). The Orinoco Low-Level Jet: An Investigation of Its Characteristics and Evolution Using the WRF Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *124*(20), 10696–10711. <https://doi.org/10.1029/2019JD030934>

- Jiménez, J. F. (2016). *Altura de la Capa de Mezcla en un área urbana, montañosa y tropical. Caso de estudio: Valle de Aburrá (Colombia)*. <http://hdl.handle.net/10495/5738>
- Jiménez, M. A., Cuxart, J., & Martínez-Villagrasa, D. (2019). Influence of a valley exit jet on the nocturnal atmospheric boundary layer at the foothills of the Pyrenees. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *145*(718), 356–375. <https://doi.org/10.1002/qj.3437>
- Kaimal, J., & Finnigan, J. (1994). Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement. In *Notes*. OXFORD UNIVERSITY PRESS.
- Klein, P. M., Hu, X. M., Shapiro, A., & Xue, M. (2016). Linkages Between Boundary-Layer Structure and the Development of Nocturnal Low-Level Jets in Central Oklahoma. *Boundary-Layer Meteorology*, *158*(3), 383–408. <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0097-6>
- Kusaka, H., Kondo, H., Kikegawa, Y., & Kimura, F. (2001). A Simple Single-Layer Urban Canopy Model For Atmospheric Models: Comparison With Multi-Layer And Slab Models. *Boundary-Layer Meteorology*, *101*(3), 329–358. <https://doi.org/10.1023/A:1019207923078>
- Lareau, N. P., Crosman, E., Whiteman, C. D., Horel, J. D., Hoch, S. W., Brown, W. O. J., & Horst, T. W. (2013). The persistent cold-air pool study. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *94*(1), 51–63. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00255.1>
- Lazcano, M. F. (2006). Estudio de las alturas características de la capa límite atmosférica en situaciones estables a partir de sondeos con globo cautivo y de observaciones micrometeorológicas en torre. *5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 14–17.
- Leon, G. E., Zea, J. A., & Eslava, J. A. (2000). Circulación general del tropico y la zona de confluencia intertropical en Colombia. *Meteorología Colombiana*, *1*, 31–38. http://ciencias.bogota.unal.edu.co/fileadmin/content/geociencias/revista_meteorologia_colombiana/numero01/01_05.pdf
- Ma, Y., Yang, Y., Hu, X. M., & Gan, R. (2015). Characteristics and mechanisms of the sudden warming events in the nocturnal atmospheric boundary layer: A case study using WRF. *Journal of Meteorological Research*, *29*(5), 747–763. <https://doi.org/10.1007/s13351-015-4101-3>
- Mahrt, L. (1998). Stratified atmospheric boundary layers and breakdown of models. *Theoretical and Computational Fluid Dynamics*, *11*(3–4), 263–279. <https://doi.org/10.1007/s001620050093>
- Mahrt, L. (1999). Stratified Atmospheric Boundary Layers. *Boundary Layer Meteorology*.

- <http://www.springerlink.com/index/V22623618852Q404.pdf%5Cnpapers2://publication/uuid/DF73E3E-4AED-4A33-91B3-AD495B9B6812>
- Mahrt, L. (2003). Stably Stratified Boundary Layers. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* (pp. 298–305).
- Mahrt, L. (2014). Stably Stratified Atmospheric Boundary Layers. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 46(1), 23–45. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141354>
- Mahrt, L. (2017a). Directional Shear in the Nocturnal Atmospheric Surface Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 165(1), 1–7. <https://doi.org/10.1007/s10546-017-0270-1>
- Mahrt, L. (2017b). Heat Flux in the Strong-Wind Nocturnal Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 163(2), 161–177. <https://doi.org/10.1007/s10546-016-0219-9>
- Mahrt, L., Heald, R. C., Lenschow, D. H., Stankov, B. B., & Troen, I. (1979). An observational study of the structure of the nocturnal boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 17(2), 247–264. <https://doi.org/10.1007/BF00117983>
- Mahrt, L., Richardson, S., Stauffer, D., & Seaman, N. (2014). Nocturnal wind-directional shear in complex terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(685), 2393–2400. <https://doi.org/10.1002/qj.2369>
- Mahrt, L., Sun, J., Blumen, W., Delany, T., & Oncley, S. (1998). *Nocturnal boundary-layer regimes I. mahrt*. 255–278.
- Mahrt, L., Sun, J., & Stauffer, D. (2015). Dependence of Turbulent Velocities on Wind Speed and Stratification. *Boundary-Layer Meteorology*, 155(1), 55–71. <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9992-5>
- Martinez, A. (2017). *Islas de calor en el área urbana del Valle de Aburrá*. <http://www.bdigital.unal.edu.co/57837/1/1039453046.2017.pdf>
- Mathieu, N., Strachan, I. B., Leclerc, M. Y., Karipot, A., & Pattey, E. (2005). Role of low-level jets and boundary-layer properties on the NBL budget technique. *Agricultural and Forest Meteorology*, 135(1–4), 35–43. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2005.10.001>
- Mesa, O., Poveda, G., & Carvajal, L. F. (1997). Introducción al clima de Colombia. In *Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín*.
- Montoya-Duque, E. (2018). *Caracterización de la Concentración de Contaminantes del Aire a partir del Estudio de la Dinámica Atmosférica en el Valle de Aburrá*.
- Munkel, C., & Roininen, R. (2010). Investigation of Boundary Layer structures with ceilometer. *AMS Annual Meeting*, 3–7. <http://www.vaisala.com/Vaisala Documents/Scientific>

- papers/Investigation_of_boundary_layer_structures_with_celometer_using_a_novel_robust_algorithm.pdf
- NCEP. (2022). *NCEP GDAS/FNL 0.25 Degree Global Tropospheric Analyses and Forecast Grids*.
<https://doi.org/https://doi.org/10.5065/D65Q4T4Z>
- Nieuwstadt, F. T. M. (1984). The Turbulent Structure of the Stable, Nocturnal Boundary Layer. In *Journal of the Atmospheric Sciences* (Vol. 41, Issue 14, pp. 2202–2216).
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1984\)041<2202:TTSOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041<2202:TTSOTS>2.0.CO;2)
- Nisperuza Toledo, D. J. (2015). *Propiedades Ópticas de los Aerosoles Atmosféricos en la Región Andina Colombiana Mediante Análisis de Mediciones Remotas: LIDAR, Fotométricas y Satelitales Daniel*. <http://www.bdigital.unal.edu.co/48465/>
- Ochoa, A., & Jiménez, J. F. (2008). Ciclo diurno de PM 10 en el Valle de Aburrá. *Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín*.
https://repositorio.unal.edu.co/bitstream/handle/unal/7666/Ciclo_diurno_de_PM10_en_el_Valle_de_Aburrá.pdf?sequence=1&isAllowed=y
- Parker, M. J., & Raman, S. (1993). A case study of the nocturnal boundary layer over a complex terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 66(3), 303–324. <https://doi.org/10.1007/BF00705480>
- Plocoste, T. (2015). *ÉTUDE DE LA DISPERSION NOCTURNE DE POLLUANTS ATMOSPHÉRIQUES ISSUS D'UNE DÉCHARGE D'ORDURES MÉNAGÈRES MISE EN ÉVIDENCE D'UN ÎLOT DE CHALEUR URBAIN* (Issue April 2013). <https://doi.org/10.13140/2.1.4639.7765>
- Poulos, B. Y. G. S., Blumen, W., Fritts, D. C., Lundquist, J. K., Sun, J., Burns, S. P., Nappo, C., Banta, R., Newsom, R. O. B., Cuxart, J., Terradellas, E., Balsley, B. E. N., & Jensen, M. (2002). *CASES-99 : A Comprehensive Nocturnal Boundary Layer. December 2001*.
- Poveda, G., & Bedoya, M. (2015). *Mountain Tropical Rainfall: Evidence of Phase-Locking between the Diurnal, Annual and Interannual Cycles in the Andes of Colombia. December, 1*.
- Poveda, G., Mesa, O. J., Salazar, L. F., Arias, P. A., Moreno, H. A., Vieira, S. C., Agudelo, P. A., Toro, V. G., & Alvarez, J. F. (2005). The Diurnal Cycle of Precipitation in the Tropical Andes of Colombia. *Monthly Weather Review*, 133(1), 228–240. <https://doi.org/10.1175/MWR-2853.1>
- Rama Krishna, T. V. B. P. S., Sharan, M., Gopalakrishnan, S. G., & Aditi. (2003). Mean structure of the nocturnal boundary layer under strong and weak wind conditions: EPRI case study. *Journal of Applied Meteorology*, 42(7), 952–969. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<0952:MSOTNB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<0952:MSOTNB>2.0.CO;2)

- Rendón, A. M., Salazar, J. F., Palacio, C. A., & Wirth, V. (2015). Temperature inversion breakup with impacts on air quality in urban valleys influenced by topographic shading. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(2), 302–321. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0111.1>
- Richardson, H., Basu, S., & Holtslag, A. A. M. (2013). Improving Stable Boundary-Layer Height Estimation Using a Stability-Dependent Critical Bulk Richardson Number. *Boundary-Layer Meteorology*, 148(1), 93–109. <https://doi.org/10.1007/s10546-013-9812-3>
- Roldán, N., Hoyos, C. D., & Herrera, L. (2017). Direct and Indirect Effects of Precipitation on Particulate Matter Concentration in the Aburrá Valley. *AGU Fall Meeting Abstracts*. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2017AGUFM.A44D..07R/>
- Saeed, U., Rocadenbosch, F., & Crewell, S. (2016). Adaptive Estimation of the Stable Boundary Layer Height Using Combined Lidar and Microwave Radiometer Observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54(12), 6895–6906. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2586298>
- Sales, M. J. (2016). *Modelización de la capa límite planetaria bajo condiciones de forzamiento atmosférico mesoescalar*. 126.
- Salmond, J. A., & McKendry, I. G. (2005). A review of turbulence in the very stable nocturnal boundary layer and its implications for air quality. *Progress in Physical Geography*, 29(2), 171–188. <https://doi.org/10.1191/0309133305pp442ra>
- Seaman, N. L., Gaudet, B. J., Stauffer, D. R., Mahrt, L., Richardson, S. J., Zielonka, J. R., & Wyngaard, J. C. (2012). *Numerical Prediction of Submesoscale Flow in the Nocturnal Stable Boundary Layer over Complex Terrain*. 956–977. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00061.1>
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S. E., Joffre, S., Rasmussen, A., & Tercier, P. (2000). Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmospheric Environment*, 34(7), 1001–1027. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00349-0](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00349-0)
- Serafin, S., Adler, B., Cuxart, J., De Wekker, S., Gohm, A., Grisogono, B., Kalthoff, N., Kirshbaum, D., Rotach, M., Schmidli, J., Stiperski, I., Večenaj, Ž., & Zardi, D. (2018). Exchange Processes in the Atmospheric Boundary Layer Over Mountainous Terrain. *Atmosphere*, 9(3), 102. <https://doi.org/10.3390/atmos9030102>
- Serna, L. M., Arias, P. A., & Vieira, S. C. (2018). *Las corrientes superficiales de chorro del Chocó y el*

- Caribe durante los eventos de El Niño y El Niño Modoki*. 42(165), 410-421 Serna, L. M., Arias, P. A., Vieira, S. C.
- Shin, H. H., & Hong, S. Y. (2011). Intercomparison of Planetary Boundary-Layer Parametrizations in the WRF Model for a Single Day from CASES-99. *Boundary-Layer Meteorology*, 139(2), 261–281. <https://doi.org/10.1007/s10546-010-9583-z>
- Skamarock, C., Klemp, B., Dudhia, J., Gill, O., Barker, D. E., Duda, G. K., Huang, X., Wang, W., & Powers, G. N. (2008). *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. <https://doi.org/10.5065/D68S4MVH>
- Steenefeld, G.-J. (2011). Stable Boundary Layer Issues. *Proceedings of Workshop Diurnal Cycles and the Stable Boundary Layer, January 2012*, 25–36. https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8_12
- Strang, E. J., & Fernando, H. J. S. (2001). Entrainment and mixing in stratified shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 428, 349–386. <https://doi.org/10.1017/S0022112000002706>
- Stull, R. B. (1988). An Introduction to Boundary Layer Meteorology. *Book*, 13, 666. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8>
- Sun, J., Lenschow, D. H., Burns, S. P., Banta, R. M., Newsom, R. K., Coulter, R., Frasier, S., Ince, T., Nappo, C., Balsley, B. B., Jensen, M., Mahrt, L., Miller, D., & Skelly, B. (2004). Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers. *Boundary-Layer Meteorology*, 110(2), 255–279. <https://doi.org/10.1023/A:1026097926169>
- Svensson, G., Holtslag, A. A. M., Kumar, V., Mauritsen, T., Steeneveld, G. J., Angevine, W. M., Bazile, E., Beljaars, A., de Bruijn, E. I. F., Cheng, A., Conangla, L., Cuxart, J., Ek, M., Falk, M. J., Freedman, F., Kitagawa, H., Larson, V. E., Lock, A., Mailhot, J., ... Zampieri, M. (2011). Evaluation of the diurnal cycle in the Atmospheric Boundary Layer over land as Represented by a Variety of Single-Column models: The second GABLS EXperiment. *Boundary-Layer Meteorology*, 140(2), 177–206. <https://doi.org/10.1007/s10546-011-9611-7>
- Thomas, C., Stauffer, D., Zeeman, M., Richardson, S., Seaman, N., & Mahrt, L. (2012). Non-stationary Generation of Weak Turbulence for Very Stable and Weak-Wind Conditions. *Boundary-Layer Meteorology*, 147(2), 179–199. <https://doi.org/10.1007/s10546-012-9782-x>
- Tjernström, M., Balsley, B. B., Svensson, G., & Nappo, C. J. (2009). The effects of critical layers on residual layer turbulence. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(2), 468–480. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2729.1>
- Tombrou, M., Founda, D., & Boucouvala, D. (1998). Nocturnal boundary layer height prediction

- from surface routine meteorological data. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 68(3–4), 177–186. <https://doi.org/10.1007/BF01030209>
- Velásquez García, M. P. (2019). *Caracterización meteorológica de la atmósfera en presencia de nubes bajas sobre zona plana del Valle en el Aburra*.
<https://www.metropol.gov.co/ambiental/calidad-del-aire/Biblioteca-aire/InvestigacionSIATA/Tesis-Characterizacion-Atmosfera.pdf>
- Velasteguí, A. X. H., Limáico Nieto, C. T., Cahueñas, N. P. P., & Parra, M. I. F. (2018). Evaluación de la Estabilidad Atmosférica Bajo Condiciones Físicas y Meteorológicas del Altiplano Ecuatoriano. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 33(2), 336–343.
<https://doi.org/10.1590/0102-7786332015>
- Viana, S. (2011). *Estudio de los procesos físicos que tienen lugar en la capa límite atmosférica nocturna a partir de campañas experimentales de campo* [Universidad Complutense de Madrid]. <http://eprints.ucm.es/16375/1/T32889.pdf>
- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Elsevier Science.
- Wang, W., Mao, F., Gong, W., Pan, Z., & Du, L. (2016). Evaluating the governing factors of variability in nocturnal boundary layer height based on elastic lidar in Wuhan. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 13(11), 1–12.
<https://doi.org/10.3390/ijerph13111071>
- Whiteman, C. D., Lehner, M., Hoch, S. W., Adler, B., Kalthoff, N., & Haiden, T. (2018). Katabatically Driven Cold Air Intrusions into a Basin Atmosphere. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57(2), 435–455. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0131.1>
- Wyngaard, J. C. (1990). Scalar fluxes in the planetary boundary layer - Theory, modeling, and measurement. *Boundary-Layer Meteorology*, 50(1–4), 49–75.
<https://doi.org/10.1007/BF00120518>
- Xing-Sheng, L., Gaynor, J. E., & Kaimal, J. C. (1983). A study of multiple stable layers in the nocturnal lower atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, 26(2), 157–168.
<https://doi.org/10.1007/BF00121540>
- Yagüe, C., Viana, S., Maqueda, G., Lazcano, M., Morales, G., & Rees, J. M. (2007). A Study on the Nocturnal Atmospheric Boundary Layer : SABLES2006. *Física de La Tierra*, 19, 37–53.
<http://revistas.ucm.es/index.php/FITE/article/view/FITE0707110037A/11535>
- Yepes, J., Poveda, G., Mejía, J. F., Moreno, L., & Rueda, C. (2019). Choco-jex: A research

- experiment focused on the Chocó low-level jet over the far eastern Pacific and western Colombia. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(5), 779–796.
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0045.1>
- Yoshino, M. M. (1984). Thermal belt and cold air drainage on the mountain slope and cold air lake in the basin at quiet, clear night. *GeoJournal*, 8(3), 235–250.
<https://doi.org/10.1007/BF00446473>
- Yuval, Levi, Y., Dayan, U., Levy, I., & Broday, D. M. (2020). On the association between characteristics of the atmospheric boundary layer and air pollution concentrations. *Atmospheric Research*, 231(September 2019), 104675.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.104675>
- Zapata Henao, M. (2015). *Análisis del impacto de la interacción suelo-atmósfera en las condiciones meteorológicas del Valle de Aburra utilizando el modelo WRF*.
<http://www.bdigital.unal.edu.co/54503/>
- Zardi, D., & Whiteman, C. D. (2013). *Mountain Weather Research and Forecasting*.
<https://doi.org/10.1007/978-94-007-4098-3>
- Zhang, H., Zhang, X., Li, Q., Cai, X., Fan, S., Song, Y., Hu, F., Che, H., Quan, J., Kang, L., & Zhu, T. (2020). Research Progress on Estimation of the Atmospheric Boundary Layer Height. *Journal of Meteorological Research*, 34(3), 482–498. <https://doi.org/10.1007/s13351-020-9910-3>
- Zhang, Y., Gao, Z., Li, D., Li, Y., Zhang, N., Zhao, X., & Chen, J. (2014). On the computation of planetary boundary-layer height using the bulk Richardson number method. *Geoscientific Model Development*, 7(6), 2599–2611. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-2599-2014>
- Zilitinkevich, S., & Baklanov, A. (2002). Calculation of the height of the stable boundary layer in practical applications. *Boundary-Layer Meteorology*, 105(3), 389–409.
<https://doi.org/10.1023/A:1020376832738>
- Zilitinkevich, S., Esau, I., & Baklanov, A. (2007). Further comments on the equilibrium height of neutral and stable planetary boundary layers. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(622), 265–271. <https://doi.org/10.1002/qj.27>
- Zou, J., Sun, J., Liu, G., Yuan, R., & Zhang, H. (2018). Vertical Variation of the Effects of Atmospheric Stability on Turbulence Statistics Within the Roughness Sublayer Over Real Urban Canopy. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(4), 2017–2036.
<https://doi.org/10.1002/2017JD027041>

