



**UNIVERSIDAD
DE ANTIOQUIA**

1 8 0 3

**Sistemas Convectivos de Mesoescala sobre el norte de Colombia:
una visión desde las simulaciones de Convección Permitida**

Juan Carlos Camacho Manco

Tesis presentada como requisito para optar al título de:

Magíster en Ingeniería Ambiental

Director:

John Alejandro Martinez Agudelo

Co-Directora:

Paola Andrea Arias Gomez

Línea de Investigación:

Modelación Ambiental

Grupo de Investigación:

Grupo de Ingeniería y Gestión Ambiental (GIGA)

Universidad de Antioquia

Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental

Medellín, Colombia

2022

Cita	Camacho et al. (2022)
Referencia	Camacho, JC., Martínez, JA., Arias, PA. (2022). <i>Sistemas Convectivos de Mesoescala: una visión desde las simulaciones de Convección Permitida</i> . [Tesis de maestría]. Universidad de Antioquia, Medellín, Colombia.

Estilo APA 7 (2020)



Maestría en Ingeniería Ambiental, Cohorte XXV
 Grupo de Investigación Ingeniería y Gestión Ambiental (GIGA).
 Centro de Investigación Ambientales y de Ingeniería (CIA)



Biblioteca Carlos Gaviria Díaz

Repositorio Institucional: <http://bibliotecadigital.udea.edu.co>

Universidad de Antioquia - www.udea.edu.co

Rector: Jhon Jairo Arboleda Céspedes
 Decano/Director: Jesús Francisco Vargas Bonilla
 Jefe departamento: Diana Catalina Rodríguez

El contenido de esta obra corresponde al derecho de expresión de los autores y no compromete el pensamiento institucional de la Universidad de Antioquia ni desata su responsabilidad frente a terceros. Los autores asumen la responsabilidad por los derechos de autor y conexos.

Agradecimientos

Aunque esta sea la primera sección de este Trabajo de Investigación, fue la última en ser escrita, pues solo al “final” de esta investigación, tuve la colección de recuerdos y lecciones que hicieron posible que este barco logré zarpar. Esta sección es para todos los que colaboraron a construir este barco:

A mi madre y padre, no solo por hacer el esfuerzo increíble de criarme y brindar todas las oportunidades que hicieron este trabajo posible, sino también por su capacidad para abrir sus fronteras conocidas y apoyarme en todo momento. Les agradezco su perpetua compañía, su cariño omnipresente, y su consejo sincero. A ustedes debo todo lo que soy y llegaré a ser.

A mis asesores, Alejandro y Paola. Siempre representaron una combinación entre comprensión y sentido del deber. Gracias por siempre estar dispuestos a escuchar, al igual que para dar su opinión honesta. Gracias a ustedes este barco llegará a buen puerto. Gracias, pues fue a través de ustedes que pude hacer lo que me apasiona, y eso siempre será un diamante en mi vida. Para ustedes mi admiración, respeto y gratitud, siempre.

A mis amigos, los antiguos, y los que he adquirido en este viaje. Gracias por escuchar con paciencia, por ayudar a sacar mi mente de la rutina, por el apoyo y la apreciación de este trabajo. Fueron esos momentos de ocio de donde provino la parte de la fuerza para atravesar la tormenta.

Para todas y todos, para los que están y no están: este logro es tan de ustedes como mío, ¡gracias totales!

Resumen

Los Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) son tormentas eléctricas con escalas mayores a los cientos de kilómetros, y una duración de más de 3 horas. La precipitación asociada a estos contribuyen más del 50% de los acumulados de lluvias anuales dentro de las latitudes tropicales. Además, están relacionados con la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos. Gracias a las observaciones satelitales se ha identificado que existen regiones y temporadas donde los SCMs suelen suceder con mayor frecuencia, como sucede en el Caribe colombiano, en las noches entre junio y agosto. Aunque se conoce la estacionalidad de los SCMs en esta región, aún hay brechas en sus mecanismos precursores. Este estudio buscó caracterizar los ambientes atmosféricos asociados al desarrollo de SCMs en el Caribe colombiano, al diagnosticar tres eventos puntuales, los cuales influenciaron la parte baja de la cuenca Magdalena-Cauca. Se seleccionaron dos de los eventos más intensos reportados por la base de datos de núcleos convectivos de la Universidad de Washington. El tercer evento fue seleccionado del periodo de fuertes lluvias en agosto del 2021, durante el cual ocurrieron varias calamidades. Los patrones de nubosidad y precipitación se analizaron a partir de las observaciones satelitales de NCEP-MERGIR, GPM-IMERG, y los productos de PERSIANN, CHIRPS y las estaciones disponibles de IDEAM. Los ambientes atmosféricos fueron estudiados a partir del reanálisis climático ERA5, y para obtener mayor detalle sobre el rol de las condiciones de mesoescala, se realizaron simulaciones con el modelo *Weather Research and Forecasting* a resolución de convección-permitida. En todos los casos, las señales de convección organizada se dieron en el sur de la región Caribe colombiana, donde las planicies se encuentran con las montañas. El primer evento presentó una corriente de vientos sinópticas desde el Amazonas hacia el norte de Sudamérica, produciendo vientos canalizados por el valle del Magdalena-Cauca hasta alcanzar el sur del Caribe colombiano, favoreciendo la convergencia de vientos e iniciación del evento. El segundo evento estuvo bajo el paso de una Onda del Este, y una rotación ciclónica sobre Panamá. Las condiciones de mesoescala exhibieron que en la baja troposfera hubo una entrada de *vientos mar-tierra* desde las costas del Caribe y Pacífico, estos vientos de bajo nivel sufrieron un aceleramiento nocturno (tipo *jet nocturno*). Adicionalmente, se observaron vientos del noreste canalizados (tipo *gap winds*) por la Sierra Nevada de Santa Marta. Ambas estructuras favorecieron la convergencia de vientos que inició el SCM. El tercer evento, presentó una configuración sinóptica y de mesoescala que combinó las estructuras de los eventos anteriores, y además fue el evento con mayor precipitación. Los patrones de mesoescala encontrados en este estudio presentaron una ventana de antelación de aproximadamente 6 horas, lo cual suministra una pieza de información para el desarrollo de un futuro pronóstico de los SCMs de la región. Los hallazgos encontrados en este trabajo contribuyen al entendimiento de los mecanismos asociados al desarrollo de las tormentas de mesoescala en regiones tropicales complejas, además de fortalecer las bases teóricas para la prevención del riesgo en la región.

Abstract

Mesoscale Convective Systems (MCSs) are thunderstorms with dimensions larger than hundreds of kilometers, which last more than 3 hours. The precipitation associated with the MCSs contributes more than 50% of annual accumulated rain within the tropical latitudes. Furthermore, they are related to extreme hydrometeorological events. Based on satellite observations, the regions and seasons in which the MCSs tend to happen more frequently have been identified. One of these regions is the Colombian Caribbean, during the nights between June and August. Despite the seasonality of the MCSs in this region is known, there remain some gaps in the understanding of the trigger mechanisms of these systems. This study aimed at characterizing the atmospheric environments related to the formation of MCSs in the Colombian Caribbean, by performing the diagnosis of three individual events, which influenced the low part of the Magdalena-Cauca basin. Two of the events were selected from the convective core database from the University of Washington. The third event was selected from the intense precipitation period of August 2021, during which several floods happened. The cloudiness and precipitation patterns were analyzed based on the satellite observations from NCEP-MERGIR, GPM-IMERG, and the products from PERSSIAN, CHIRPS and the available stations from IDEAM. The atmospheric environments were studied based on the climatic reanalysis ERA5, and for obtaining better detail of the role of mesoscale conditions, simulations with the model *Weather Research and Forecasting* at Convective-Permitting resolution were performed. All the study cases showed that organized convection took place over the south of the region, where the flatlands meet with the mountains. The first event presented synoptic winds from from the Amazon basin to the northern of Sudamerica, this flow was chanelized by the Magdalena-Cauca valley towards the southern Colombian Caribbean, favoring the formation of a convergence line of wind, which initiated the MCS event. The second event was under the influence of the pass of an Easterly Wave, and a cyclonic rotation of winds over Panama. The mesoscale conditions exhibited that in the low troposphere there was an entrance of *sea-land winds* from the Caribbean and Pacific coasts, these low level circulations suffered a night acceleration (sort like night jet). Additionally, there were northeastern winds canalized by the Sierra Nevada of Santa Marta and the eastern Andes (sort like *gap winds*). Both low level structures enhanced the convection and convergence of winds which initiated the MCS. The third event presented a combination of the synoptic and mesoscale configurations of the previous events, and also it was the event with the most intense precipitation. The studied mesoscale patterns presented a temporal wind of around 6 hours before the event's initiation; this piece of information might be useful for developing a forecast of MCSs in this region. The findings of this work contribute to the understanding of the triggers of mesoscale storms in complex tropical regions, additionally, it might strengthen the theoretical bases for the prevention of risk in this region.

Keywords: *sea-land winds, gap winds, mesoscale structures, MCSs, Andes.*

1. Introducción

1.1 Generalidades

La convección tropical juega un papel importante en la distribución de masa y energía global (Houze et al., 2015; Feng et al., 2019). Las regiones tropicales (e.g Colombia) presentan algunas características, como una alta disponibilidad de humedad en la atmósfera y una irradiancia solar casi constante a lo largo del año. Tales condiciones favorecen el desarrollo de sistemas convectivos individuales (Hoyos et al., 2018), los cuales a su vez, se encuentran comprendidos dentro de circulaciones sinópticas como la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés; Fiolleau y Roca, 2013; Houze, 2014). Actualmente, el entendimiento de la alta variabilidad de la convección tropical representa un desafío en las ciencias atmosféricas, especialmente en las regiones con topografía compleja, tal como las cordilleras de los Andes (Houze, 2018; Espinoza et al., 2020; Gutowski et al., 2020; Arias et al., 2021).

Uno de los fenómenos convectivos más peligrosos son los Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs). Estos sistemas son el resultado de la aglomeración organizada de diferentes sistemas convectivos (e.g nubes cumulonimbus), los cuales, al formar una única entidad, superan las dimensiones horizontales de 1000 km², profundidades mayores a los 9 km, con lluvias de más de 3 horas de duración (Velasco y Fritsch, 1987; Yang et al., 2017; Schumacher y Rasmussen, 2020). La ocurrencia de estos sistemas está asociada a eventos hidrometeorológicos extremos como por ejemplo: inundaciones, avenidas torrenciales, tornados, entre otros (Houze, 2018; Schumacher y Rasmussen, 2020).

1.2 Caracterización de SCMs

La era satelital trajo avances importantes en la caracterización de los sistemas convectivos. Diferentes metodologías se han concentrado en las imágenes de infrarrojo y las propiedades de la precipitación de los sistemas convectivos, para la identificación de SCMs (e.g Vila et al., 2008; Fiolleau y Roca, 2013; Huang et al., 2018; Wang et al., 2019; Cancelada et al., 2020, entre otros). Los estudios a partir de información satelital sugieren que la precipitación asociada a los SCMs contribuyen el 50% de los acumulados anuales de precipitación dentro de los trópicos, e incluso el 80% en algunas regiones (Nesbitt et al., 2006; Roca et al., 2014; Houze et al., 2015). Estos sistemas tienen una estacionalidad marcada, y tienden a suceder más en ciertas regiones específicas. Dentro del territorio Colombiano se encuentran dos de estas regiones, en las costas Pacífica y Caribe, durante las temporadas de septiembre - noviembre y junio-agosto, respectivamente (Zipser et al., 2006; Zuluaga y Houze, 2015; Liu et al., 2020; Feng et al., 2021).

Basándose en la identificación y seguimiento de los SCMs, se han realizado diferentes estudios para definir los ambientes atmosféricos asociados a la formación de estos eventos meteorológicos. En Liu et al. (2020) y Schumacher y Rasmussen (2020) se sugiere que la formación de SCMs a lo largo de las bandas tropicales y subtropicales sigue suposiciones teóricas tales como un ambiente altamente inestable (i.e. un ambiente con mayor CAPE que CIN), el cual promueve zonas de intenso ascenso de aire, y la convergencia de humedad, especialmente en los niveles bajos y medios de la troposfera. Los mecanismos detrás de la última condición tienen una alta variabilidad espacial, debido a que depende de las condiciones locales (superficiales y atmosféricas) de cada región. Otro ingrediente importante es la cortante vertical del viento, sin embargo, esta tiene un rol más relevante en las tormentas subtropicales que en las tropicales (Liu et al., 2020).

Los trabajos de Kouadio et al. (2012) y Gomes et al. (2015) estudiaron la influencia de las Ondas del Este (EW, por sus siglas en inglés) sobre los SCMs en la cuenca del Amazonas. Sus hallazgos señalan que las EWs formadas alrededor de los 50°W alcanzaban su región de estudio, y cuando esto sucedía se daba un fortalecimiento de los fenómenos convectivos, además de que el desplazamiento de los SCMs se encontraba en fase con el desplazamiento de las EWs. Así, llamaron a estos sistemas EW-MCSs (MCS por las iniciales de sistemas convectivos de mesoescala en inglés), indicando que estos son SCMs influenciados por el paso de una EW.

Adams et al. (2013) estudiaron los SCMs sobre la misma región (i.e cuenca del Amazonas), concentrándose en algunas condiciones atmosféricas locales. Sus resultados mostraron que existe una ventana de alrededor de 8-6 horas, en la cual se daban aumentos del agua precipitable (PW, por sus siglas en inglés), en coherencia con disminuciones de la temperatura de brillo (BT, por sus siglas en inglés), y que dicho patrón está asociado a la formación de SCMs. Laing et al. (2011) caracterizaron las condiciones sinópticas y de mesoescala asociadas a los SCMs en África ecuatorial. Sus hallazgos apuntan a que cuando hay convección profunda y organizada, puede haber condiciones sinópticas como las ondas Rossby-Gravedad, sumado a otros fenómenos de mesoescala como las brisas marinas y vientos de montaña; dicha configuración produce SCMs con un desplazamiento hacia el oeste. A pesar de que estos estudios se basan en productos de reanálisis climáticos y/o observaciones con relativa baja resolución, estos señalan la importancia de las condiciones de gran y mediana escala en el desarrollo de los SCMs, y que ambas deben ser estudiada en paralelo, para así diagnosticar los patrones convectivos asociados a la iniciación de los SCMs.

1.2 SCMs y simulaciones de Convección-Permitida

Las simulaciones numéricas representan una valiosa oportunidad para cerrar aún más la brecha de caracterización de la iniciación de SCMs, en aspectos en los que los reanálisis (por asuntos de resolución) y/o las observaciones (por escasez de las

mismas), podrían no capturar (Gutowski et al., 2020). Se ha discutido que las simulaciones con un tamaño de celda de 4 km o menos pueden resolver la convección de manera implícita, lo cual haría que la parametrización de convección de cúmulos (*Cumulus Convection* en inglés) no fuera necesaria. Esto llevaría a una mejora en la simulación de los fenómenos convectivos, y por tanto, una mejor representación de sistemas organizados (e.g. SCMs). Este tipo de simulaciones son conocidas como *simulaciones de Convección Permitida* (CP; Miyamoto et al., 2013; Schär et al., 2020; Gutowski et al., 2020). Uno de los modelos más usados para este fin ha sido el modelo *Weather Research and Forecasting Model* (WRF; Gutowski et al., 2020), debido a su fácil acceso, compilación y operatividad.

El diseño de simulaciones permite tener una mejor visión tridimensional de la atmósfera, facilitando el análisis de diferentes fenómenos. Yang et al. (2017), investigaron los perfiles de los SCMs de larga, media y corta duración sobre el centro de Estados Unidos. Estos autores encontraron que en la media troposfera se da un calentamiento diabático, asociado a un vórtice de mesoescala. Este patrón favorece la convergencia, y entre mayor sea el calentamiento, mayor es la duración de los SCMs. Sus resultados mostraron que dicha configuración puede mantener SCMs activos por más de 10 horas. Bodine y Rasmussen (2017) estudiaron la transición de un SCM a un sistema estratiforme, y luego a un SCM de nuevo. Sus resultados mostraron que la entrada de un frente frío desde el este de Estados Unidos podría interactuar con un SCM en etapa de decaimiento (cuando ya es principalmente precipitación estratiforme), y causar un resurgimiento de la región convectiva, lo cual reorganiza el SCM. Esta configuración puede hacer que los SCMs de esta región duren más de 24 horas.

Las simulaciones a resoluciones CP han sido útiles para describir el rol de las condiciones locales como precursoras de la iniciación de los SCMs. Por ejemplo, algunos estudios han descrito cómo en la región del frente de las brisas marinas, la convergencia de humedad y ascenso de masas de aire puede llegar a ser lo suficientemente intensa como para iniciar tormentas eléctricas (Azorin-Molina et al., 2014; Bhate, 2016; Chen et al., 2016). Efectos similares han sido observados en circulaciones de chorro de bajo nivel (LLJ, por sus siglas en inglés), las cuales contribuyen a formar y mantener las líneas de convergencia detrás de los SCMs (Mejía y Poveda, 2005; Yang et al., 2017; Flores-Rojas et al., 2019; Mejía et al., 2021). Otro tipo de estudios se han concentrado en el rol de la topografía. Al realizar simulaciones bajo las cuales se modifica la distribución de la pendiente de las montañas, se ha mostrado la importancia de procesos como el ascenso o bloqueo orográfico en la formación de convección profunda y organizada, resaltando la topografía como un modulador de las lluvias (Rasmussen y Houze, 2016; Rios, 2019).

Las simulaciones CP pueden reproducir patrones de interacción superficie-atmósfera, por ejemplo, en las simulaciones de Azorin-Molina et al.

(2014) y Flores-Rojas et al. (2019), realizadas en regiones costeras con montañas relativamente cercanas a la costa. Los resultados de estas simulaciones sugieren que la circulación de brisa mar-tierra (BMT) puede alcanzar el piedemonte, y allí formar regiones de convergencia fuerte, generando un ascenso intenso de masas de aire, dando pie a la formación de tormentas de mesoescala.

En resumen, los SCMs son formados por la configuración correcta entre escalas sinópticas y de mesoescala. Algunos productos (e.g reanálisis) pueden ser suficientes para describir los procesos de gran escala, sin embargo, pueden quedarse cortos para describir algunos aspectos de escala local. Los patrones locales dependen de la ubicación geográfica y la configuración de condiciones superficiales. Dichas condiciones pueden ser mejor representadas por las simulaciones CP, por lo que estas representan una gran oportunidad para mejorar el entendimiento de la formación de convección organizada.

1.3 SCMs en Colombia

El territorio colombiano es una región tropical con una topografía compleja compuesta por costas, planicies, y formaciones montañosas como los Andes y valles interandinos. Estas condiciones hacen que la convección dentro del territorio presente una alta variabilidad (Hernandez-Deckers, 2022). Por ejemplo, Colombia posee una de las regiones con mayor actividad eléctrica en el Valle del Aburrá, y una de las regiones más lluviosas del mundo en el Chocó (Yepes et al., 2019; Díaz et al., 2022). Las condiciones climáticas y de superficie hacen de Colombia uno de los países más vulnerables a avenidas torrenciales e inundaciones en Suramérica y el Caribe (Poveda et al., 2020). Los SCMs son una de las principales causas de estos desastres. Uno de los peores casos se evidenció en el año 2017 en Mocoa, Putumayo, donde se presentaron 336 vidas humanas perdidas, 332 personas heridas y 70 desaparecidas (Poveda et al., 2020); otro desastre ocurrió el año 2015 en Salgar, Antioquia, con 115 muertes, 333 heridos y 10 desaparecidos (Hoyos et al., 2019).

Las investigaciones sobre los SCMs en el Pacífico colombiano han mostrado que estos sistemas tienden a suceder en las noches y madrugadas de la temporada entre septiembre y noviembre, y que contribuyen más del 60% de la precipitación total de la región (Jaramillo et al., 2017; Yepes et al., 2019; Poveda et al., 2020). Los estudios realizados por Mapes et al. (2003), Warner et al. (2003), Mejía y Poveda (2005), Sakamoto et al. (2011) y Mejía et al. (2021) han avanzado en la explicación de los mecanismos detrás de la formación de los SCMs en el Pacífico colombiano, los cuales involucran la convergencia de vientos y humedad producto del Chorro de bajo nivel del Choco (Choco jet) y las brisas marinas, junto a su interacción con la cordillera occidental de los Andes. Otro agente importante es la formación de ondas de gravedad, producto del ingreso de frentes fríos a la región. En la escala sinóptica, otros factores pueden favorecer la convección organizada como lo es la intrusión del

Chorro de bajo nivel del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés), el sistema de baja presión en Panamá, y/o los vientos del este.

Los resultados de Houze et al. (2015); Zuluaga y Houze (2015); Jaramillo et al. (2017) y Liu et al. (2020) concuerdan en que los SCMs en el Caribe colombiano tienden a suceder en las noches-madrugadas de la temporada de junio a agosto (JJA). Feng et al. (2021), basándose en información de la Misión de Precipitación Global (GPM por sus iniciales en inglés), estimaron que los SCMs aportan alrededor del 60% de las lluvias en la temporada JJA, y que estos sistemas tienen un desplazamiento relativamente más lento que los SCMs extratropicales. El estudio de Díaz et al. (2022) muestra que en el Caribe hay un aumento en la actividad eléctrica en la misma temporada de actividad de los SCMs. La Figura 1.1 reúne algunas estaciones del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM), ubicadas en la región Caribe colombiana, mostrando los aumentos de precipitación durante las noches de JJA. Este patrón presenta un acuerdo con la estacionalidad y el ciclo diurno de los SCMs en la región Caribe, lo cual podría sugerir que los SCMs tienen un rol importante en la climatología de la región.

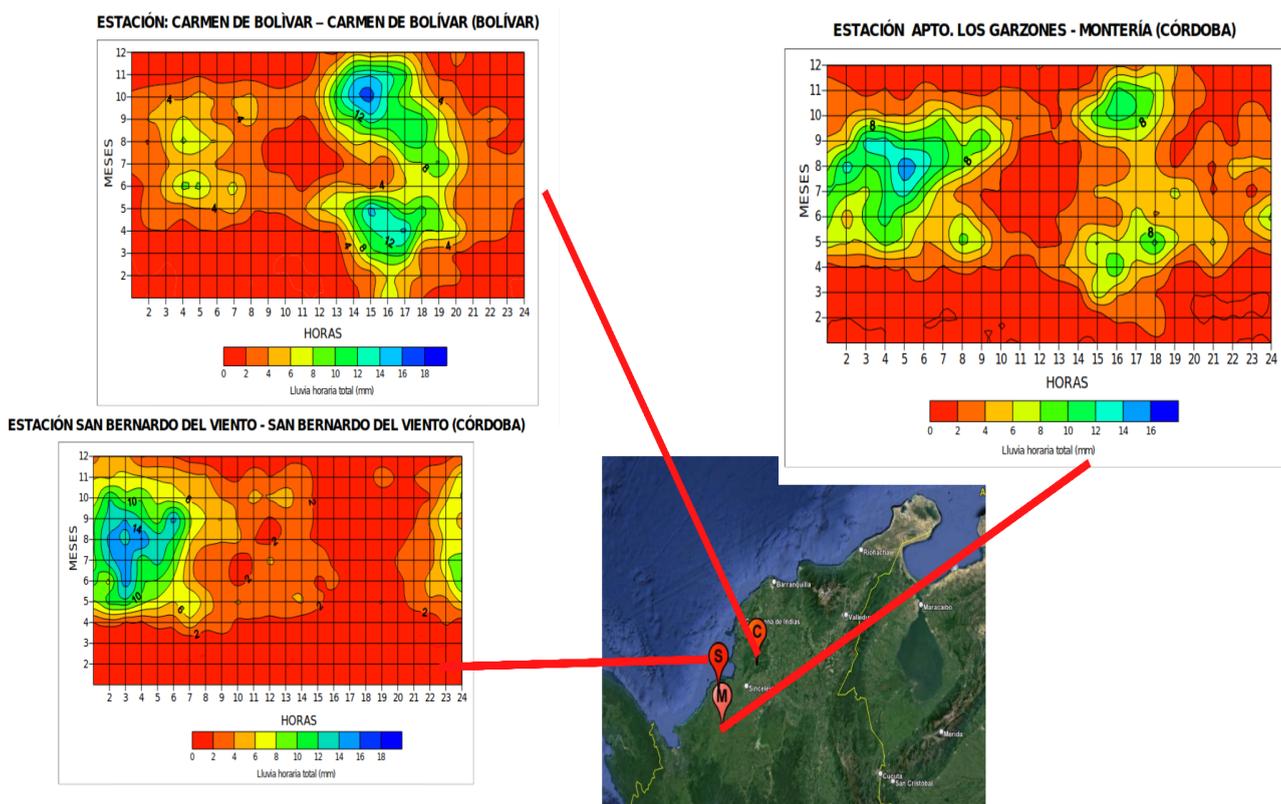


Figura 1.1 Climatología del ciclo anual del ciclo diurno de precipitación durante el periodo 1981-2010, para diferentes estaciones del IDEAM ubicadas en la región Caribe colombiana. Los puntos blancos sobre el mapa muestran la ubicación de las estaciones. Esta figura fue adaptada del Atlas Climatológico producido por IDEAM.

Los mecanismos detrás de la formación de los SCMs en el Caribe colombiano se han estudiado principalmente en escalas climatológicas. Los resultados de Zuluaga y Houze (2015) sugieren que entre un periodo de 12 horas antes de la formación de núcleos convectivos anchos, profundos y anchos-profundos se da la formación de un gradiente de presión a 850 hPa entre el mar Caribe y el norte de Suramérica, el cual favorece vientos hacia el continente, promoviendo la convección continental. Una de las trayectorias de vientos húmedos estudiadas por Sakamoto et al. (2011) muestra que desde el Pacífico se da el transporte de humedad hacia el Caribe, favoreciendo la formación de SCMs. Por otro lado, Liu et al. (2020) muestran que los SCMs se dan cuando hay convergencia de vientos cerca al piedemonte de los Andes, donde se da un fortalecimiento orográfico. Resultados similares fueron observados por Ríos (2019).

Este Trabajo de Investigación busca estudiar el estado de la atmósfera asociado a la iniciación de convección de SCMs en el norte de Colombia (NOC), concentrándose principalmente en circulaciones de la baja troposfera. Para esto se estudiarán eventos puntuales de SCMs ocurridos en la región (3 en total), lo cual es una aproximación de escala meteorológica. Así, este trabajo podrá señalar algunas anomalías o similitudes con estudios climatológicos realizados anteriormente.

2. Datos y metodología

En este estudio se utilizaron diferentes conjuntos de información, incluyendo información satelital y estaciones disponibles del IDEAM, con el objetivo de analizar los patrones de nubosidad y precipitación asociados a las etapas del ciclo de vida de los eventos seleccionados. Esta información también fue utilizada para evaluar la capacidad del modelo WRF para producir SCMs coherentes con la realidad. Los ambientes atmosféricos asociados a la formación de los eventos se basaron en la información del reanálisis climático ERA5, y WRF a resolución de CP.

2.1 Temperatura de brillo

Los patrones de nubosidad profunda de los SCMs suelen rastrearse como áreas contiguas por encima de los 1000 km² y BT debajo de los 235 K (Machado y Laurent, 2004; Vila et al., 2008; Cancelada et al., 2020; Feng et al., 2021). En este trabajo, los campos de BT se obtuvieron del producto de NOAA/NCEP-MERGIR, el cual es generado por un algoritmo que integra información reportada por satélites geostacionarios de Europa, Japón y Estados Unidos. Esta base de datos posee información desde febrero de 2020 hasta el presente cercano, cubriendo las latitudes desde 60°S hasta 60°N. El producto final tiene un tamaño de rejilla de 4 km x 4 km, con una periodicidad de 30 minutos (Janowiak et al., 2017). Los datos se encuentran disponibles en https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_MERGIR_1/summary.

2.2 Precipitación

La ocurrencia de los SCMs se encuentra asociada a intensas tasas de precipitación, especialmente en su etapa madura (Feng et al., 2018; Schumacher y Rasmussen, 2020). Las mediciones de precipitación para los análisis desarrollados en este trabajo se obtuvieron de:

- El producto GPM-IMERG (llamado GPM, en este estudio), el cual tiene un tamaño de rejilla de 0.1° x 0.1° (~11 x 11 km), con una cobertura de todo el globo. Los datos están en una frecuencia de 30 minutos, con información desde junio de 2000 hasta el presente cercano (Huffman et al., 2019). Los datos se encuentran disponibles en https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_3IMERGHH_06/summary.
- La precipitación reportada por la base de datos *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks* (PERSIANN), que cubre las latitudes entre 60°S hasta 60°N, con un tamaño de rejilla 0.25° x 0.25° (~ 31 x 31 km; Sorooshian et al., 2000; Ashouri et al., 2015). El producto posee diferentes frecuencias temporales, desde anual hasta horaria. En este estudio se utilizó información a resolución horaria. Los datos se encuentran disponibles en <https://chrsdata.eng.uci.edu/>.

- Los estimados del proyecto Rainfall Estimates from Rain Gauge and Satellite Observations (CHIRPS), que tiene coberturas globales y regionales, con una frecuencia temporal desde la diaria a la anual. La información se encuentra disponible a 0.25° o 0.5° de tamaño de rejilla (Funk et al., 2015). En este trabajo se usaron los datos diarios a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Los datos se encuentran disponibles en: <https://data.chc.ucsb.edu/products/CHIRPS-2.0/>.
- La precipitación reportada por estaciones del IDEAM. La Figura 2.1 y Tabla 2.1 presentan la ubicación y los eventos de SCM para los que fueron utilizadas las estaciones. Como se describe en las secciones 4, 5 y 6, cada evento fue diagnosticado mediante un grupo de estaciones. La única estación usada en dos eventos fue la estación San Marcos. Esta limitación estuvo asociada a la disponibilidad de datos suministrados por la red de IDEAM. Los datos se encuentran disponibles en: <http://dhime.ideam.gov.co/atencionciudadano/>.

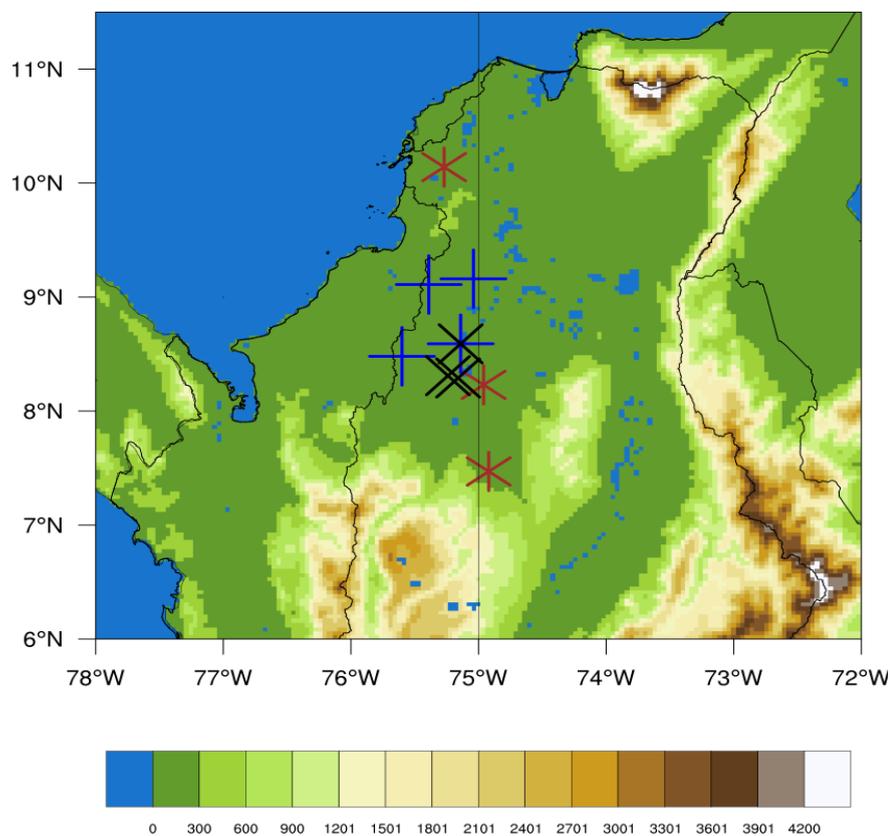


Figura 2.1 Ubicación de las estaciones IDEAM empleadas en este trabajo. Los asteriscos rojos son las estaciones empleadas para caracterizar el evento Córdoba; las cruces azules fueron usadas en el evento Magdalena; y las equis negras fueron usadas en el evento Ayapel. Estos eventos se discuten en las secciones 4, 5 y 6.

Tabla 2.1 Descripción de las estaciones IDEAM usadas en el diagnóstico de los eventos de SCMs.

Estación	Longitud	Latitud	Evento Magdalena	Evento Córdoba	Evento Ayapel
San Juan Nechi	-74.92	7.47		*	
Caño Bravo	-74.96	8.23		*	
Sincerin	-75.27	10.14		*	
San Benito	-75.04	9.16	*		
San Marcos	-75.14	8.59	*		*
Chinu	-75.39	9.11	*		
Sajonia	-75.60	8.48	*		
Ayapel	-75.16	8.29			*
Maralu	-75.16	8.31			*

2.3 Selección de los eventos de SCMs

Para la selección de los eventos de SCMs se utilizó la base de datos de núcleos convectivos de la Universidad de Washington (disponible en <http://gpm.atmos.washington.edu/>). Este producto es generado por la interpolación de los estimados de la banda Ku a bordo del satélite GPM. Este instrumento tiene la tarea de identificar y clasificar diferentes tipos de núcleos convectivos. La base de datos cuenta con información desde el año 2014 hasta el presente cercano. En esta, se puede encontrar campos horizontales con información anual de las frecuencias diferentes núcleos convectivos, su localización, fechas, áreas, junto con otras características (J. Wang et al., 2019). En este trabajo se adquirió la información sobre núcleos anchos-profundos (DWC, por sus siglas en inglés) debido a que este tipo de sistemas tiene un extensión horizontal mayor a los 100 km, y profundidades de más de 9 km, por lo que han sido asociados con las etapas maduras o de iniciación de los SCMs (Houze et al., 2015; Wang et al., 2019). Los DWCs fueron filtrados para extraer únicamente sistemas con un área mayor a los 10.000 km² y que estuvieran contenidos dentro de la parte baja de la cuenca Magdalena-Cauca (MC), en la región Caribe colombiana. El área usada para el filtrado se encuentra en la Figura 2.2.

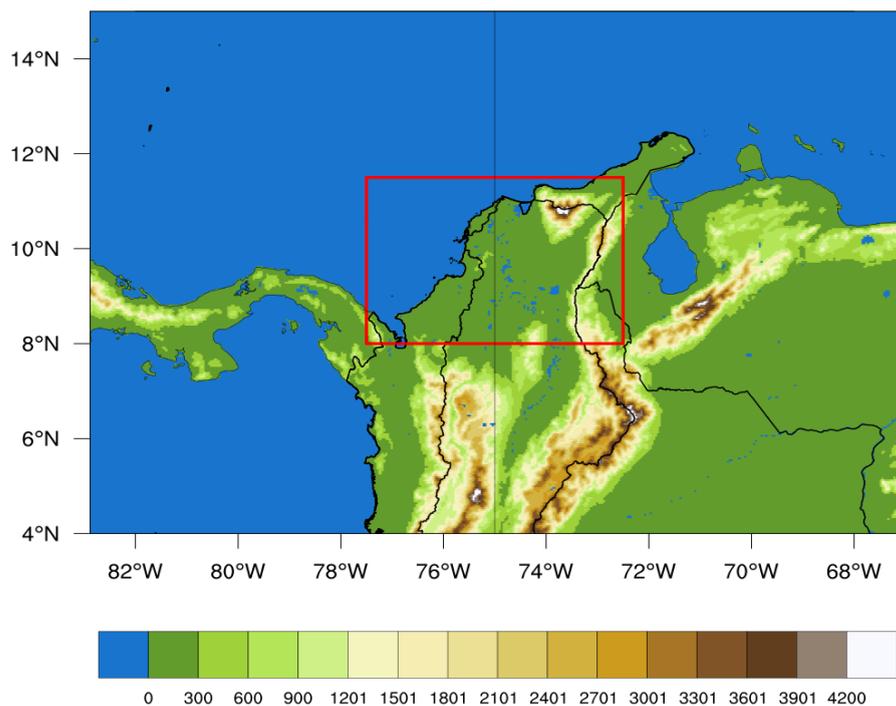


Figura 2.2 Área de interés (caja roja) usada para el filtrado de los núcleos DWC provenientes de la base de datos de la Universidad de Washington.

La Figura 2.3 presenta el ciclo anual del número de eventos para diferentes umbrales de área, según la base de datos de núcleos convectivos empleada. La temporada con menor actividad de DWCs es entre noviembre y marzo, mientras que la de mayor actividad es entre julio y octubre. El criterio del área espacial pudo haber afectado la cantidad de eventos reportados, causando que se identificara meses sin evento (e.g. Febrero), lo cual es inusual para una región con alta actividad convectiva como el norte de Suramérica (Hernandez-Deckers, 2022). Otro factor importante es el umbral de tamaño de los eventos: entre mayor área tenga el umbral, menor es la cantidad de eventos reportados (Figura 2.3). Aún así, el ciclo anual de todas las series de tiempo fue similar. La estacionalidad de los eventos reportados fue relativamente similar a la reportada por Houze et al. (2015), Zuluaga y Houze (2015), Jaramillo et al. (2017) y Liu et al. (2020).

El proceso de filtrado sobre la parte baja de la cuenca MC arrojó la ocurrencia de 37 DWCs con áreas superiores a los 1000 km², en la temporada de junio a agosto para el periodo 2014-2020. Cada fecha reportada por la base de datos fue comparada contra los campos horizontales de BT de NCEP-MERGIR y la precipitación de GPM y PERSIANN. Los DWCs fueron tomados en cuenta como SCMs sólo si mantenían un área superior a los 10000 km² de nubosidad y una precipitación activa por más de 4 horas. De los 37 eventos reportados, 26 fueron SCMs confirmados, i.e. el 70% de los DWCs fueron efectivamente SCMs. Este porcentaje es similar al obtenido por Wang et al. (2019) en el centro de Estados Unidos.

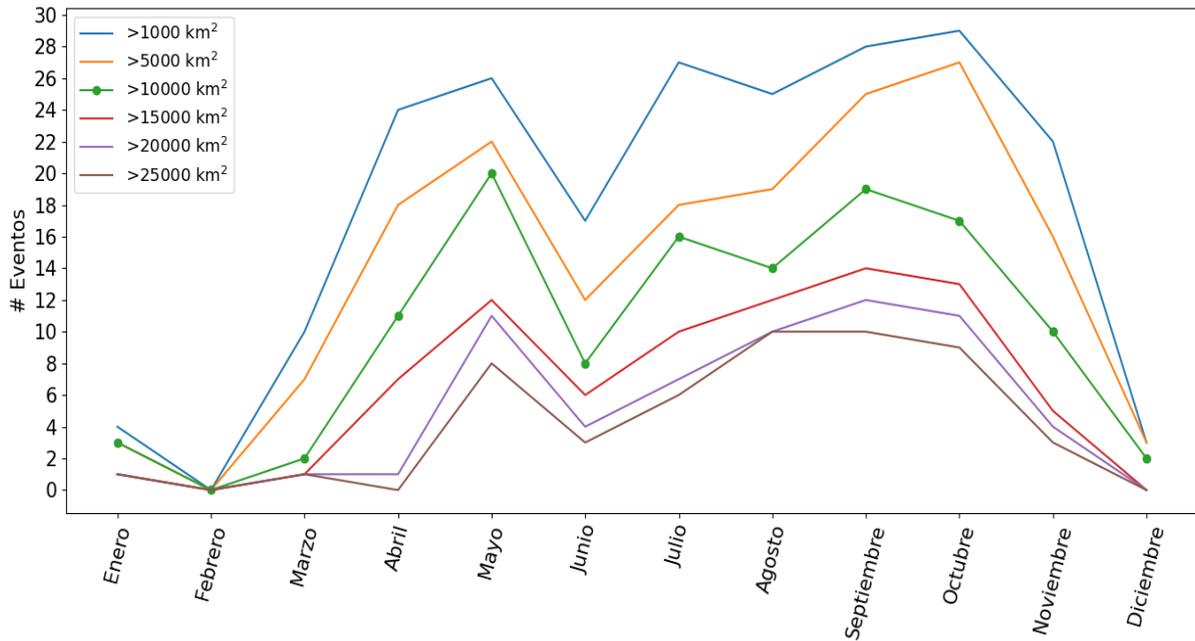


Figura 2.3 Serie de tiempo del número de eventos de DWC para diferentes umbrales de área, según lo reportado por la base de datos de la Universidad de Washington. La línea verde con viñetas marca el umbral utilizado en este trabajo.

Tabla 2.2. Características de los eventos de SCMs según la base de datos de núcleos convectivos de la Universidad de Washington. El evento Ayapel (ver sección 6) está señalado debido a que fue el único evento que no fue identificado en esta base de datos.

Evento	Área (km ²)	Duración (horas)	Ubicación	Fecha
Magdalena	71304	18	8.6°N, 75.28°W	2018-06-18
Córdoba	12359	18	10°N, 74.35°W	2019-07-23
Ayapel*	110000	12	8°N, 75°W	2021-08-03

Del conjunto de 26 eventos de SCMs confirmados en la base de datos de la Universidad de Washington, dos eventos fueron seleccionados debido a que fueron los que presentaron mayor intensidad de precipitación y señales de nubosidad ancha y profunda. Además, para la fecha de ocurrencia de estos eventos se tienen registros de estimados de precipitación de la red de IDEAM. El primer evento fue reportado el 18 de junio de 2018 a las 00:00 hora local estándar (LST), con un área de 71304 km², y que hemos denominado *evento Magdalena*. El segundo evento fue reportado el 23 de julio de 2019 a las 01:00 LST, con un área de 12359 km², y que nombramos *evento Córdoba* (Tabla 2.2). El tercer evento no fue reportado por la base de datos de núcleos convectivos de la Universidad de Washington. La selección de este evento fue motivada por el extenso periodo de precipitación observado en agosto de 2021, durante el cual se presentaron diversos desastres a lo largo del Caribe colombiano (Heraldo, 2021; Semana, 2021; Tiempo, 2021). El evento

seleccionado ocurrió el 2 de agosto de 2021 a las 23:00 LST, y lo denominamos *evento Ayapel*. Los nombres dados a los eventos seleccionados corresponden a los departamentos o regiones en los que se detectó su mayor intensidad.

2.4 Reanálisis climático ERA5

Con el objetivo de estudiar los ambientes atmosféricos precursores a la iniciación de los eventos seleccionados, se utilizó el reanálisis climático ERA5 (Hersbach et al., 2020). Este producto de última generación tiene una cobertura global, con un tamaño de rejilla de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (31 km), y una frecuencia horaria. El reanálisis fue utilizado con diferentes fines:

- Para estudiar las condiciones sinópticas (o de gran escala) los días alrededor de la ocurrencia de los eventos de SCMs. Algunos de los patrones estudiados fueron: las EW, con base en los campos filtrados de las anomalías de vorticidad (Giraldo-Cardenas et al., 2022), así como los campos de agua precipitable y vientos meridionales. Otra condición sinóptica de interés fue el estado del CLLJ, de acuerdo al índice propuesto por Amador (2008) y Cook y Vizy (2010). Finalmente, se estudió la distribución de presión sobre el norte de Suramérica y el Caribe, a través de los campos totales y anomalías de altura geopotencial (HGT por sus siglas en inglés) a 850 hPa. Esta variable ha sido utilizada para determinar regiones de baja presión favorables para el desarrollo de SCMs (e.g Houze et al., 2015; Zuluaga y Houze, 2015; Bodine y Rasmussen, 2017; Hoyos et al., 2019).
- Se utilizó un periodo base entre 1979 y 2020 para estimar las anomalías de los campos de vientos, humedad relativa (RH por sus siglas en inglés), divergencia y humedad específica (q), para los niveles de 925, 850, 500 y 200 hPa (los cuales corresponden a aproximadamente 600, 1500, 5500 y 10000 m.s.n.m, respectivamente). Los patrones de estas variables se estudiaron en una ventana desde 6 horas antes de la iniciación de los SCMs hasta la ocurrencia del evento. Acercamientos similares se usaron en estudios como los de Adams et al. (2013), Zuluaga y Houze (2015) y Liu et al. (2020).
- Los campos del reanálisis fueron utilizados como condiciones iniciales y de frontera para los experimentos de simulaciones CP con el modelo WRF.

2.5 Configuración de las simulaciones CP con el modelo WRF

Las simulaciones a resolución CP desarrolladas en este estudio fueron realizadas con el modelo WRF versión 4.1.5 (Skamarock et al., 2021). Se emplearon dos configuraciones de dominios: una primera configuración con tres dominios anidados, el mayor con un tamaño de celda de 12 km, un segundo de 4 km, y finalmente uno de 1.3 km (Figura 2.4). La segunda configuración se planteó con dos dominios anidados, uno de 12 km, con uno interno de 4 km (Figura 2.5). El esquema de Convección de Cumulus sólo estuvo activo en el dominio de 12 km, mientras que

en los dominios internos estuvo apagado, debido a que para resoluciones CP se espera que la convección se resuelva implícitamente (Gutowski et al., 2020; Schär et al., 2020). La configuración de tres dominios fue utilizada en la simulación del evento *Magdalena*, mientras que la configuración de dos dominios fue utilizada en las simulaciones de los eventos *Córdoba* y *Ayapel*. La razón de esta diferencia es que la simulación a 1.3 km desarrollada para el evento *Magdalena* no presentó mejoras notables con respecto a la simulación a 4 km. Por esta razón, y dado el alto costo computacional asociado a una simulación a 1.3 km, las simulaciones para los eventos *Córdoba* y *Ayapel* se desarrollaron para los dominios de 12 y 4 km. En las secciones 4, 5, 6 y 8.1 se precisan los detalles respectivos.

Cada simulación tuvo una duración de 48 horas, empezando 24 horas antes de la iniciación de cada SCM. Una configuración similar fue usada por Rajeevan et al. (2010), Rasmussen y Houze (2016), Bodine y Rasmussen (2017) y Houze et al. (2017). Las simulaciones consideraron 50 niveles verticales, con un tope a 20 hPa.

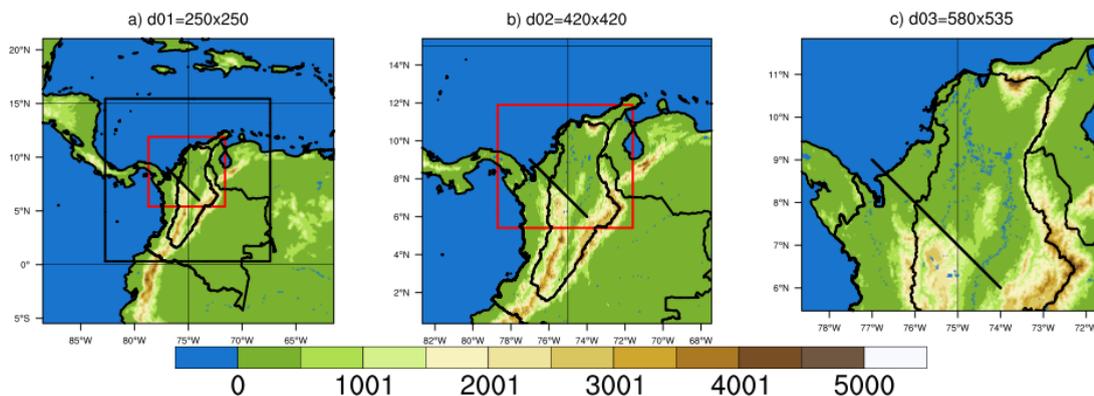


Figura 2.4 Conjunto de dominios utilizados en el experimento del evento *Magdalena* (ver sección 4) . La línea negra representa la región para la que se estimaron las secciones verticales para este evento.

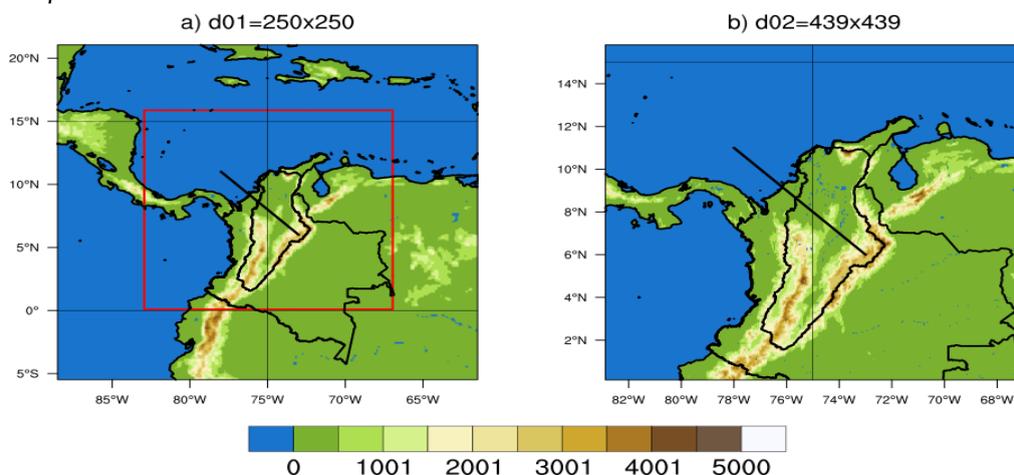


Figura 2.5 Conjunto de dominios utilizado en los experimentos de los eventos *Córdoba* y *Ayapel* (ver secciones 5 y 6, respectivamente). La línea negra representa la región en la que se estimaron las secciones verticales para estos eventos.

2.6 Objetivos

2.6.1 Objetivo general

Explorar las características y procesos asociados al inicio y evolución de Sistemas Convectivos de Mesoescala en el Caribe colombiano durante la temporada de junio a agosto, mediante simulaciones de convección permitida en conjunto con otras fuentes de información.

2.6.2 Objetivos específicos

1. Identificar un conjunto de eventos de Sistemas Convectivos de Mesoescala en el norte de Colombia mediante la base de datos núcleos convectivos, observaciones satelitales y en superficie.
2. Evaluar el desempeño y la sensibilidad del modelo WRF para representar los Sistemas Convectivos de Mesoescala seleccionados, bajo diferentes parametrizaciones.
3. Analizar el comportamiento de la atmósfera antes y durante los eventos de SCMs a la luz del reanálisis climático ERA5, y el modelo WRF a resolución de CP.

3. Climatología del Caribe colombiano

La región Caribe colombiana o NOC posee una topografía principalmente plana cerca a sus costas, la cual aumenta en altura al acercarse a las regiones más al sur, donde se encuentran algunas formaciones montañosas (e.g. la Serranía de San Lucas o los Andes; Figura 3.1). Estas regiones se identifican como *Piedemonte* en la Figura 3.1. Por otro lado, en la costa de Santa Marta se encuentra la montaña costera más alta del mundo, la Sierra Nevada de Santa Marta (Sarmiento-Devia et al., 2013). Una buena parte de NOC se encuentra contenida por: la parte baja de la cuenca MC, dentro de la cual coexisten diferentes fuentes hídricas como los ríos San Jorge y Sinú; y la depresión Momposina, una planicie inundable con diferentes ciénagas, como por ejemplo Ayapel, la cual fue declarada sitio RAMSAR en 2018. Estas regiones se identifican como *Tierra bajas* en la Figura 3.1.

La distribución superficial de la región hace que contenga ambientes desde áridos (en el norte) hasta húmedos (en el sur); además, la configuración orográfica modula la formación de convección local, la cual es un detonante de las tormentas sobre la región (Arias et al., 2021). La presencia de diferentes fuentes hídricas cerca a las montañas hace que esta región sea vulnerable a la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos como los SCMs (Poveda et al., 2020).

Los estimados de precipitación horaria del satélite GPM reportan que las lluvias en el Caribe colombiano tienen un ciclo anual monomodal, con disminuciones entre noviembre y marzo, y aumentos entre la temporada de abril y octubre (Figura 3.2 a). Durante la temporada de interés para este estudio (JJA), no se evidencian aumentos en la precipitación, especialmente entre junio y julio, en la región este periodo es conocido por una relativa disminución en las lluvias con respecto a otras temporadas (e.g. de marzo a mayo, o de septiembre a noviembre). Estas disminuciones han sido relacionadas con un fortalecimiento del CLLJ (Poveda, 2004; Cook y Vizy, 2010).

El ciclo diurno de lluvias en el Caribe colombiano en la temporada JJA según GPM sugiere que la mayor parte de las lluvias se concentran en las noches y madrugadas, entre las 18:00 y 06:00 LST, y estas se ubican principalmente en el sur de la región cerca a los Andes y la Serranía de San Lucas (Figura 3.3 a y d). Durante las mañanas y tardes, las lluvias disminuyen (Figura 3.3 b y c). Este patrón es coherente con lo reportado por las estaciones disponibles de IDEAM en la Figura 1.1.

La Figura 3.4 muestra el lugar y la hora de los máximos de precipitación en la región, indicando que la región más lluviosa del Caribe se encuentra cerca de los Andes, al sur de la región, además de que los eventos de precipitación máxima suelen ser eventos nocturnos. Todas las regiones con topografía marcada (e.g. la

Sierra Nevada de Santa Marta) también presentan sus máximos de precipitación en las noches-madrugada (Figura 3.4 b).

Los eventos de precipitación sobre las costas (regiones más al norte) parecen darse en las mañanas y tardes, aunque con menores magnitudes (Figura 3.3 b y c, Figura 3.4 b). Este contraste entre lluvias relativamente débiles sobre las costas, y fuertes cerca a las montañas puede estar asociado con agentes atmosféricos locales y sinópticos, (e.g. las brisas marinas, y/o el CLLJ), características topográficas (e.g. costa, planicies y montaña), y/o interacción superficie-atmósfera (e.g. ascenso orográfico). Este trabajo busca identificar las posibles configuraciones que pueden favorecer eventos de precipitación asociados a SCMs.

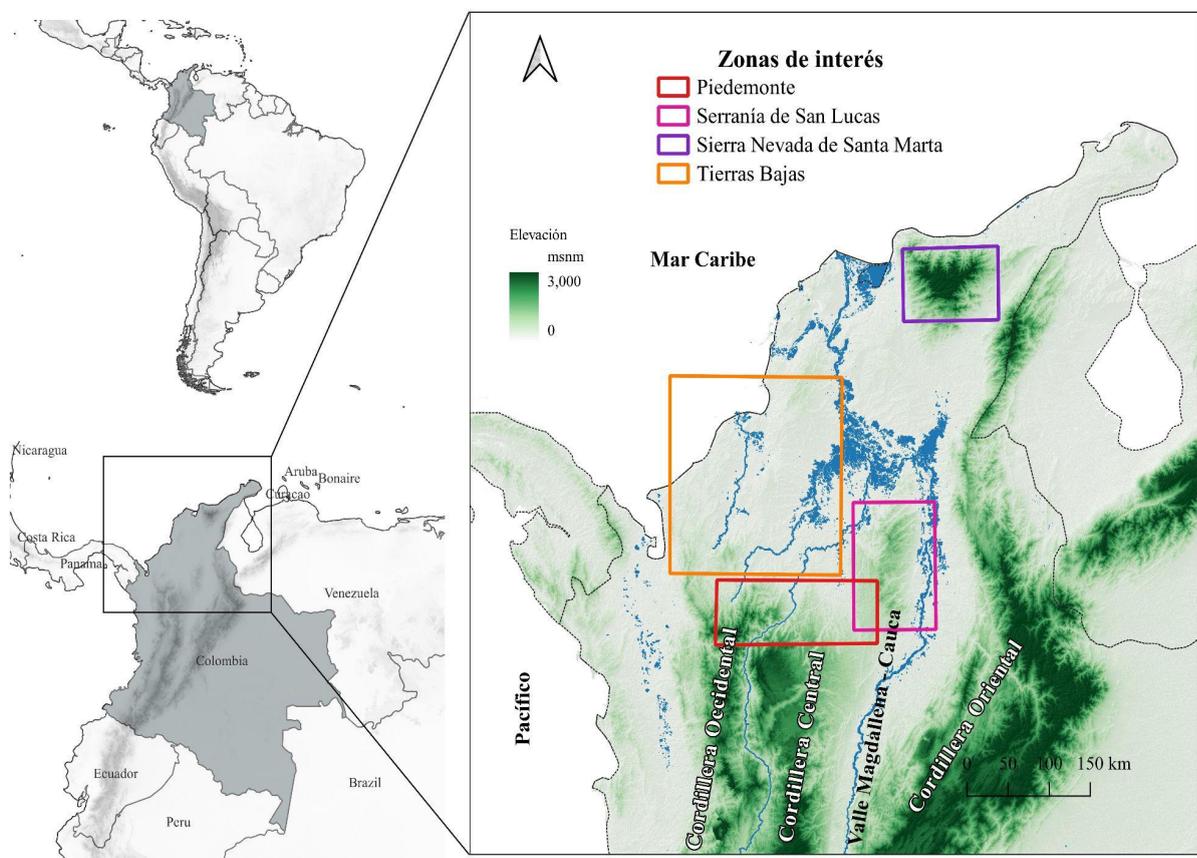


Figura 3.1 Ubicación del norte de Colombia (Caribe colombiano) y definición de zonas de interés para este estudio.

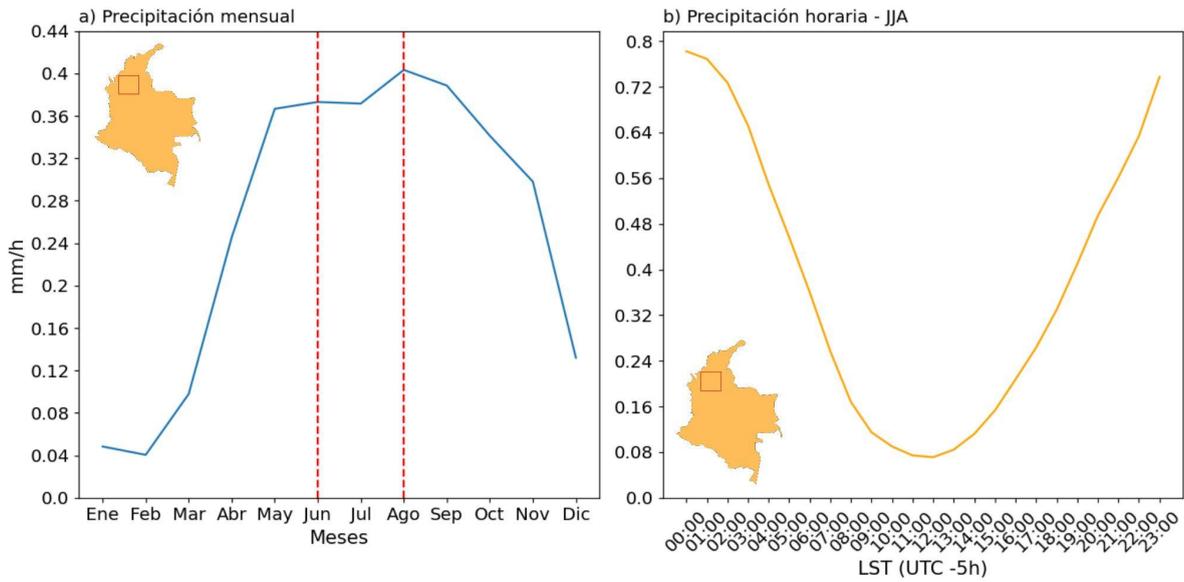


Figura 3.2 Climatología del ciclo anual de precipitación horaria en la región señalada dentro de los mapas, para el periodo 2000–2020 (a). Las líneas rojas señalan la temporada de junio a agosto. Climatología del ciclo diario de precipitación en la región de interés durante la temporada de junio a agosto para el periodo 2000–2020 (b). A partir de información de GPM. Los mapas muestran la región donde el promedio espacial fue calculado.

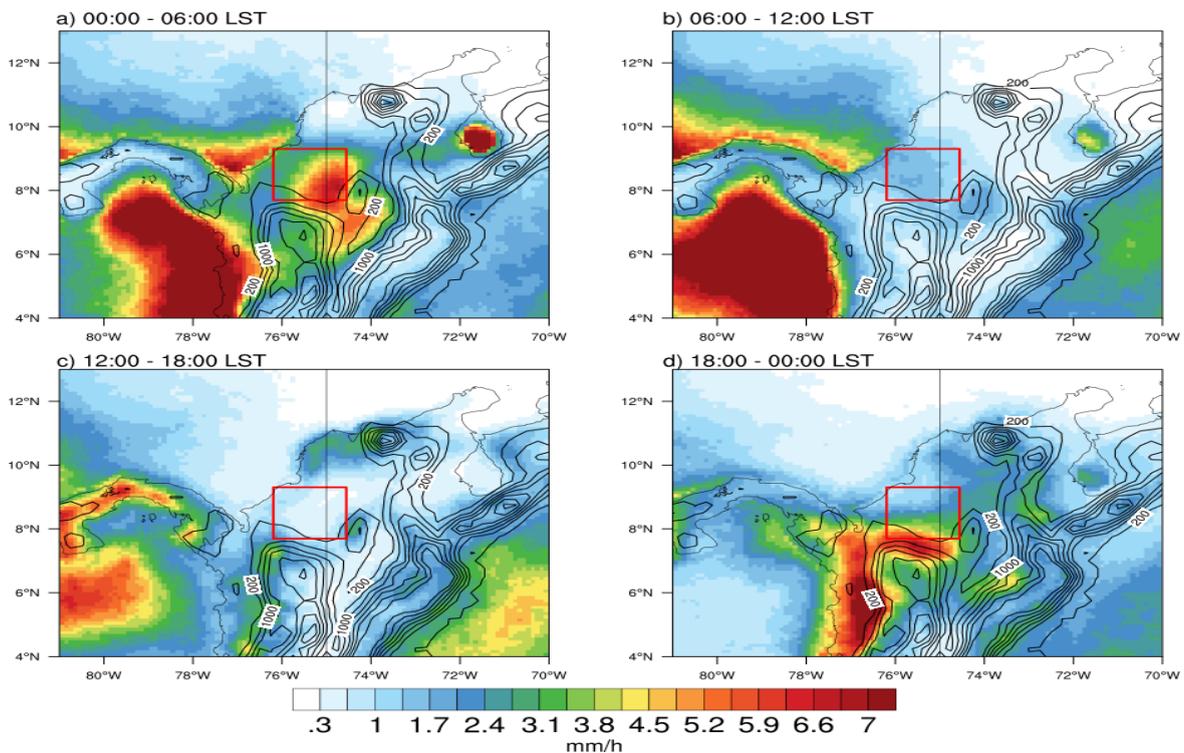


Figura 3.3 Campos de precipitación acumulada cada 6 horas, según lo reportado por GPM, para el periodo base 2000–2020. El cuadro rojo marca la región en la que se estimaron los promedios espaciales mostrados en la **Figura 3.2**.

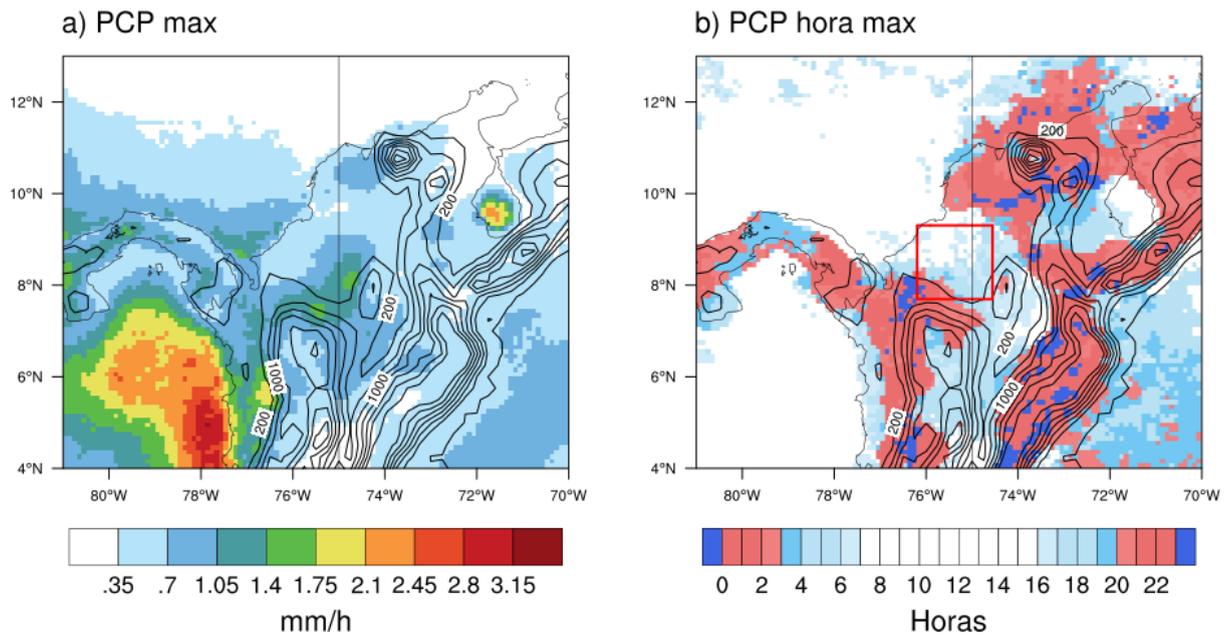


Figura 3.4 a) Campos de precipitación máxima diaria, y b) hora en la que se registra el máximo de precipitación en cada píxel según GPM para el periodo 2000–2020. El cuadro rojo marca la región para la que se estima la hora promedio de precipitación máxima considerada en la **Figura 3.6**.

Los patrones espaciales y temporales de la precipitación sobre el Caribe colombiano son coherentes con la estacionalidad de los SCMs reportada en la literatura (Houze et al., 2015; Zuluaga y Houze, 2015; Jaramillo et al., 2017; Liu et al., 2020). La coincidencia entre máximos de lluvia y la ocurrencia de SCMs podría sugerir que estos tienen un peso importante en el comportamiento medio de los eventos de precipitación máxima.

La Figura 3.5 muestra los ciclos anuales y diurnos promedio para un periodo base entre 1979 y 2020, según datos del reanálisis ERA5. En los niveles de 925 y 500 hPa, hay señales de convergencia la mayor parte del año, con una temporada de intensificación en los meses entre mayo y septiembre, y debilitamientos entre octubre y abril (Figura 3.5 a). En el nivel de 850 hPa, se notan señales de divergencia entre noviembre y abril, las cuales se debilitan entre mayo y septiembre (Figura 3.5 a). El ciclo anual de agua precipitable tiene un comportamiento similar al de precipitación (Figura 3.2), presentando un ciclo monomodal con aumentos entre abril y octubre, y disminuciones entre diciembre y marzo (Figura 3.5 c). De nuevo, se observa una pequeña disminución alrededor de julio (Figura 3.5 c).

El ciclo anual de vientos muestra que los vientos de bajo nivel (i.e. 925 y 850 hPa) presentan magnitudes entre 0 y 3 m/s, mientras que los vientos a 500 hPa tienen magnitudes de 4–8 m/s (Figura 3.5 e). En los niveles de 850 y 500 hPa, se aprecian vientos fuertes entre los meses de mayo a octubre, y débiles entre octubre y abril (Figura 3.5 e). Al nivel de 925 hPa, la estacionalidad fue opuesta, i.e. vientos fuertes entre octubre y abril, y vientos débiles entre mayo y septiembre (Figura 3.5 e).

El ciclo diurno para la temporada de JJA evidencia patrones interesantes durante las noches, cuando suelen tomar lugar los SCMs (Zuluaga y Houze, 2015; Jaramillo et al., 2017; Liu et al., 2020). Al nivel de 925 hPa, se observan patrones de convergencia entre las 14:00 y las 10:00 LST, la cual se intensifica de 20:00 a 00:00 LST (Figura 3.5 b). Al nivel de 500 hPa, se observa convergencia durante la mayor parte del día, no obstante también se identifican intensificaciones entre las 20:00 y las 00:00 LST (Figura 3.5 b). Estos mismos periodos de convergencia/divergencia, coinciden con el ciclo diurno de agua precipitable, la cual aumenta durante las noches (Figura 3.5 d). Vale la pena resaltar que el ciclo diurno de PW en JJA, tiene un comportamiento similar al ciclo diurno de precipitación según GPM (Figura 3.2 b y 3.5 d). Al nivel de 850 hPa, hay señales de divergencia entre las 20:00 y las 05:00 LST, y de convergencia entre las 13:00 y las 17:00 LST (Figura 3.5 b).

El ciclo diurno de la magnitud del viento para los niveles de 925 y 500 hPa muestran aumentos durante la tarde y la noche, i.e. entre las 17:00 y las 02:00 LST (Figura 3.5 f). Al nivel de 850 hPa, se observan aumentos entre las 06:00 y las 12:00 LST, y disminuciones entre las 13:00 y las 05:00 LST (Figura 3.5 f). Los aumentos en la velocidad del viento durante las noches, especialmente en los niveles bajos (e.g 925 hPa), pueden favorecer el transporte de aire y la formación de regiones convectivas (Markowski y Richardson, 2010).

Al realizar un promedio espacial sobre la región señalada en la Figura 3.4 b, se encuentra que la hora promedio de máxima precipitación en la temporada JJA es aproximadamente a las 00:00 LST (05:00 UTC), es decir, en la madrugada (i.e. primeras horas del día). La Figura 3.6 muestra los patrones de divergencia de vientos y agua precipitable en una ventana de 6 horas antes del momento de máxima precipitación identificado a las 0 am. Se puede observar que entre 6 y 4 horas antes (i.e 19:00 - 21:00 LST), se identifican los vientos mar-tierra, los cuales pueden estar asociados a señales de convergencia continental al nivel 925 hPa. Estos vientos viajan desde la costa hasta el sur de la región, donde se encuentran con los Andes. Adicionalmente, se puede apreciar la entrada de vientos desde el Pacífico (Figura 3.6 a y e). Durante este mismo periodo se observan vientos desde el este al nivel de 925 hPa, con señales débiles de convergencia (Figura 3.6 b y f). Al nivel de 500 hPa, se observan señales más claras de convergencia, posiblemente asociadas a los vientos que alcanzan la región desde el sureste (Figura 3.6 c y g). El periodo entre las 6 y 4 horas antes del máximo de precipitación muestra los mayores contenidos de agua precipitable sobre el continente, especialmente cerca de los Andes, al sur de la región (Figura 3.6 d y h). Estos ingredientes pueden favorecer la formación de eventos de lluvia.

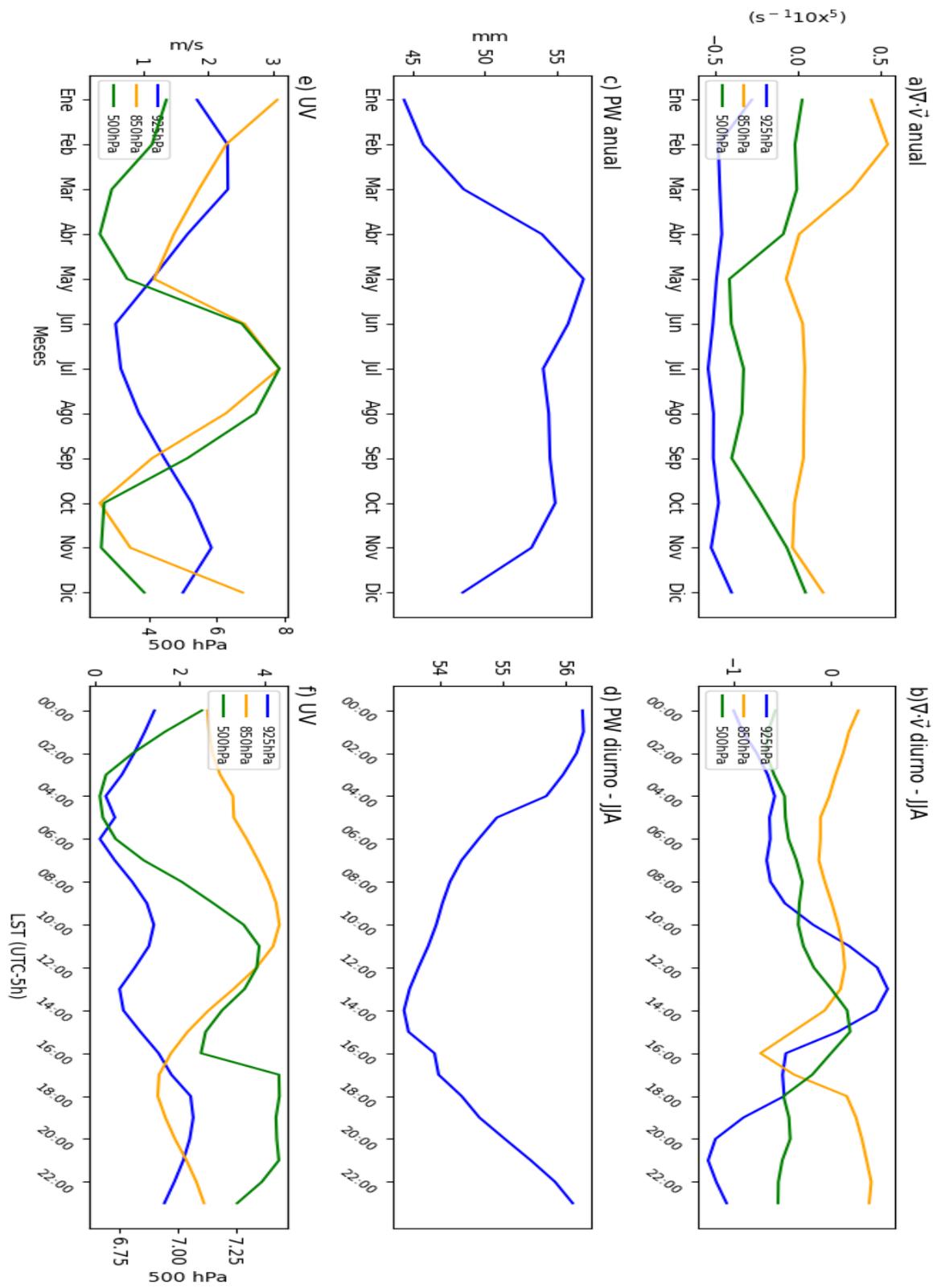


Figura 3.5 Climatología del ciclo anual y el ciclo diurno para: divergencia a 925, 850 y 500 hPa (a y b); agua precipitable (c y d); y magnitud del viento a 925, 850 y 500 hPa (e y f), a partir de información de ERA5 para el periodo 1979-2020.

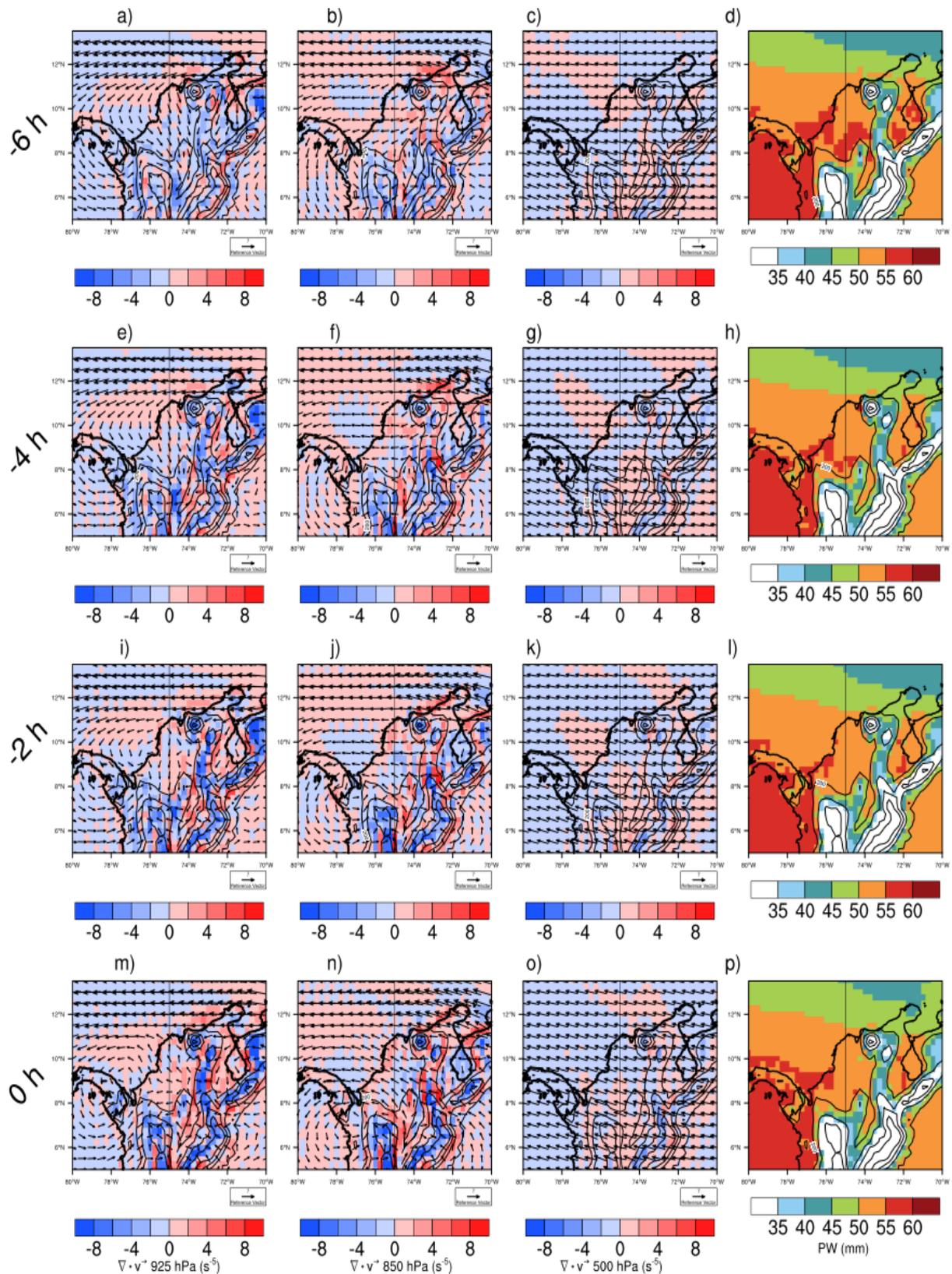


Figura 3.6 Climatología de campos atmosféricos para una ventana de 6, 4, 2 y 0 horas antes de la hora de máxima precipitación diaria en la región de interés (i.e 5:00 LST). Divergencia y vientos a 925 hPa (a, e, i y m), divergencia y vientos a 850 hPa (b, f, j y n), divergencia y vientos a 500 hPa (c, g, k y o), y agua precipitable (d, h, l y p), a partir de información de ERA5 para el periodo 1979–2020.

Durante las dos horas previas al máximo de precipitación (i.e entre las 22:00 y las 00:00 LST), los vientos mar-tierra al nivel de 925 hPa rotan en sentido horario, hasta presentar patrones cercanos a los vientos tierra-mar (Figura 3.6 i y m). El cambio en la dirección de estos vientos debilita la convergencia, la cual pasa a ser divergencia para la hora 0 (Figura 3.6 m). Al nivel de 850 hPa, los vientos toman una dirección hacia el noroeste. Al parecer el cambio en la dirección del viento favorece la convergencia sobre el continente (Figura 3.6 j y n). Al nivel de 500 hPa, los vientos del sureste se fortalecen, lo cual debilita las señales de convergencia sobre la región (Figura 3.6 k y o). Durante la noche (22:00 - 00:00 LST), se observa una disminución en los niveles de agua precipitable sobre el Caribe (Figura 3.6 l y p), posiblemente relacionado con el debilitamiento de la convergencia de los vientos. Otro factor que puede disminuir el agua precipitable es la ocurrencia de lluvias, la cual aumenta durante estas horas del día (Figura 3.3 a).

La Figura 3.7 muestra el ciclo diurno de vientos y humedad relativa sobre algunas regiones desde las cuales puede haber transporte de humedad hacia el Caribe colombiano: la región Pacífico, desde donde puede haber transporte zonal de humedad hacia el este; la región MC, desde donde puede haber transporte meridional hacia el norte; y la región Caribe, desde donde puede haber transporte meridional hacia el sur.

En promedio sobre la región Pacífico, el ciclo diurno de humedad relativa es similar en todos los niveles estudiados (925, 850 y 500 hPa), mostrando aumentos entre las 16:00 y las 05:00 LST, y disminuciones entre las 06:00 y las 15:00 LST (Figura 3.7 a). Teniendo en cuenta que las masas de aire deben viajar hacia el este para alcanzar el Caribe colombiano, las series de tiempo del viento meridional muestran que solo hay transporte de humedad al nivel de 925 hPa entre las 10:00 y las 00:00 LST (Figura 3.7 d y g). A los niveles de 850 y 500 hPa, hay vientos y flujo zonal de humedad hacia el oeste (i.e. hacia el mar) durante todo el ciclo diurno (Figura 3.7 d y g).

La climatología del ciclo diurno de la RH sobre la región MC muestra aumentos marcados entre las 16:00 y las 08:00 LST, y disminuciones entre las 07:00 y las 15:00 LST (Figura 3.7 b). Este patrón se observa en todos los niveles. Los vientos y el flujo meridional de humedad muestran que, en promedio, hay una entrada de vientos hacia el Caribe colombiano desde la región MC entre las 00:00 y las 17:00 LST en los niveles de 925 y 850 hPa, siendo más fuertes a 850 hPa (Figura 3.7 e y h). Los ciclos diurnos de la RH y los vientos en los niveles bajos (i.e. 925 y 850 hPa) presentan momentos del día en los que sus ciclos tienen patrones que sugieren una posible relación entre las variables. Por ejemplo, cuando los vientos comienzan a tener una dirección hacia el norte alrededor de las 00:00 LST, los niveles de RH comienzan a decrecer 1-2 horas después; mientras que cuando los vientos toman dirección hacia el sur (~ desde las 17:00 LST), los niveles de RH aumentan paulatinamente (Figura 1.7 b y e). Lo anterior sugiere que la entrada de vientos

desde el sur está posiblemente asociada a la entrada de aire seco. Lo anterior podría ser un posible factor en la variabilidad diurna de la humedad y los vientos sobre la región, además de la variabilidad independiente de cada variable asociada a otros factores (e.g. la radiación). Al nivel de 500 hPa, se observan vientos y flujo de humedad hacia el norte a lo largo de todo el ciclo diurno, con dos picos a las 13:00 LST y a las 03:00 LST. El segundo pico es el máximo del ciclo diurno.

Así, el máximo transporte de humedad en los niveles bajos se da alrededor de las 10:00 LST, mientras que a niveles medios se observan en la noche-madrugada. Teniendo en cuenta que la hora de precipitación máxima promedio en la región es cerca a las 00:00 LST, el pico de transporte de humedad a 500 hPa parece favorecer la formación de lluvias, mientras que en los niveles bajos se favorece cuando hay un debilitamiento de los vientos desde el sur.

Sobre la región Caribe, el comportamiento de la RH a 925 y 850 hPa tiene similitudes, mostrando aumentos entre las 12:00 y las 18:00 LST, y disminuciones entre las 19:00 y las 11:00 LST; no obstante, los valores a 925 hPa oscilan entre 80 y 85%, mientras que para 850 hPa oscilan entre 74 y 76% (Figura 3.7 c). Al nivel de 500 hPa, se identifican aumentos entre las 15:00 y las 05:00 LST, y disminuciones entre las 06:00 y las 14:00 LST. Los valores oscilan entre 58 y 64 % (Figura 3.7 c). Los vientos y flujo de humedad sobre la región al nivel de 925 hPa mostraron transporte hacia el sur entre 14:00 LST y 03:00 LST, con un pico de velocidad y flujo de humedad alrededor de las 19:00 LST (Figura 3.7 f y i). La dirección del viento hacia el sur sugiere vientos mar-tierra sobre la costa; sin embargo, estos parecen prolongarse durante varias horas de la noche, lo cual es inusual para el conocido patrón de brisas marinas, el cual tiene vientos mar-tierra durante las tardes, y vientos tierra-mar durante las noches (Simpson et al., 1977; Miller et al., 2003). Además, se observa un fortalecimiento de los vientos durante la noche. Es posible que este aumento nocturno de velocidad favorezca el que los vientos se mantengan con dirección mar-tierra (Tijm et al., 1999). Así, el transporte de humedad del mar al continente puede mantenerse por más tiempo, favoreciendo la formación de un ambiente húmedo.

Al nivel de 850 hPa, se identifican vientos y flujo de humedad hacia el norte (i.e. hacia el mar) entre las 00:00 y las 15:00 LST, y movimientos hacia el sur (i.e. hacia el continente) entre las 16:00 y las 23:00 LST. Los valores de flujo de humedad hacia el sur no superan los 4 g m/kg s, lo cual sugiere que a este nivel las masas de aire pueden tener bajos contenidos de vapor agua (Figura 3.7 f y i). Al nivel de 500 hPa, hay vientos con dirección principalmente hacia el norte, con un pico máximo alrededor de las 11:00 LST y su mínimo a las 20:00 LST (Figura 3.7 f y i).

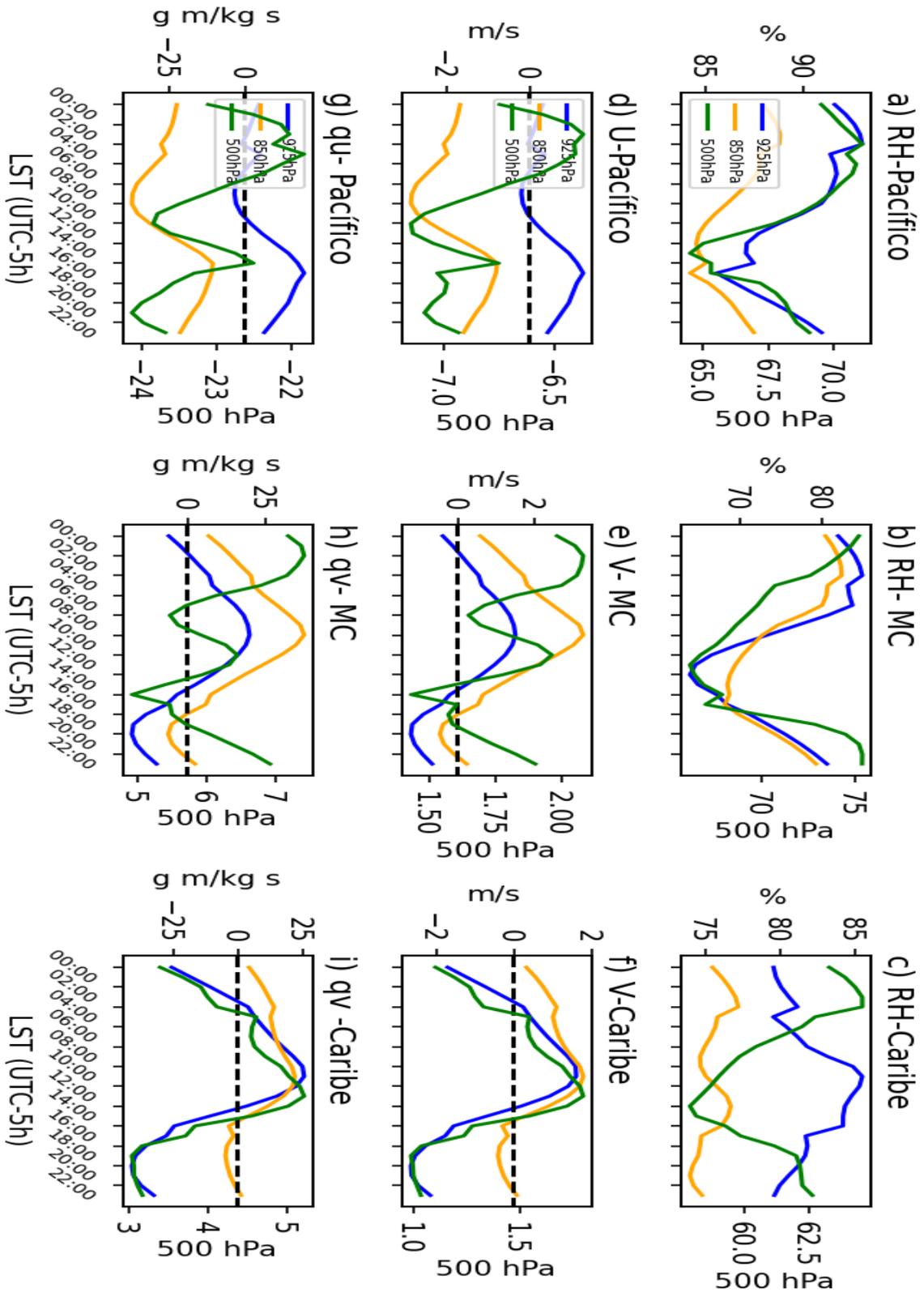


Figura 3.7 Climatología del ciclo diario de humedad relativa (RH), viento zonal y meridional, y flujo zonal y meridional de humedad específica, para las regiones del Pacífico (a, d y g), Magdalena-Cauca (b, e y h), y Caribe (c, f y i), a partir de información de ERA5 para el periodo 1979–2020.

En resumen, la climatología sobre en el norte de Colombia muestra que los picos máximos de precipitación se dan durante la noche-madrugada, especialmente al sur de la región, donde se ubican la Serranía de San Lucas y los Andes (Figura 3.2 b, Figura 3.3 a, Figura 3.4). Las condiciones previas a los máximos de precipitación muestran aumentos paulatinos de PW desde 6-8 horas antes, posiblemente asociados a la convergencia de vientos a 925 y 500 hPa, especialmente (Figura 3.5 b y d, y Figura 3.6 a, e, i, m, c, g, k, o). Los vientos que promueven la convergencia pueden provenir desde el Pacífico al nivel de 925 hPa (Figura 3.7 d y g), desde el valle MC al nivel de 925 y 850 hPa (Figura 3.7 e y h), y desde la costa Caribe al nivel de 925 hPa y 850 hPa (Figura 3.7 f y i).

Como se discute en la sección 2, este Trabajo de Investigación se centra en el diagnóstico de tres eventos de SCM sobre la región de estudio. Las siguientes secciones discuten estos eventos a partir del análisis de diferentes fuentes de información observacional y de reanálisis, y de simulaciones a resolución CP con WRF.

4. Evento “Magdalena 2018”

El primer evento de SCM a analizar en este trabajo es el que hemos denominado evento *Magdalena* (Tabla 2.2), ocurrido entre la noche y madrugada del 17 y el 18 de junio de 2018. La base de datos de núcleos convectivos de la Universidad de Washington (Wang et al., 2019) reportó que el núcleo convectivo ancho y profundo asociado al evento tuvo un área de 71304 km², con su centro en 8.6°N y 75.28°W. En el boletín de condiciones hidrometeorológicas publicado por el IDEAM, se emitieron alertas rojas debido a posibles aumentos en los niveles del río Cauca, lo cual representó un riesgo de inundación en las planicies inundables de Ayapel, San Jacinto del Cauca y Achí, además de algunos sectores como San Benito de Abad, Caimito, San Marcos, Majagual y Guaranda. Adicionalmente, se levantó una alerta naranja por el crecimiento del río San Jorge (IDEAM, 2018). El índice ONI para el trimestre JJA de 2018 presentó valores de 0.1, lo cual sugiere condiciones neutrales del ENSO (NOAA, 2022).

4.1 Patrones de nubosidad y precipitación a partir de NCEP, PERSIANN, GPM e IDEAM

La Figura 4.1 muestra los campos de nubosidad profunda y precipitación para diferentes etapas del evento Magdalena. La formación del SCM fue producto de la aglomeración organizada de tres núcleos convectivos profundos al sur de Córdoba, donde están presentes los Andes (Figura 4.1 a). A continuación, se describen brevemente estos aspectos, que son discutidos a detalles en las secciones que siguen.

1. Se identificó un núcleo formado en el piedemonte de la cordillera occidental, posiblemente consecuencia del ascenso orográfico. Este no presentó algún desplazamiento aparente.
2. Se pudo observar un sistema convectivo profundo sobre el valle de la cuenca MC durante este evento. Este tipo de sistemas convectivos suelen presentarse durante las noches y son producto de la convección orográfica húmeda dentro del cañón (Rios, 2019; Hernandez-Deckers, 2022). Este núcleo convectivo presentó una dirección hacia el noroeste.
3. También se identificó un núcleo convectivo con dirección hacia el oeste. Este se vio fortalecido al pasar sobre la cordillera oriental, donde debido a un posible forzamiento orográfico, se pudo presentar un mayor desarrollo de la nube.

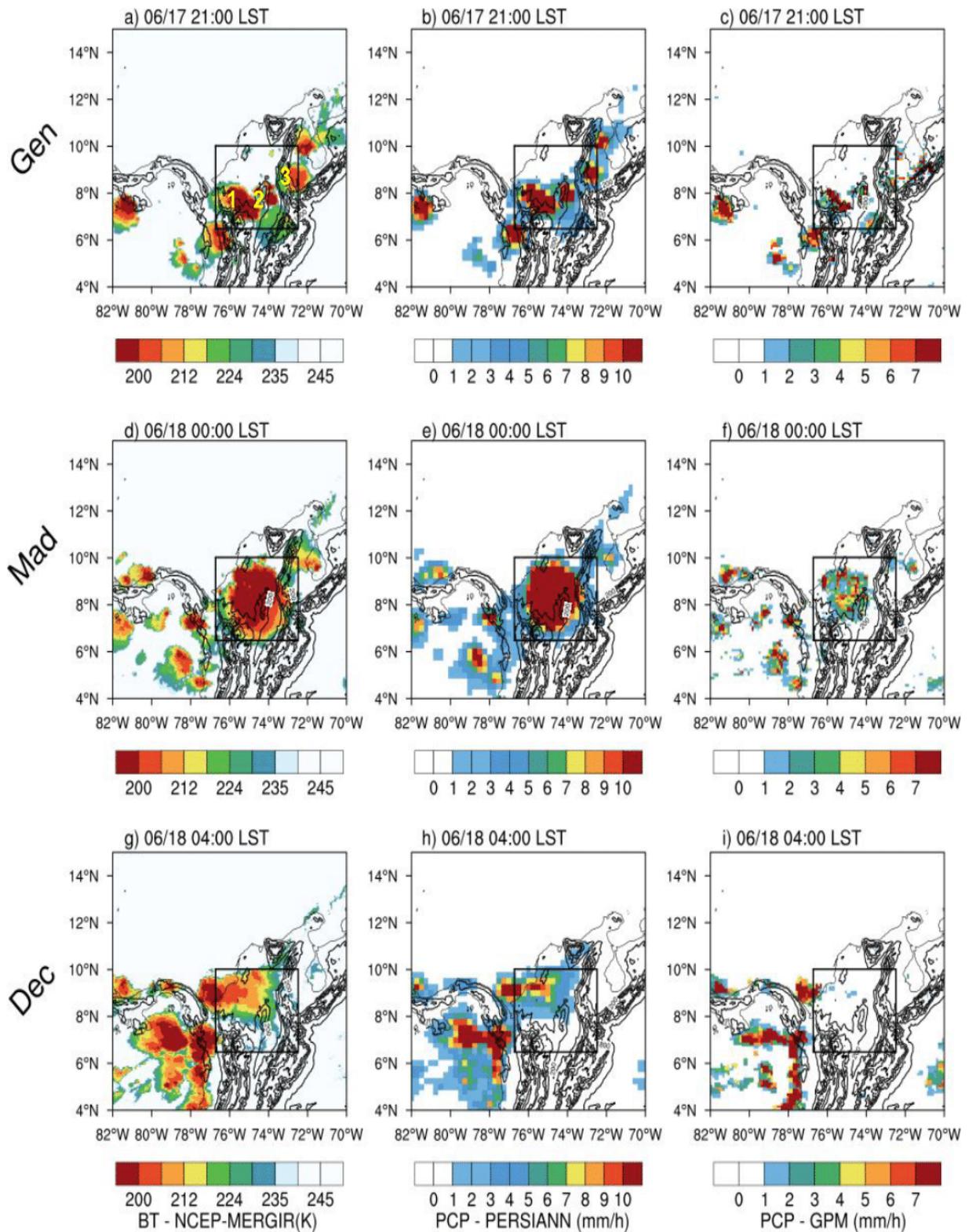


Figura 4.1 Campos de temperatura de brillo (BT, por sus siglas en inglés) de NCEP-MERGIR y precipitación (PCP) de PERSIANN y GPM para las etapas de génesis (a-c), maduración (d-), y decaimiento (g-i) del ciclo de vida del evento Magdalena. Los rectángulos muestran las regiones en las que se estimaron los promedios espaciales de las Figuras 4.2 y 4.3.

Una vez los núcleos formaron una única entidad organizada, le tomó al conglomerado ~2 horas más alcanzar la etapa de maduración (Figura 4.1 d-f). En este momento se observó el máximo de área de nubosidad y la mayor intensidad de precipitación (Figura 4.2). El SCM presentó una dirección hacia el noroeste, con un movimiento lento. Posterior a las 04:00 LST del 18 de junio, la tormenta comenzó a disminuir en área y a presentar una aceleración en su movimiento hacia el mar Caribe (Figura 4.1 g-j). Finalmente, en su etapa de decaimiento, se dio la desorganización del SCM, hasta disiparse en su totalidad. Para esta etapa de su ciclo de vida, las señales de precipitación habían cesado (Figura 4.2).

En la serie de tiempo de la Figura 4.2 se muestra la evolución temporal de las áreas reportadas por la BT de NCEP-MERGIR y la precipitación de GPM. Ambas fuentes de información coinciden en el crecimiento del evento desde la fase de iniciación (19:00 LST del 17 de junio) hasta alcanzar la maduración (~00:00 LST del 18 de junio). El evento superó el umbral de 10000 km² desde su etapa de génesis alrededor de las 16:00 LST del 17 de junio.

Los SCMs suelen alcanzar su máximo de precipitación alrededor de su etapa de maduración (Houze, 2018). Dicho patrón puede observarse en la serie de precipitación anexa a la Figura 4.2, entre las 00:00 y 03:00 LST del 18 de junio. Posteriormente, el sistema comenzó a perder área y a precipitar menos, es decir, entró en su etapa de decaimiento, hasta finalizar a las 07:00 LST del 18 de junio.

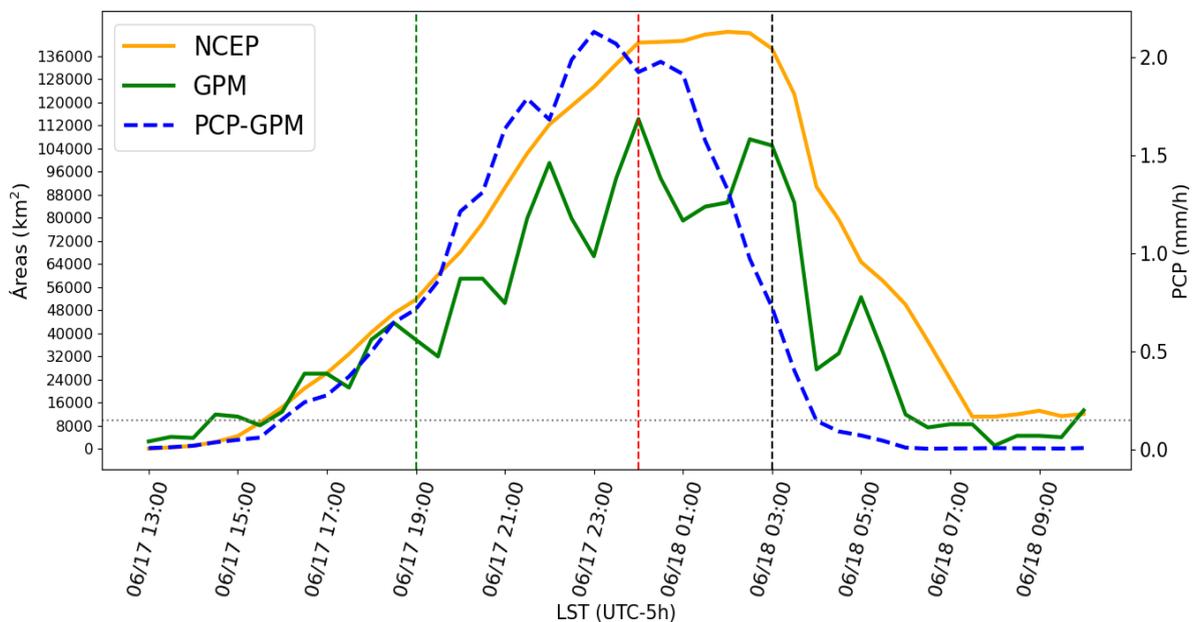


Figura 4.2 Serie de tiempo del área registrada por la temperatura de brillo de NCEP-MERGIR (curva naranja) y GPM (curva verde), y la tasa de precipitación (curva en rayas azules) de GPM para el evento Magdalena. La línea punteada verde marca el momento de génesis, la línea punteada negra el momento de maduración, y la línea punteada roja el momento de decaimiento del evento Magdalena.

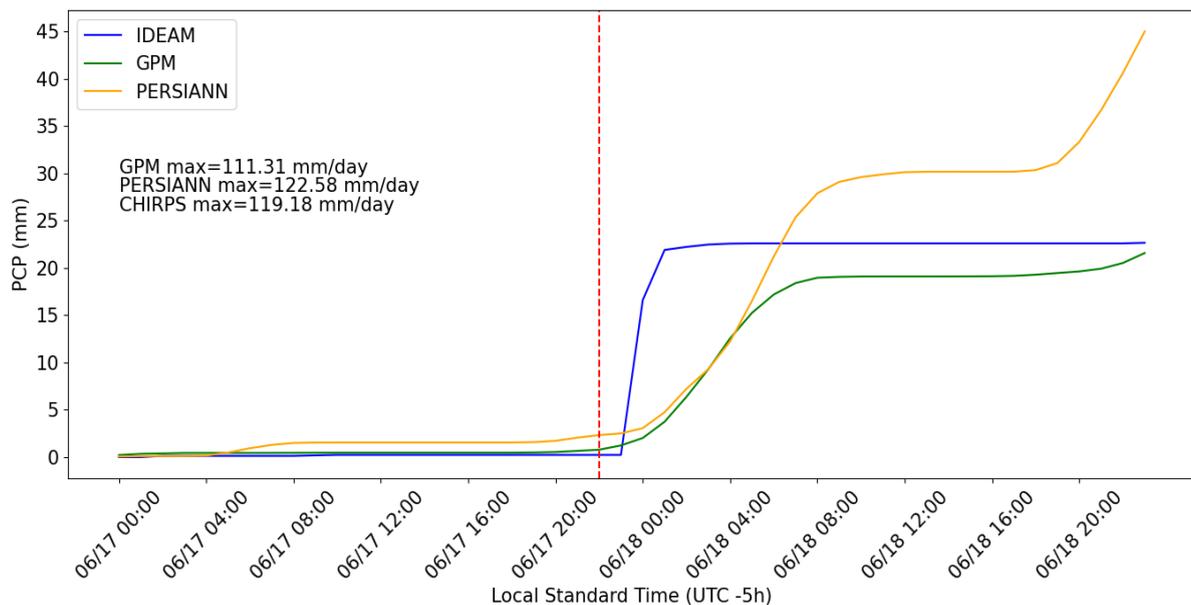


Figura 4.3. Serie de tiempo de precipitación acumulada medida por IDEAM (azul), GPM (verde) y PERSIANN (naranja) para el evento Magdalena. Los valores corresponden al píxel con el estimado más alto de precipitación acumulada. La línea roja indica el momento de iniciación del evento.

Como es usual de los SCMs, las señales de precipitación cesan unas horas antes de que los patrones de nubosidad profunda se disipen en totalidad (Houze, 2018). Para el evento Magdalena, la lluvia cesó 3 horas antes de que la nubosidad se disipara. Acorde a los patrones de nubosidad y precipitación, el SCM tuvo una duración de aproximadamente 8 horas.

La Figura 4.3 compara los promedios espaciales de los acumulados de precipitación estimados por GPM, PERSIANN e IDEAM. Las diferentes bases de datos mostraron un aumento de la precipitación después de la iniciación del evento (21:00 LST del 17 de junio). Las observaciones de IDEAM mostraron un marcado aumento de precipitación en tan solo 3 horas, pasando de 0 a 22 mm, mientras que los aumentos de precipitación en PERSIANN y GPM se mantuvieron durante aproximadamente 5 horas más. Lo anterior señala una posible sobreestimación en la duración de la tormenta por parte de los estimados satelitales. Por otro lado, los acumulados de PERSIANN sobrestimaron la precipitación acumulada mientras que los de GPM los subestimaron con respecto a IDEAM.

Según los acumulados mensuales de precipitación promediados para diferentes estaciones del IDEAM (Montería, Lorica, Ayapel, Valencia y Sahagún; IDEAM, 2022), los acumulados medidos in situ aportaron ~12% de la precipitación mensual; es decir, en cuestión de pocas horas, un único SCM logró precipitar una décima parte de la precipitación total para un mes de junio promedio. Por otro lado, al extraer los píxeles de máxima precipitación asociada al evento de los campos de acumulados

diarios de GPM, PERSIANN y CHIRPS, se observó que todas las bases de datos presentaron valores por encima de los 110 mm/día, confirmando así, la intensa precipitación asociada al evento Magdalena.

4.2 Condiciones sinópticas

4.2.1 Ondas del Este y CLLJ

Las perturbaciones generadas por las ondas tropicales pueden generar regiones de bajas presiones en niveles bajos, conduciendo a la convergencia de masas de aire y dando pie a la formación de fenómenos convectivos. En el caso de Colombia, una EW con las condiciones adecuadas puede favorecer la entrada y convergencia de aire húmedo, favoreciendo el desarrollo de sistemas convectivos (Giraldo-Cardenas et al., 2021).

En la Figura 4.4 se puede observar los patrones de variables típicamente empleadas para la identificación de una EW, durante 2 días antes del evento Magdalena. Para este evento, no se observaron patrones relacionados al paso de una EW: no se observaron patrones de V invertida en las líneas de corriente a ningún nivel, ni regiones con altos niveles de agua precipitable, al igual que no se observaron regiones con valores positivos de viento meridional (Figura 4.4). Además, no se evidenció el avance hacia el oeste de anomalías positivas de vorticidad, PW, o viento meridional a lo largo de los días estudiados (Figura 4.4). Esto sugiere que durante los días alrededor del evento Magdalena, no se presentó la actividad de una EW.

El diagrama Hovmöller (longitud-tiempo) de las anomalías positivas de vorticidad y precipitación que se muestra en la Figura 4.5 (b-c) confirma que no se observaron patrones que sugieran el paso de una EW, debido a que no se identifica un desplazamiento hacia el oeste de las señales de divergencia, a diferencia de como ocurrió en los eventos Córdoba y Ayapel (ver secciones 5 y 6).

De otro lado, la temporada JJA suele presentar un CLLJ fortalecido, el cual desfavorece la formación de precipitación en el norte de Suramérica (Cook y Vizy, 2009). Durante la mayor parte del día del evento, se dio un fortalecimiento del CLLJ (ver Figura 4.5 a). Teniendo en cuenta los mecanismos mencionados por Cook y Vizy (2009), este patrón dificulta la entrada de humedad desde el mar Caribe hacia las costas de Colombia. No obstante, pese a que se identificó un CLLJ fuerte para el día del evento Magdalena, el SCM logró desarrollarse sobre el norte de Suramérica.

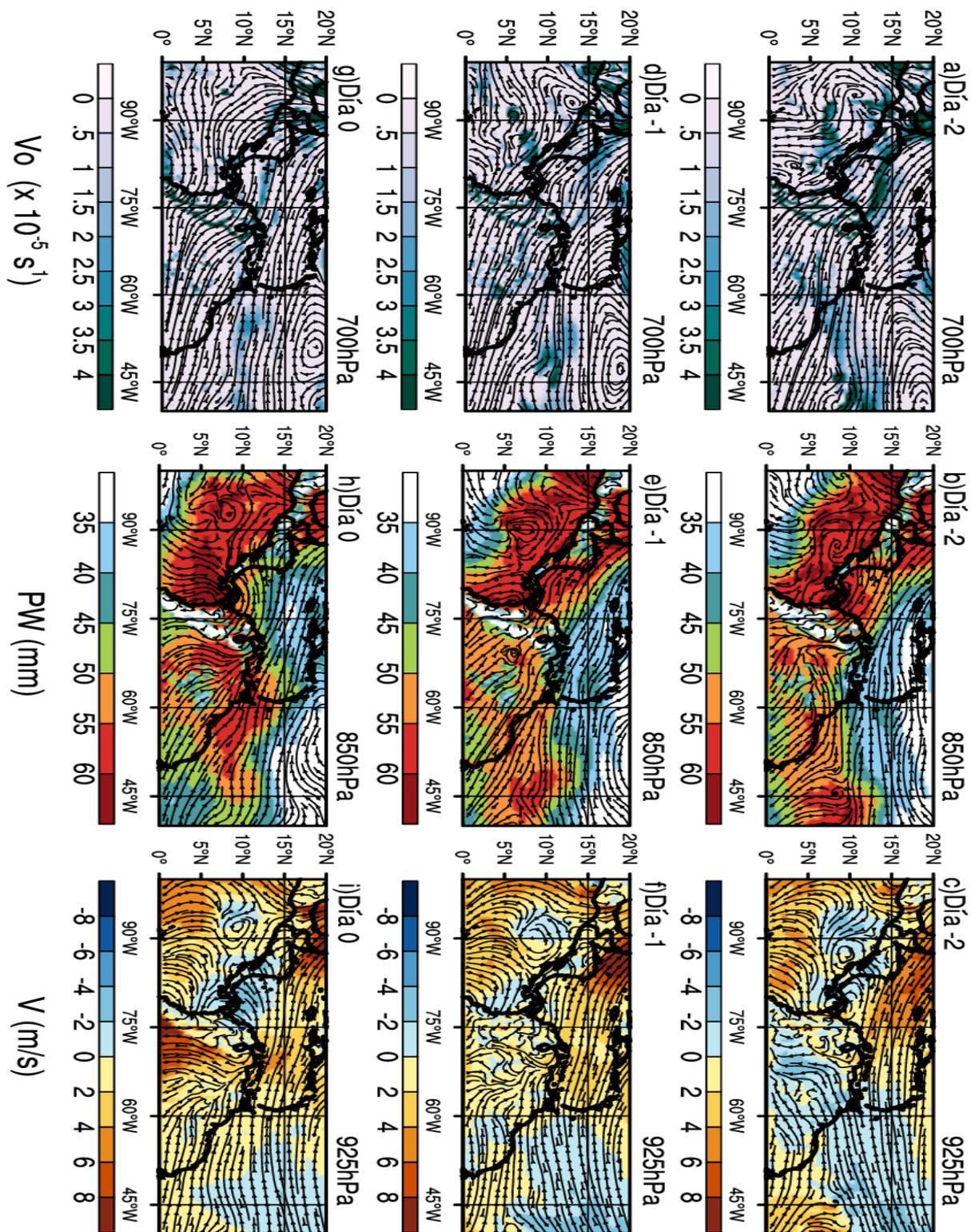


Figura 4.4 Campos de vorticidad filtrada (V_o) con líneas de corriente a 700 hPa (a, d y g), agua precipitable (PW) con líneas de corriente a 850 hPa (b, e y h), y viento meridional (V) con líneas de corriente a 925 hPa (c, f y i) para varios días antes de la ocurrencia del evento Magdalena, a partir de información de ERA5. El día -2 corresponde al 16 de junio de 2018, el día -1 corresponde al 17 de junio, y el día 0 corresponde al 18 de junio (día del evento).

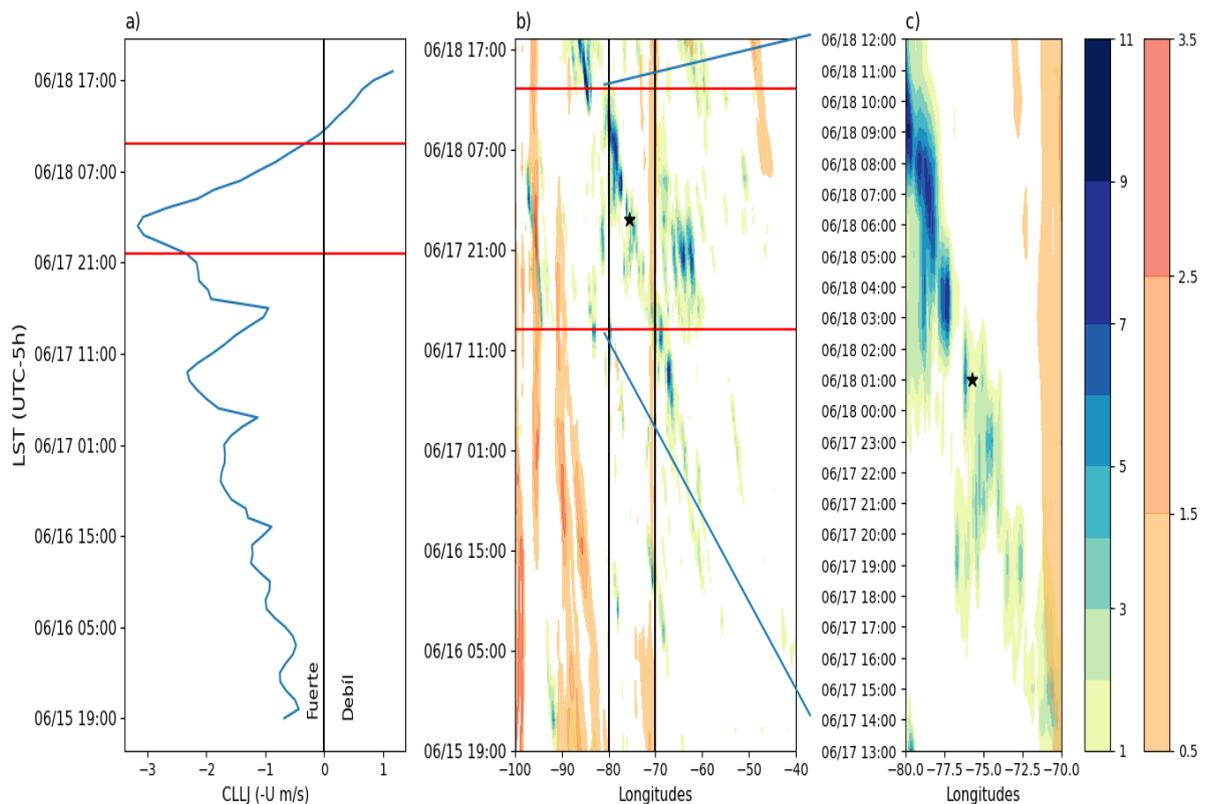


Figura 4.5 a) Serie de tiempo del índice del CLLJ. Las líneas rojas delimitan el periodo de actividad del evento Magdalena. b) Diagrama Hovmöller de vorticidad positiva (contornos rojos) y precipitación (contornos azules) durante la duración del evento. Las líneas negras delimitan las longitudes del norte de Colombia y las líneas rojas delimitan 24 horas alrededor del evento c) Un acercamiento a la región y periodo delimitado en la Figura 4.5 b. Las series de tiempo y campos son estimados a partir de información de ERA5.

4.2.2 Altura geopotencial sobre el norte de Suramérica

El día del evento Magdalena (18 de junio de 2018), hubo un gradiente horizontal de altura geopotencial a 850 hPa, con los valores más altos al sur del continente (regiones con mayores presiones) y los valores más bajos sobre el norte del continente (regiones con menores presiones). Dicho patrón fue observado en los campos totales y en las anomalías de esta variable (Figura 4.6 a-b). Esta distribución de altura geopotencial (y por tanto presión) continental pudo haber favorecido que los vientos a este nivel fueran hacia el norte; así, se dieron fuertes vientos desde la cuenca del Amazonas hacia el norte del continente, alcanzando el mar Atlántico (Figura 4.6 a-b). Espinoza et al. (2020) sugiere que esta distribución de vientos y presión favorece la ocurrencia de precipitación en el norte del continente.

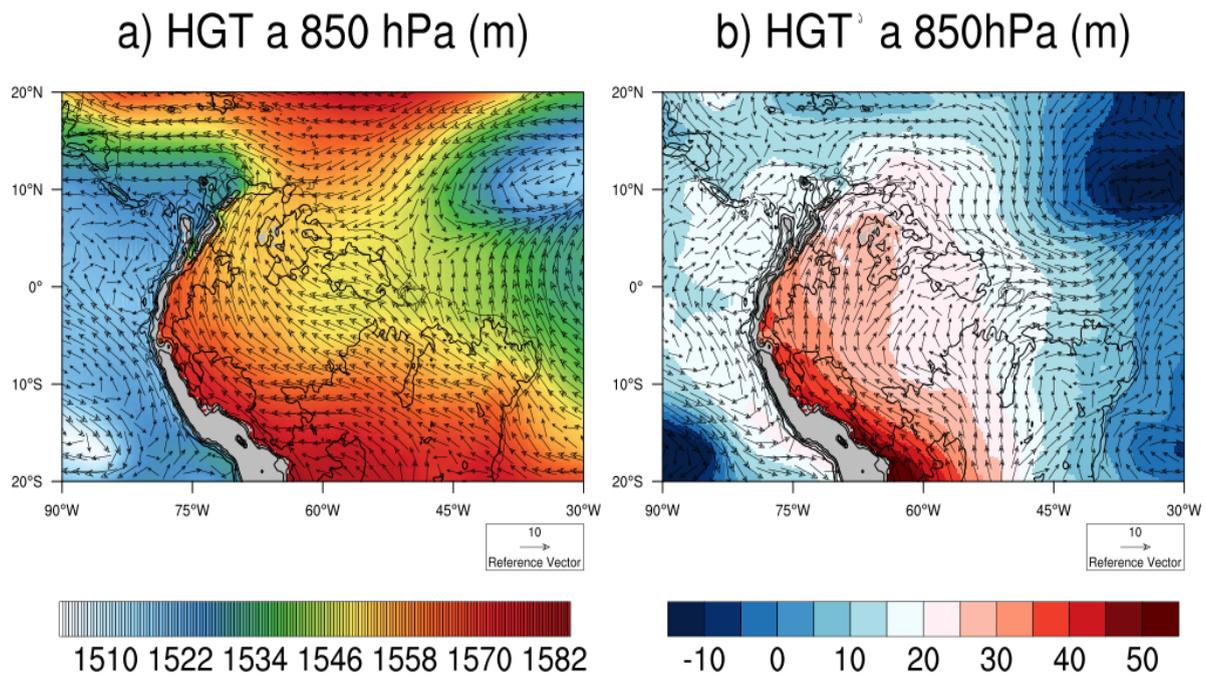


Figura 4.6 (a) Campos del promedio diario de altura geopotencial (HGT) a 850 hPa y sus anomalías (HGT'), para el día 18 de junio de 2021 (día del evento Magdalena), a partir de información de ERA5.

4.3 Acumulación y transporte de humedad asociados al evento Magdalena según el reanálisis ERA5

4.3.1 Baja troposfera: 925 hPa ~ 600 m.s.n.m

Es posible observar que 6 horas antes de la iniciación del SCM asociado al evento Magdalena, el patrón de vientos a 925 hPa presentó dirección tierra-mar, con magnitudes más fuertes de lo usual (Figura 4.7 a y c.). Análogo a la salida de los vientos del continente, es posible evidenciar un patrón de divergencia ($\sim 8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) sobre Córdoba y Sucre (Figura 4.7 a.). Durante las horas más cercanas al evento (i.e. entre las -4h y 0h), se dio un aumento gradual del agua precipitable al sur de Córdoba y Sucre, alcanzando una mayor área y magnitud a la hora de iniciación del evento (Figura 4.7 n). Los aumentos de agua precipitable pudieron estar asociados a la formación de una región de convergencia de vientos (i.e. cambios de manchas rojas a azules) al sur de Córdoba, donde inició el SCM (Figura 4.7 i y m).

El comportamiento de los vientos a 925 hPa en las costas de Córdoba y Sucre indica una rotación en sentido antihorario, pasando a tomar dirección mar-tierra entre las -4h y 0h (Figura 4.7 e, i y m). Además, los campos de anomalías muestran magnitudes del viento por debajo de lo usual (Figura 4.7 g, k y o). El debilitamiento en magnitud e inversión en la dirección de los vientos es coherente con la formación de una zona de convergencia en niveles bajos sobre el continente, especialmente sobre los Andes.

Los campos de anomalías de la magnitud y dirección del viento a 925 hPa muestran vientos fuertes hacia el norte, canalizados por el valle MC (Figura 4.7 c, g, y o). En asociación con esta circulación se observan anomalías negativas de humedad específica dentro del valle MC, sugiriendo que esta es una corriente de vientos secos (Figura 4.7 d, h, l y p). En las horas cercanas al evento (es decir, -2 y 0 horas), estos vientos parecieron debilitarse (k y o). Es posible que esta corriente de vientos estuviera asociada a las vientos del sur, proveniente de la cuenca del río Amazonas (Figura 4.6 a), y puede tratarse de una corriente de vientos de escala sinóptica.

El comportamiento de las variables mostradas en la Figura 4.7 favorecen la convección húmeda al sur de la región. La presencia de los Andes favorece el ascenso de masas de aire mediante un bloqueo orográfico; además, tomando en cuenta los contenidos de humedad ($\sim 55-60 \text{ kg/m}^2$), dicho ascenso debería ser de convección húmeda. Los vientos provenientes de las costas de Córdoba y Sucre, y los vientos del valle MC fueron un factor importante en la formación de la zona de convergencia que favoreció el desarrollo del SCM del evento Magdalena (Figura 4.7 i y m). Esta configuración de vientos y aumentos de humedad se observó desde 2 horas antes de la iniciación del SCM.

4.3.2 Media y baja troposfera: 500 y 850 hPa ~ 5500 y 1500 m.s.n.m

Al nivel de 500 hPa, se observó una intensificación de la convergencia sobre los Andes, pasando de valores de $0 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ a valores de $-8 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ entre las -4h y 0h alrededor del evento Magdalena (Figura 4.8 e, i y m). Análogamente, durante el mismo periodo, se observaron masas de aire con anomalías positivas de RH y PW', provenientes del sureste. Los patrones de convergencia de vientos húmedos fueron producto de una corriente de vientos con dirección hacia el noroeste, al nivel de 500 hPa (Figura 4.8 a, e, i y m). La dirección de las anomalías de vientos del sureste es contraria a la dirección identificada para estas horas del día, lo cual sugiere que la magnitud de los vientos provenientes del sureste fue más débil de lo usual (ver Figura 4.7 c, g, k, o). Este patrón es coherente con las anomalías negativas de la magnitud del viento observadas en los campos de esta variable (no se muestra). Los vientos desde el sureste alcanzaron la región de formación del SCM (sur de Córdoba) en cuestión de 4 horas.

Por el contrario, los campos de vientos a 850 hPa sobre el Caribe colombiano mostraron una dirección hacia el noroeste, tanto en anomalías como los campos identificados durante el evento, por tanto estos vientos tuvieron magnitudes aparentemente fuertes durante la mayor parte del periodo estudiado previo al evento Magdalena (Figura 4.8 b, c, f, g, j, k, b y o). Esta configuración de los vientos sugiere divergencia, por lo que es posible que los vientos a este nivel no contribuyeron a la formación del SCM.

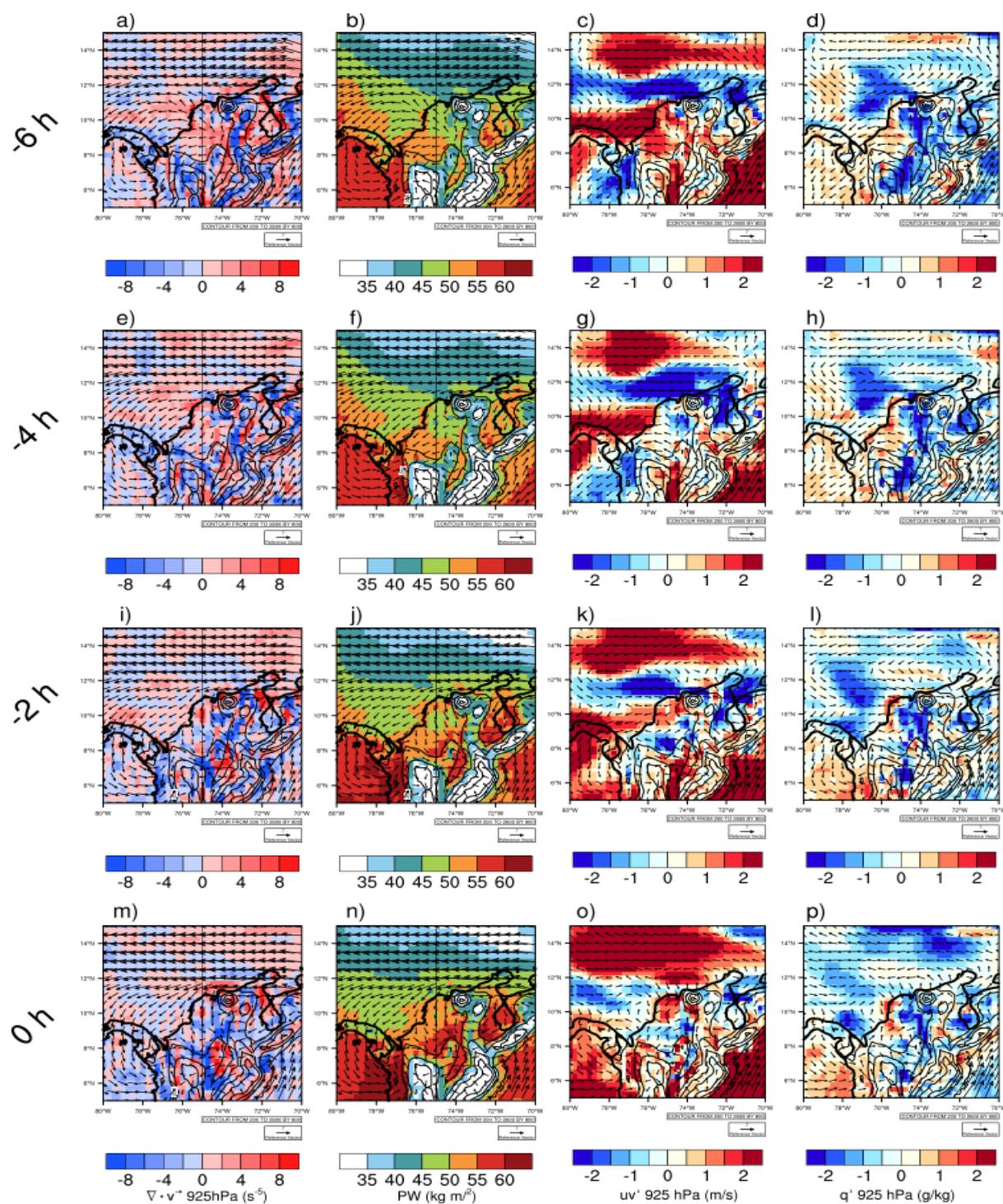


Figura 4.7 Campos de vientos, divergencia y humedad específica a 925 hPa, y PW para 6 (a-d), 4 (e-h), 2 (i-l) y 0 (m-p) horas antes de la iniciación del evento Magdalena, a partir de información de ERA5. Primera columna: vientos a 925 hPa y su divergencia ($\nabla \cdot \vec{v}$). Segunda columna: agua precipitable (PW) y vientos a 925 hPa. Tercera columna: anomalías de la magnitud (uv') y dirección viento a 925 hPa. Cuarta columna: anomalías de humedad específica (q') y vientos a 925 hPa.

4.3.3 Alta troposfera: 200 hPa ~ 10000 m.s.n.m

Durante las horas antes de la iniciación del evento Magdalena (-6h y 0h), se dio una intensificación de patrones de divergencia sobre los Andes, es decir, la región donde inició el SCM (Figura 4.9 a, d, g y i). Dichos patrones pudieron estar asociados a los vientos hacia el norte, los cuales tenían ambientes secos (i.e. con 30-50% de RH) y se desplazaron hacia el mar Caribe, donde hubo señales de convergencia (Figura 4.9 a, b, d, e, g, h, j y k). Además, se observaron masas de aire provenientes del sureste, con valores de RH cercanos a la saturación, que alcanzaron los Andes entre las -4h y 0h (Figura 4.9 e, h y k). La llegada de ambientes saturados es propicio para la formación de nubes profundas, las cuales para este caso de estudio, tuvieron una profundidad de al menos 11 km dados sus valores de BT (Figura 4.2; Machado y Laurent, 2004).

En el momento de iniciación del evento Magdalena se ubicó una señal de divergencia ($\sim 8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) sobre los Andes, al sur de la región donde se dio la iniciación del SCM (Figura 4.9 j). Este patrón de divergencia en los niveles altos de la troposfera favorecen la nubosidad profunda, debido a que no solo permiten desarrollo horizontal de nubosidad sino que, además, dan lugar al ascenso de parcelas de aire, producto de la convergencia en los niveles bajos y medios (Figuras 4.6 m y 4.7 m; Houze, 2018).

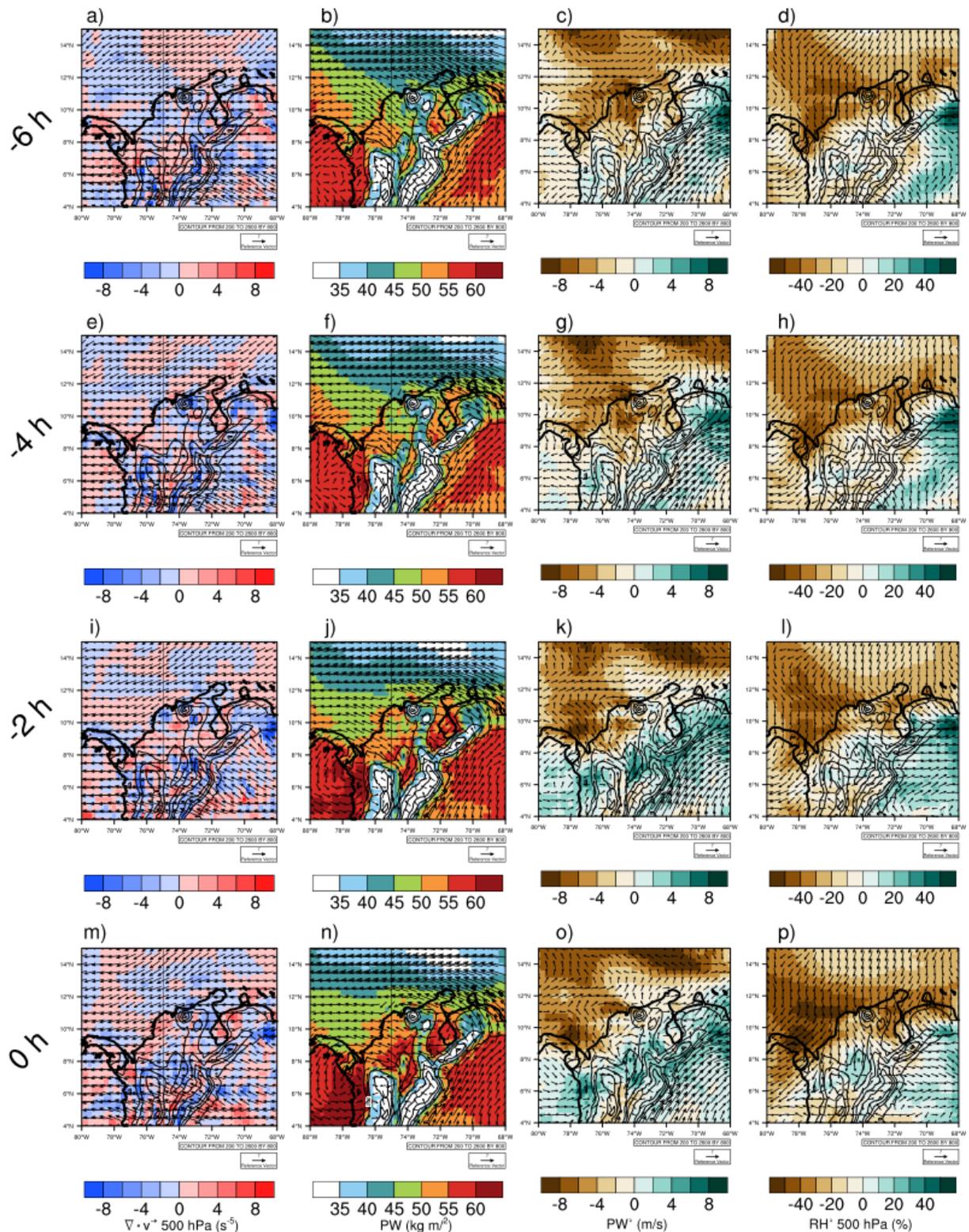


Figura 4.8 Campos de vientos, divergencia, PW, anomalías de PW y humedad relativa para 6 (a-d), 4 (e-h), 2 (i-l) y 0 (m-p) horas antes de la iniciación del evento Magdalena, a partir de información de ERA5. Primera columna: vientos a 500 hPa y su divergencia ($\nabla \cdot \vec{v}^*$). Segunda columna: agua precipitable (PW) y vientos a 850 hPa. Tercera columna: anomalías de PW y dirección viento a 850 hPa. Cuarta columna: anomalías de humedad relativa (RH') y vientos a 500 hPa.

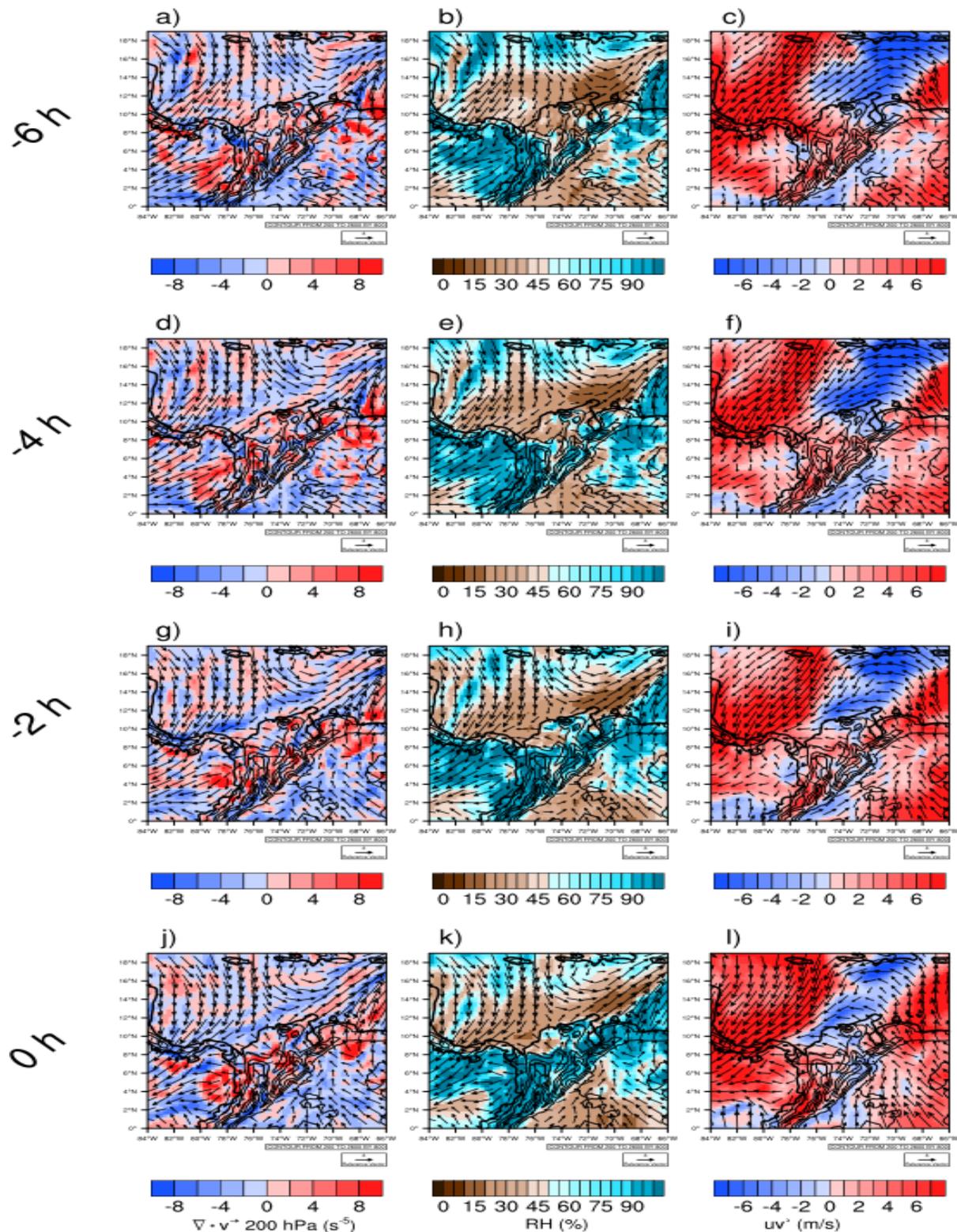


Figura 4.9 Campos de vientos, divergencia, humedad relativa y anomalías de la magnitud del viento para 6 (a-d), 4 (e-h), 2 (i-l) y 0 (m-p) horas antes de la iniciación del evento Magdalena, a partir de información de ERA5. Primera columna: vientos a 200 hPa y su divergencia ($\nabla \cdot \vec{v}^*$). Segunda columna: humedad relativa (RH) y vientos a 200 hPa. Tercera columna: anomalías de magnitud y dirección viento a 200 hPa.

4.3.4 Humedad y convergencia sobre el Caribe colombiano

La Figura 4.10 muestra la topografía de la región de estudio y el dominio de interés para estimar promedios espaciales de las variables de humedad relacionadas con el desarrollo del evento Magdalena. La Figura 4.11 muestra los promedios espaciales de diferentes variables asociadas a la humedad y su acumulación calculados sobre la región Magdalena (cuadro azul Figura 4.10). Aproximadamente 4 horas antes de la iniciación del SCM (21:00 LST del 17 de junio), se dieron aumentos en los contenidos de PW, al igual que en la convergencia vertical de humedad (Figura 4.11 a). Dichos aumentos pudieron estar asociados a los patrones de convergencia observados a 925 y 500 hPa, identificados en un intervalo de tiempo similar, además de los patrones de divergencia al nivel de 200 hPa (Figura 4.11 b). Dicha configuración entre divergencia/convergencia en la alta/baja troposfera promueve no solo la acumulación de masas de aire en la baja-media troposfera, sino que también favorece el ascenso de aire, lo cual podría soportar los aumentos verticales en los contenidos de humedad (Figura 4.11 a y b).

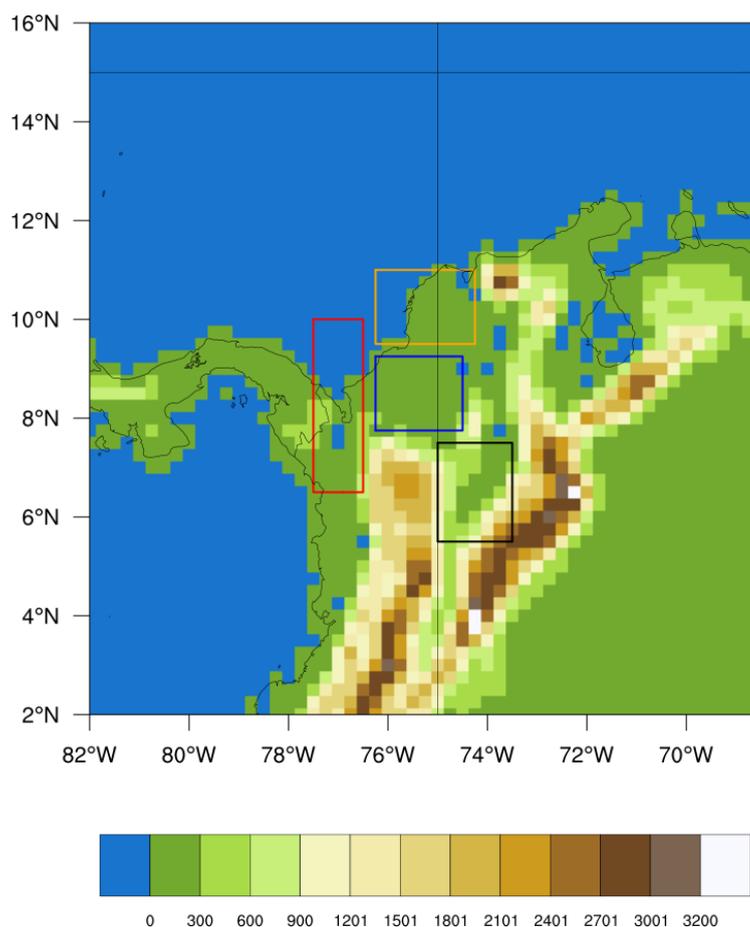


Figura 4.10 Definición de regiones para los promedios espaciales considerados en la Figura 4.11: Pacífica (cuadro rojo), Magdalena (cuadro azul), Magdalena-Cauca (cuadro negro), y Caribe (cuadro amarillo). Los contornos representan la topografía (m) de ERA5.

Las anomalías de RH' se mantuvieron negativas en los niveles estudiados durante la mayor parte del periodo de ocurrencia del evento Magdalena (Figura 4.11 c), al igual que las anomalías de humedad específica (Figura 4.11 d). No obstante, alrededor de las 21:00 LST del 17 de junio, al nivel de 500 hPa se dieron valores positivos de q' . Esto pudo estar asociado a la llegada de vientos anómalamente húmedos desde el sureste, como se observa en la Figura 4.8 (o y p).

Con el objetivo de explorar los posibles transportes de humedad proveniente de estas regiones durante la ocurrencia del evento Magdalena, se estimaron promedios espaciales de variables asociadas con estos transportes. La Figura 4.12 muestra las regiones para las se estimaron estos promedios espaciales para las regiones Pacífico, Valle MC y Caribe.

Durante la ocurrencia del evento Magdalena, hubo un ambiente más seco de lo usual sobre la región del Pacífico (Figura 4.12 a), además, los vientos zonales en todos los niveles presentaron una dirección hacia el oeste, dirigiéndose en dirección contraria a la costa de Córdoba (Figura 4.12 b y g, qu -Pacífico). Por tanto, es probable que no hubiera influencia desde la región Pacífico sobre el desarrollo del SCM del evento Magdalena.

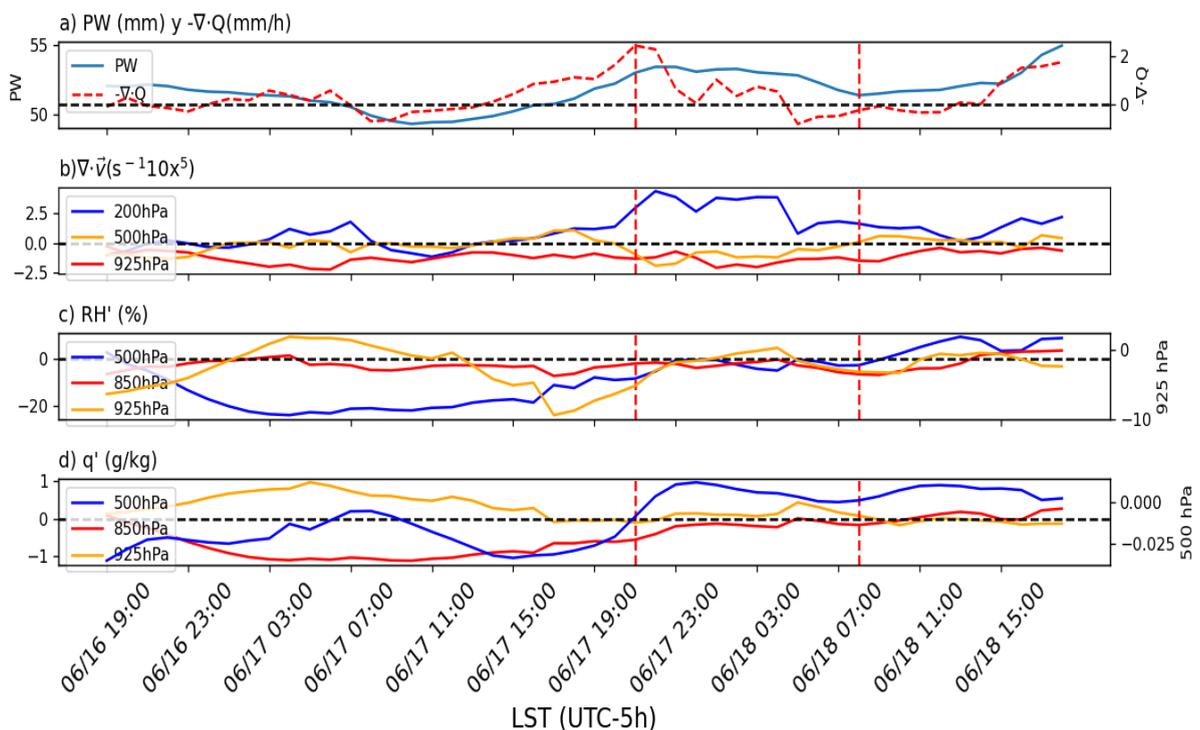


Figura 4.11 Series de tiempo de: a) agua precipitable (PW) e integral vertical de convergencia de humedad ($-\nabla \cdot Q$), b) divergencia ($\nabla \cdot \vec{v}$) a 200, 500 y 925 hPa, c) anomalías de humedad relativa (RH') a 500, 850 y 925 hPa, y d) anomalías de humedad específica (q') a 500, 850 y 925 hPa en la región delimitada en la Figura 4.10 durante la duración del evento Magdalena, según información de ERA5.

Sobre la región MC también hubo anomalías negativas de RH en la baja troposfera (925 y 850 hPa), y una disminución de humedad a 500 hPa, horas antes de la iniciación del evento (Figura 4.12 b). Durante el periodo de ocurrencia del evento Magdalena, hubo anomalías de viento en la baja troposfera hacia el norte, al igual que un flujo de humedad hacia el norte (Figura 4.12 e y h). No obstante, considerando los valores negativos de RH', es posible que el aire proveniente de esta región fuera seco. Como se observa en la Figura 4.7 (d, h, l y p), los vientos desde el sur contenían aire anómalamente seco, lo cual es coherente con los bajos niveles de humedad sobre esta región. Esto podría sugerir que aunque los vientos convergen hacia el norte (es decir, hacia la región del SCM), estos contribuyen a la acumulación de masas de aire, no necesariamente húmedas.

Sobre la región Caribe hubo anomalías negativas de RH durante gran parte del evento (con una pequeña excepción a 850 hPa, entre las 20:00 LST del 17 de junio y las 03:00 LST del 18 de junio). Al nivel de 925 hPa, se pudo observar anomalías del viento meridional (v') con dirección hacia el sur, desde aproximadamente 4 horas antes de la iniciación del evento (es decir, desde las 16:00 LST del 17 de junio), lo cual sugiere que el flujo de humedad hacia el sur presentó vientos más fuertes de lo usual (Figura 4.12 f y i). Este patrón de vientos está asociado a la circulación de brisas marinas característica de la costa Caribe (Perez et al., 2018; Camacho y Bedoya, 2020). Además, los vientos anómalamente fuertes favorecen la incursión de vientos húmedos sobre el continente, promoviendo la formación de un ambiente húmedo e inestable sobre el continente (Miller et al., 2003).

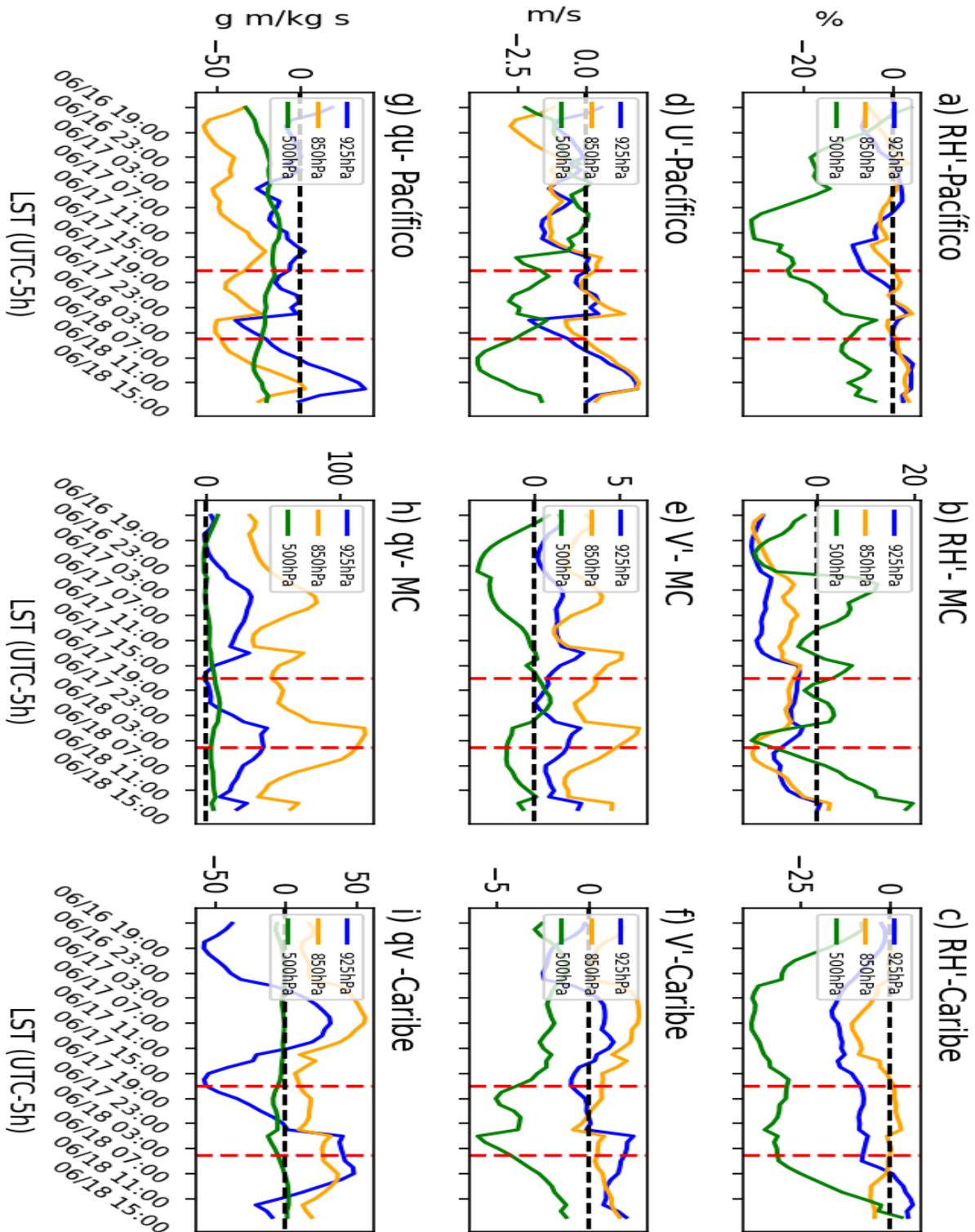


Figura 4.12 Series de tiempo de anomalías de humedad relativa (RH' ; a-c), anomalías de viento zonal (U' ; d) y meridional (V' ; e y f), y flujos de humedad zonal (q_u ; g) y meridional (q_v ; h y i) durante la ocurrencia del evento Magdalena, según información de ERA5, para las regiones Pacífico (primera columna), Magdalena-Cauca (MC; segunda columna) y Caribe (tercera columna) presentadas en la **Figura 4.10**.

4.4 Experimento de convección permitida con WRF

Esta sección discute los patrones asociados a la iniciación del evento Magdalena y algunos aspectos dentro de su ciclo de vida, a partir de simulaciones a resolución CP con el modelo WRF. Para esta simulación se consideró un experimento con tres dominios anidados, según lo mostrado en la Figura 4.13. La simulación desarrollada tiene por tanto una resolución espacial más alta que la del reanálisis ERA5, lo que permitió estudiar con mayor detalle algunos aspectos relacionados con las circulaciones de bajo nivel (e.g. Brisas Marinas), la topografía (e.g. convección orográfica) y la anatomía del SCM asociado al evento Magdalena (e.g. regiones convectivas y estratiformes). En una primera instancia, se evaluó el desempeño del modelo en su representación de los patrones de nubosidad y precipitación, a partir de observaciones satelitales (NCEP-MERGIR y GPM) y estaciones (IDEAM). Además, se analizaron los ambientes atmosféricos en baja y media troposfera asociados al SCM.

Resultados preliminares de la evaluación del desempeño del modelo mostraron que no hubo diferencias notables entre el SCM simulado para los dominios d02 y d03. En ambas simulaciones, los sesgos del modelo fueron similares (Figuras 4.14, 4.15 y Sección 8.1). Por tanto, el análisis a continuación estuvo basado en la atmósfera simulada para el dominio d02 (Figura 4.13 b).

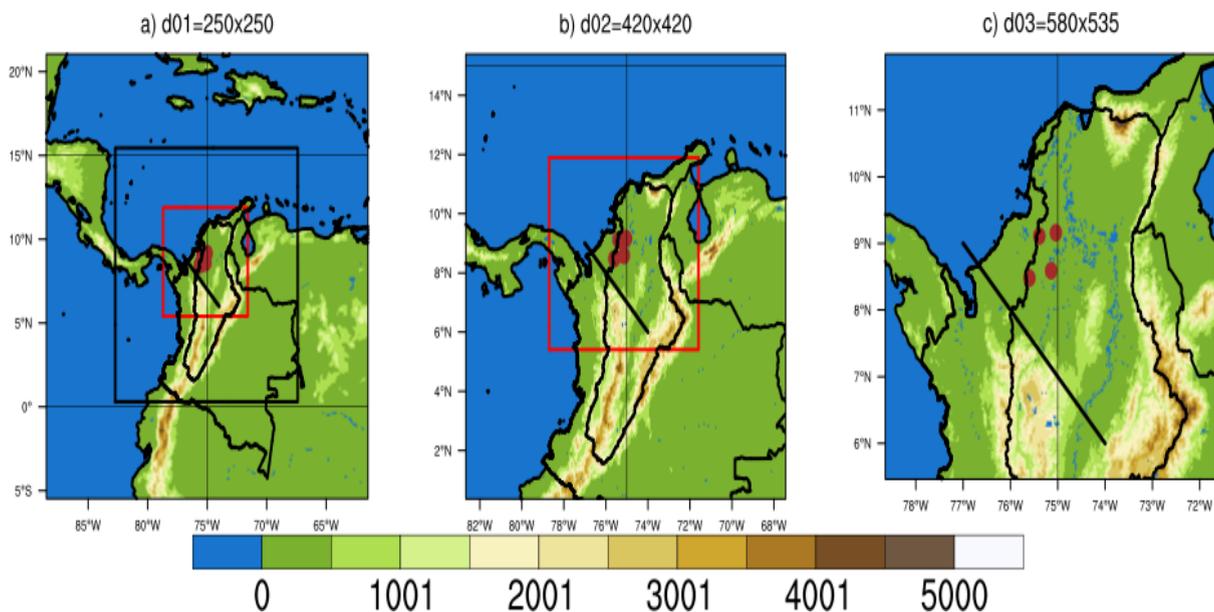


Figura 4.13 Dominios utilizados para la simulación de CP con el modelo WRF para el evento Magdalena. El dominio más grande tiene un tamaño de celda de 12 km (d01), con 250 x 250 píxeles (a). El segundo dominio tiene un tamaño de celda de 4 km (d02), con 420 x 420 píxeles. (c) El tercer dominio (d03) tiene un tamaño de celda de 1.3 km, con 580 x 535 píxeles. La línea negra representa la región para la que se analizó la sección vertical presentada en la **Figura 4.17**. Los puntos representan la ubicación de las estaciones IDEAM utilizadas para la evaluación de la simulación en el dominio d02.

4.4.1 Evaluación de la simulación de convección permitida con WRF

4.4.1.1 Nubosidad

La Figura 4.14 muestra una comparación entre los patrones de nubosidad profunda de NCEP-MERGIR y la simulada por WRF para el evento Magdalena. Las salidas del modelo muestran un retraso de entre 2-3 horas en la etapa de génesis del evento (Figura 4.14 a, d y g), en consecuencia, las demás etapas del SCM presentaron un retraso similar. Por otro lado, el modelo mostró una alta actividad convectiva en el Pacífico colombiano mientras que las observaciones indican señales más débiles. En las simulaciones con WRF, dicha actividad parece haber influenciado la etapa de maduración del SCM, generando un patrón de nubosidad profundo con mayor área que las observaciones (Figura 4.14 a, b, d, e, g y h).

El SCM visto por NCEP-MERGIR comenzó su formación tras la unión de diferentes sistemas nubosos sobre los Andes, al sur del Caribe (Figura 4.2 a). Este patrón fue relativamente bien identificado por las simulaciones del modelo WRF, mostrando una ubicación coherente de los diferentes núcleos convectivos sobre el sur de Córdoba, que luego se fusionaron para formar el SCM (Figura 4.14 d).

El modelo produjo coherentemente el desarrollo del evento sobre la región de Córdoba, Sucre y Bolívar, a pesar de que sobreestimó el área del SCM con respecto a NCEP-MERGIR (Figura 4.14 b, e y h). Finalmente, tanto el SCM observado como el simulado se disipó a medida que se dirigía hacia el mar Caribe (Figura 4.14 c, f y i). Por lo anterior, se concluye que el modelo logró representar coherentemente el patrón de nubosidad profunda asociado al SCM del evento Magdalena. El evento simulado presentó una duración mayor al observado por NCEP-MERGIR, lo que pudo estar asociado con que el SCM simulado presentó dimensiones mayores en su etapa de maduración (Figura 4.14 b y e), por lo que pudo haber tomado más tiempo en disiparse.

Vale la pena mencionar que para este experimento, el reducir la escala de la simulación de 4 a 1.3 km no generó mejoras perceptibles en la representación del SCM. Los patrones de nubosidad profunda entre las simulaciones tuvieron un comportamiento similar en las etapas de maduración y decaimiento (Figura 4.14 e, f, h y g). Las mayores diferencias se dieron en la etapa de iniciación. En la simulación a 1.3 km solo se pudo observar dos núcleos convectivos: uno sobre el Pacífico y un segundo en el piedemonte de la cordillera occidental. A pesar de esto, la simulación a 1.3 km también logró representar el desarrollo del SCM sobre Córdoba, Sucre y Bolívar, con un desplazamiento lento hacia el mar Caribe, donde finalizó su actividad (Figura 4.14 i).

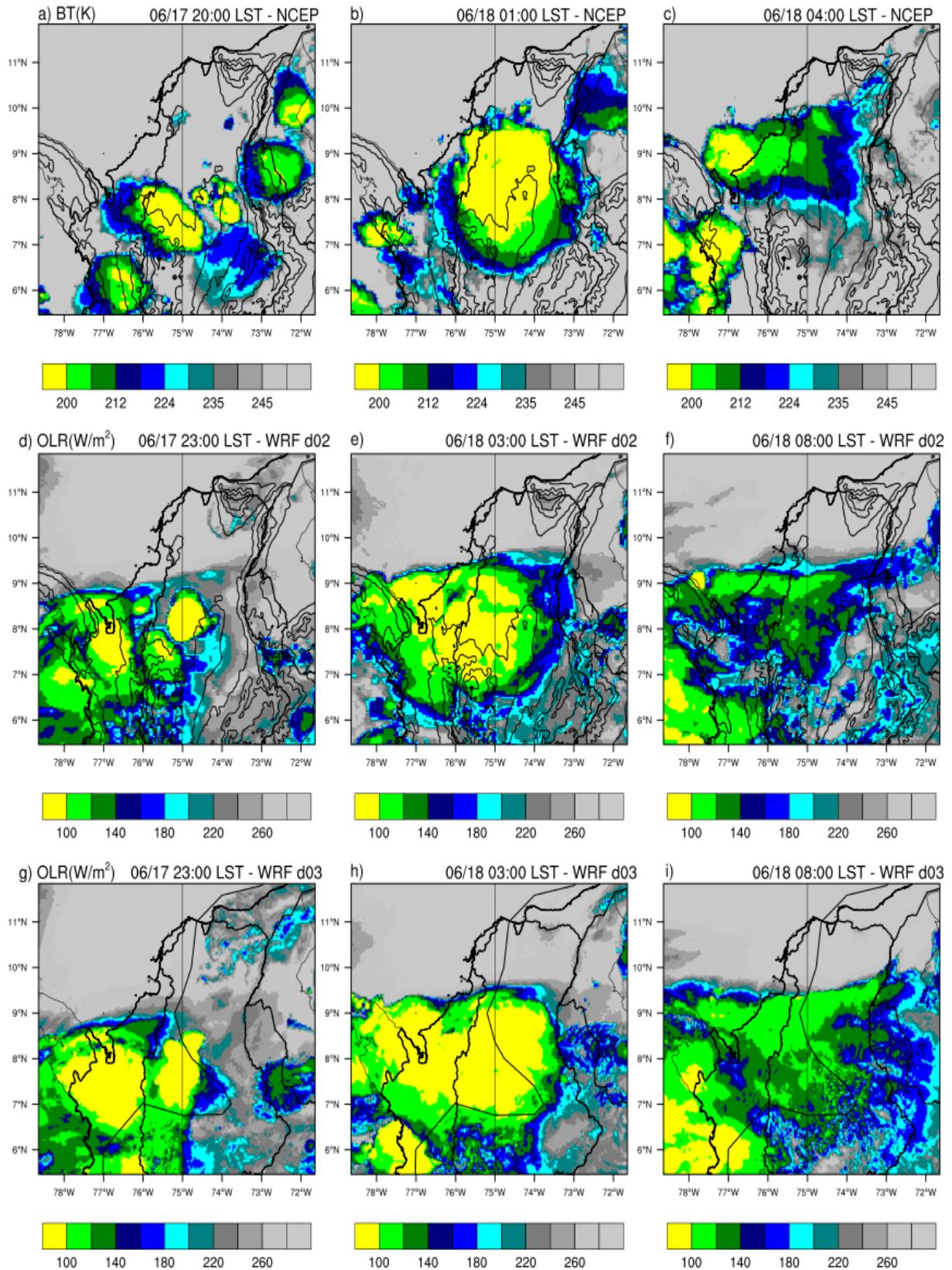


Figura 4.14. Campos de temperatura de brillo (BT) de NCEP-MERGIR (a-c). Campos de radiación de onda larga emergente (OLR) en el tope de la atmósfera para el dominio WRF d02 (d-f) y para el dominio WRF d03 (g-i), para las diferentes etapas del evento Magdalena.

4.4.1.2 Precipitación

La Figura 4.15 compara los acumulados de precipitación reportados por GPM y los producidos por WRF, para diferentes periodos partiendo desde las 17:00 y 23:00 LST del 17 de junio, momento en las observaciones (GPM) y simulación (WRF) comenzó a precipitar. Tras 6 horas acumuladas, el modelo logró producir que los mayores acumulados se ubican al sur de la región, especialmente sobre la Serranía de San Lucas y cordillera occidental, al igual que lo reportó GPM (Figura 4.15 a-c). No obstante, el modelo sobreestimó los acumulados de precipitación sobre la región de Tierras bajas (Figura 3.1), además, la precipitación acumulada simulada presentó acumulados más homogéneos (por encima de los 30 mm), presentando un área de mayor de precipitación acumulada (Figura 4.15 b y c).

Para el periodo de 12 horas acumuladas de precipitación, GPM reportó un desplazamiento hacia el norte de las lluvias, aumentando los acumulados sobre la costa de Córdoba, este patrón fue capturado por las simulaciones, especialmente en la simulación del dominio d03 (Figura 4.15 d-f). Para el periodo de 24 horas acumuladas de precipitación, las observaciones satelitales no mostraron aumentos aparentes en los acumulados de precipitación en la región asociada al SCM (cuadro rojo en Figura 4.15). Por otro lado, si se dieron aumentos en la precipitación sobre el Pacífico y Sierra Nevada de Santa Marta (Figura 4.15 g). El modelo en su dominio d02 presentó los aumentos de precipitación en las mismas regiones que GPM, aunque con subestimaciones (Figura 4.15 h). El dominio con un menor tamaño de rejilla (d03), presentó mayores acumulados de precipitación en ambas regiones, acercándose más a la realidad (GPM), no obstante, también mostró aumentos espurios en los acumulados de precipitación sobre la cordillera occidental dentro de la región donde estuvo activo el SCM (Figura 4.15 i).

La Figura 4.16 compara los promedios espaciales de precipitación de GPM, ERA5 y WRF con el promedio de estaciones IDEAM (Figura 4.13). Tomando las mediciones del IDEAM como las magnitudes reales de precipitación, es claro que tanto GPM como WRF (para los dominios d02 y d03) presentaron un demora en capturar los aumentos de precipitación acumulada asociadas al SCM (Figura 4.16 a). Es importante notar que a pesar de que WRF subestimó las magnitudes reales de la precipitación, los valores fueron los más cercanos a la realidad (IDEAM) con respecto a los otros estimados (GPM y ERA5). Incluso, la simulación de 1.3 km alcanzó las magnitudes de precipitación acumulada reportadas por IDEAM (Figura 4.16 a). Por otro lado, GPM sobreestimó en gran medida los valores de precipitación. Los valores calculados del error cuadrático medio (RMSE) de la precipitación acumulada confirman que el modelo presentó los menores sesgos con respecto a la serie de IDEAM (Figura 4.16 a).

La tasa de precipitación horaria de IDEAM presentó un pico alrededor de las 20:00 LST del 17 de junio, lo que corresponde a un par de horas antes del inicio del SCM según GPM y WRF (Figura 4.16 b). Esto sugiere que las lluvias reales asociadas al SCM comenzaron antes de lo mostrado por las bases de datos. El modelo en el dominio d02 produjo el pico de precipitación alrededor de las 00:00 LST del 18 de junio, momento de maduración del SCM simulado (Figura 4.15 e), mientras que en el dominio d03, el pico se dio alrededor de las 02:00 LST del 18 de junio (Figura 4.16 b). En ambas simulaciones, los valores de precipitación estuvieron por debajo de las magnitudes reales de la lluvia reportada por IDEAM (Figura 4.16 b). Para la tasa de precipitación, el RMSE con menor valor fue el de GPM (2.33 mm/h), seguido por ERA5 (2.49 mm/h), y finalmente WRF d02 (2.58 mm/h) y d03 (2.78 mm/h).

Las diferencias entre los errores del modelo WRF para la precipitación acumulada (donde tuvo un mejor desempeño) y la tasa de precipitación horaria sugieren que el modelo representó con mayor coherencia las magnitudes de precipitación acumulada durante el evento, aunque el modelo tuvo problemas en la distribución temporal del evento.

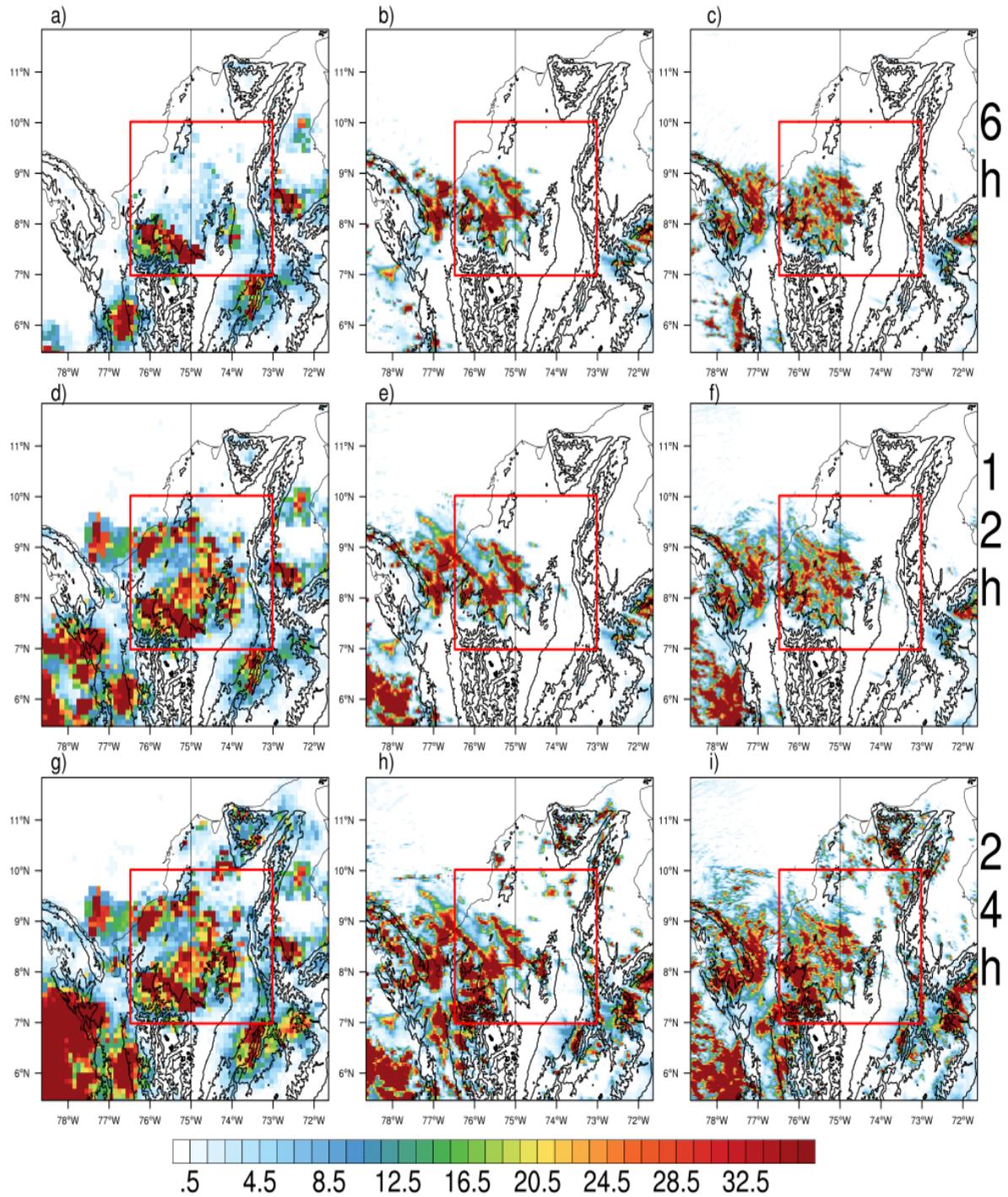


Figura 4.15 Campos de precipitación acumulada para GPM (a, d y g), WRF-do2 (b, e, h), y WRF-do3 (c, f, i) para los periodos de 6 horas, 12 horas y 24 horas, usando las 17:00 y 23:00 LST del 17 de junio como momento inicial para GPM y WRF, respectivamente. El periodo de 6 horas (a-c) contiene la etapa Madura del evento Magdalena. Los cuadros rojos representan la región donde los promedios espaciales de la **Figura 4.16** fueron calculados.

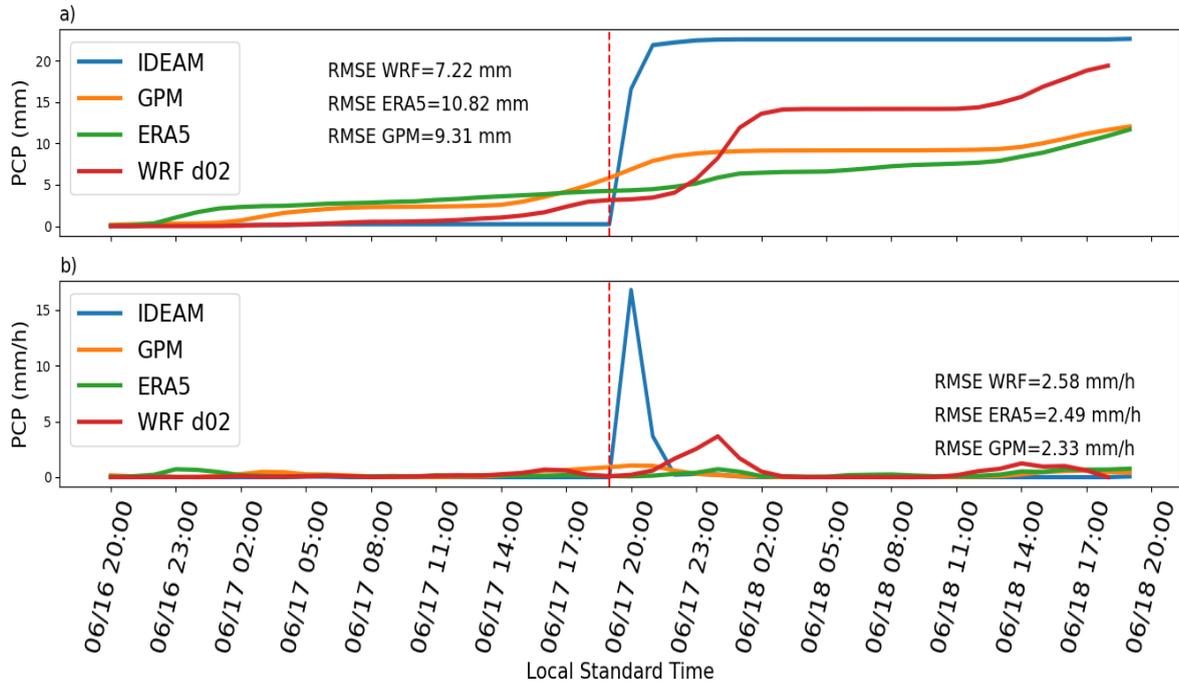


Figura 4.16 Series de tiempo de a) precipitación acumulada y b) tasa de precipitación para IDEAM (línea azul), GPM (línea naranja), ERA5 (línea verde), WRF-do2 (línea roja) y WRF-do3 (línea morada). La línea roja vertical marca el inicio del evento Magdalena. Las series de tiempo corresponden a promedios espaciales en la región delimitada por el recuadro rojo en la **Figura 4.15**.

4.4.2 Estructura vertical del evento Magdalena

La Figura 4.17 muestra la distribución de reflectividad y velocidad vertical simulada por el modelo WRF para el dominio d02. Alrededor de las 21:00 LST del 17 de junio se observó la primera señal de convección organizada, que se dio alrededor de $74^{\circ}\text{W}-6.86^{\circ}\text{N}$, cerca a la Serranía de San Lucas. Allí se formó la primera celda (celda 1), la cual tuvo una altura superior a los 10 km (Figura 4.17 a). Durante las horas posteriores, la celda 1 se desplazó hacia el mar (i.e. hacia el noroeste); en su recorrido ganó dimensiones horizontales y perdió altura (Figura 4.17 b), lo que es característico del decaimiento de una celda convectiva (Houze, 2014, 2018). Alrededor de las 23:15 LST del 17 de junio, se formó una segunda celda convectiva (celda 2) mostrando una altura superior a los 12 km y valores de reflectividad por encima de los 40 dBZ, lo cual la hace un celda convectiva fuerte (Houze et al., 2015); además, los flujos ascendentes y decentes fueron más claros en esta celda (Figura 4.17 b). La celda 2 también presentó un desplazamiento hacia el mar.

Alrededor de las 01:45 de 18 de junio, se dio la formación de la tercera celda (celda 3), la cual también tuvo una altura superior a los 10 km y presenta características de un núcleo convectivo fuerte (> 40 dBZ), y flujos ascendentes y descendentes claros (Figura 4.17 c). Para este momento todavía se observaba actividad de la celda 2, aunque presentó características de precipitación estratiforme (< 40 dBZ). Este fue el

momento en el que se presentó una mayor área de precipitación estratiforme (celda 2) y de región convectiva (celda 3), por lo que alrededor de estas horas el modelo reprodujo la etapa madura del SCM (Figura 4.17 c).

Posteriormente, para las 03:00 LST del 18 de junio, las celdas convectivas perdieron altura, posiblemente debido al debilitamiento de los vientos ascendentes. Así, ambas celdas (2 y 3) estuvieron por debajo de los 10 km. La celda 2 estuvo constituida principalmente por núcleos débiles (< 30 dBZ), posiblemente con precipitación estratiforme, mientras que la celda 3 aún presentaba valores de un núcleo fuerte, aunque su actividad estuviera sobre el mar para este momento.

4.4.3 Ambientes atmosféricos asociados al evento Magdalena simulado por WRF

4.4.3.1 Lluvia, nubosidad, ambientes convectivos y divergencia

Desde aproximadamente 6–7 horas antes de la iniciación del evento (es decir, desde las 14:00 LST del 17 de junio), se observaron aumentos en los contenidos de humedad en la columna atmosférica (i.e. PW), que alcanzó su pico a las 21:00 LST del 17 de junio, momento de iniciación del SCM (Figura 4.18 a). Durante este mismo periodo, se dieron señales de formación de nubes profundas, como lo indicaron las

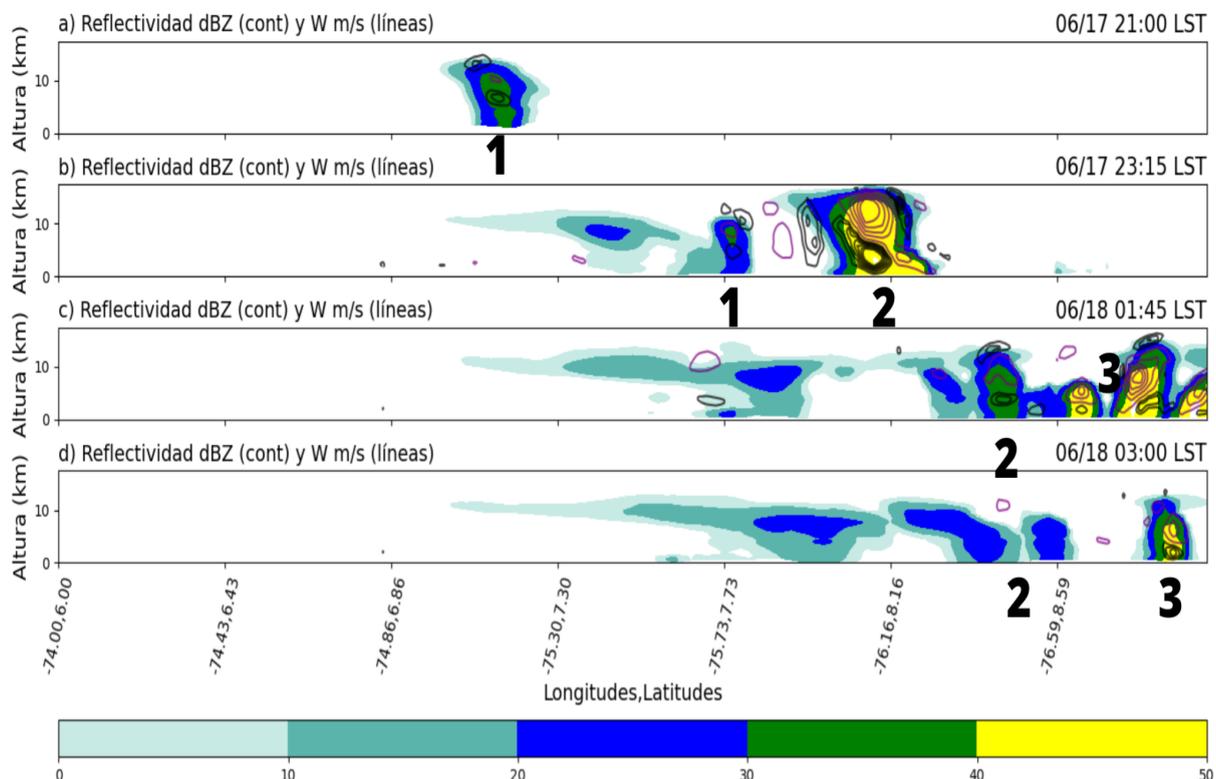


Figura 4.17 Sección vertical y campos horizontales de reflectividad (dBZ) para diferentes etapas del ciclo de vida del evento Magdalena para la simulación WRF do2. Las líneas moradas y negras representan vientos de ascenso y descenso, respectivamente. Los números representan las celdas convectivas simuladas por el modelo WRF, asociadas al evento Magdalena. La sección vertical fue calculada sobre la línea en la **Figura 4.13**.

disminuciones de temperatura de tope de nube (CTT, por su siglas en inglés; Figura 4.18 b). Estos patrones causaron la formación de precipitación, la cual alcanzó su máximo alrededor de las 01:00 LST del 18 de junio, momento de maduración del SCM simulado (Figura 4.18 a). Los aumentos de precipitación representan una salida de humedad, por lo que los niveles de PW disminuyeron tras las 01:00 LST del 18 de junio (Figura 4.18 a).

Los ambientes de convergencia y convectivos que favorecieron la formación de la tormenta de mesoescala pudieron estar asociados a los altos valores de energía potencial convectiva máxima (Max CAPE por sus iniciales en inglés) observados desde 17:00 LST del 17 de junio, sumados a los patrones de convergencia en la baja troposfera, especialmente al nivel de 925 hPa (Figura 4.18 c y d). Esta configuración favoreció la acumulación de vientos sobre la región, además de que la inestabilidad atmosférica favorece el ascenso de aire, transportando humedad en la vertical. Dichas condiciones promovieron la formación del SCM.

Tras la iniciación del SCM (21:00 LST del 17 de junio), la Max CAPE comenzó a consumirse, así como los patrones de convergencia en la baja troposfera se debilitaron (Figura 4.18 c y d). Así, tras la etapa de maduración (01:00 LST del 18 de junio), las condiciones que mantuvieron activo el SCM (convergencia de vientos e inestabilidad atmosférica) se desorganizan, por lo que el SCM se disipó alrededor de las 07:00 LST del 18 de junio.

4.4.3.2 Convergencia en la baja troposfera

Los patrones de divergencia de los vientos en la baja troposfera observados en la Figura 4.18 d, sugieren que en la región donde se formó el SCM (cuadro rojo, Figura 4.19) hubo una fuerte señal de convergencia, especialmente al nivel de 925 hPa. Dicho patrón fue causado por diferentes corrientes de vientos: en primer lugar, se observaron vientos mar-tierra sobre las costas de Córdoba y Cartagena (Figura 4.19 a); además, otra corriente de vientos desde el este, sobre la Guajira, fue canalizada por la cordillera occidental y la Sierra Nevada de Santa Marta (tipo *gap winds*), y alcanzó la región del SCM en la horas de la noche (Figura 4.19 a).

Desde el sur del país, se pudo observar un flujo de vientos al nivel de 925 y 850 hPa (Figura 4.19 a y b), canalizado por el valle MC. Esta corriente de vientos contribuyó a la formación de una zona de convergencia en el sur de Córdoba, especialmente al nivel de 850 hPa (Figura 4.18 b).

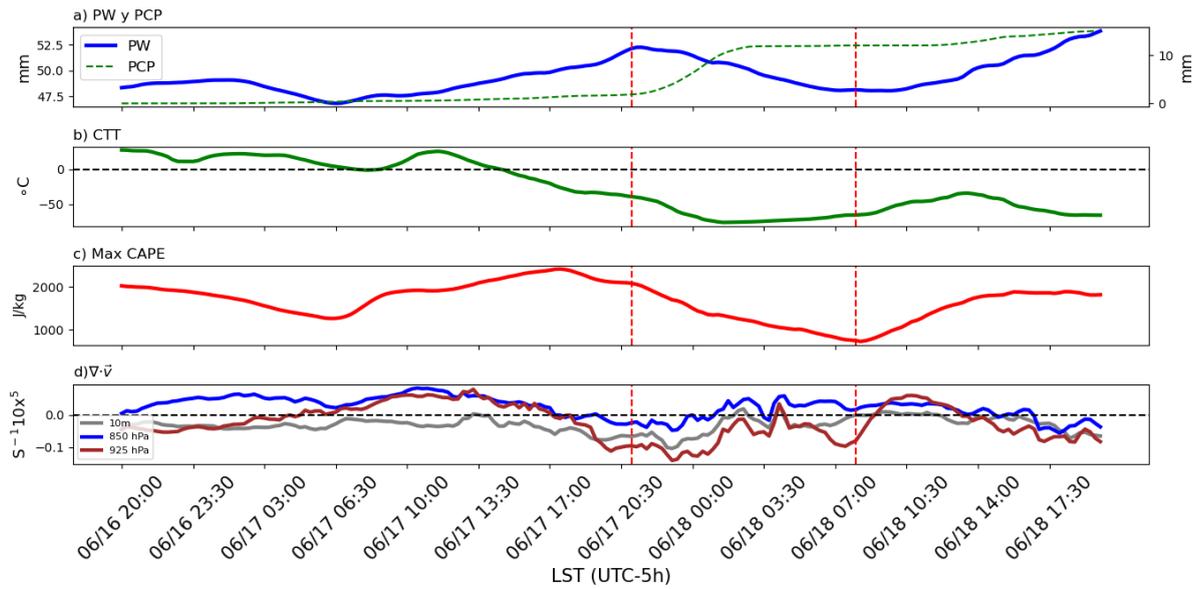


Figura 4.18 Series de tiempo de: a) agua precipitable (PW) y precipitación acumulada (PCP), b) reflectividad, c) Max CAPE e Índice de Inhibición de Convección (CIN, por sus iniciales en inglés), y d) divergencia de vientos ($\nabla \cdot v^{\rightarrow}$) en la baja y media troposfera para la simulación WRF do2 del evento Magdalena. Las líneas rojas señalan el periodo de actividad del SCM. Los promedios fueron calculados sobre las regiones resaltadas (cuadros azul y rojos) en las **Figura 4.10** y **Figura 4.19**.

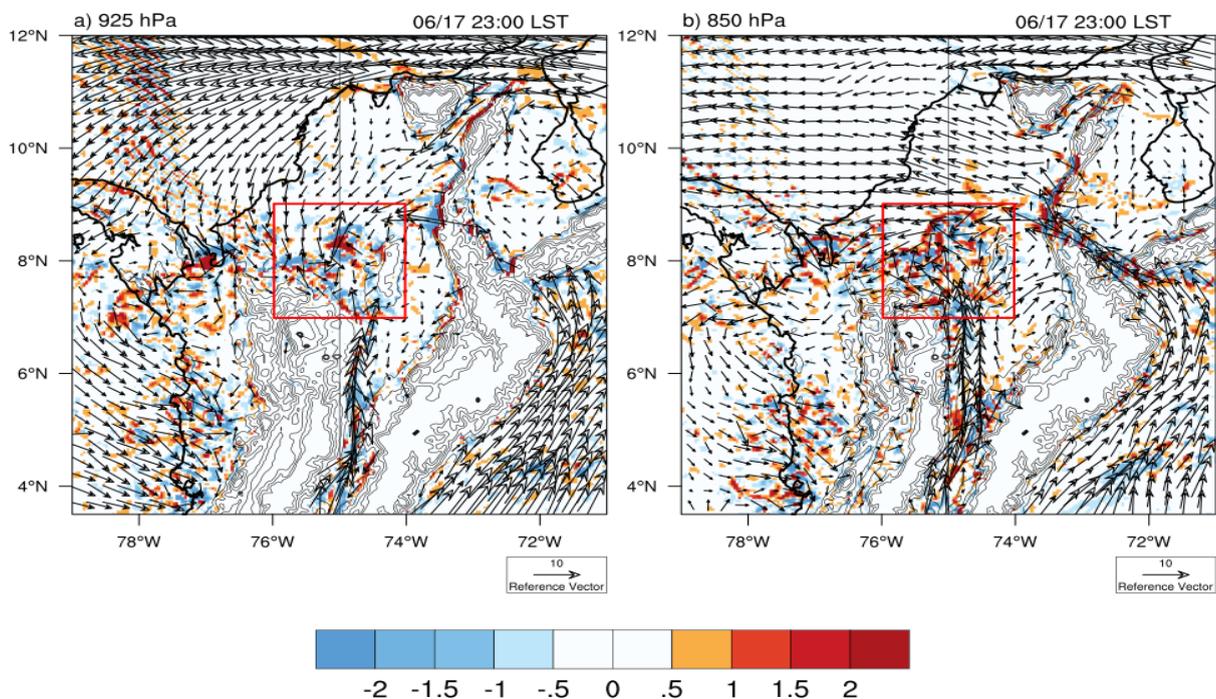


Figura 4.19 Campos de divergencia (s^{-1}) y vientos al nivel de: a) 925 hPa y b) 850 hPa para el momento de iniciación del evento Magdalena, según la simulación WRF do2. Los cuadros rojos marcan la región para la que se estimaron los promedios espaciales de la **Figura 4.18**.

4.4.3.3 Vientos del valle Magdalena-Cauca

La Figura 4.20 presenta un acercamiento a la corriente de vientos a 850 hPa observada dentro del valle MC durante el evento Magdalena. La simulación del modelo muestra vientos que viajan desde la parte alta de la cuenca MC, hasta alcanzar la parte baja. De hecho, es posible que estos vientos provengan de la cuenca Amazónica (Figura 4.6), y que los vientos que logran pasar la marcada topografía e ingresar al valle MC, sean canalizados por la misma.

El modelo simuló que esta corriente de vientos alcanzó el sur de Córdoba en cuestión de 6 horas (Figura 4.20 a y b). En asociación con esta corriente de vientos, se observaron niveles bajos de humedad, lo cual sugiere que ésta favorece el transporte de aire seco (Figura 4.20). Para el momento de iniciación del evento, los vientos del valle MC promovieron la convergencia de vientos al sur de Córdoba (Figura 4.20 b).

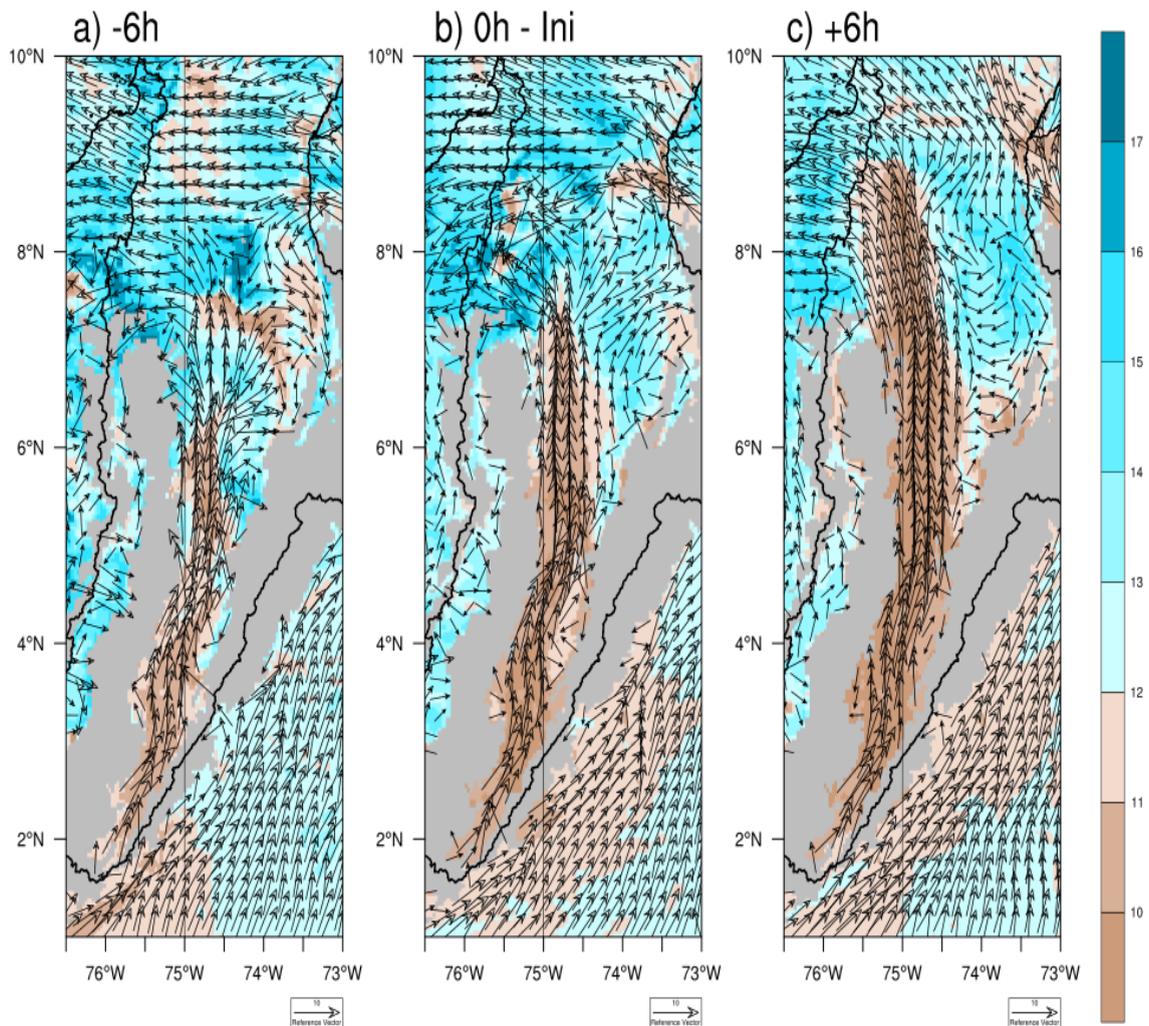


Figura 4.20 Campos de tasa de mezcla de vapor de agua y vientos a 850 hPa, durante 6 horas antes de la iniciación (18:00 LST del 17 de junio), o horas (iniciación; 23:00 LST del 17 de junio), y 6 horas después de la iniciación (05:00 LST del 18 de junio) del evento Magdalena, según la simulación WRF do2.

No obstante, estos vientos transportaron aire seco, lo cual sugiere que estos vientos promovieron la convergencia de masa mas no de humedad. Tras 6 horas después de la iniciación del SCM, los vientos del MC incursionaron aún más hacia el Caribe colombiano, generando un ambiente más seco, y posiblemente más estable en la baja troposfera (Figura 4.20 c). Dichas condiciones pudieron estar asociadas a las señales de divergencia observadas a las 05:00 LST del 18 de junio (Figura 4.18 d), además de reducir la humedad disponible en la región, lo cual llevó a la finalización del SCM.

4.4.4. Patrones de bajo nivel durante la Maduración y decaimiento del SCM

El SCM simulado alcanzó su etapa más madura alrededor 03:00 LST del 18 de junio (Figura 4.14 e). Alrededor de este momento, los vientos mar-tierra a 925 hPa desde las costa de Córdoba se debilitaron, al igual que la convergencia de vientos canalizados por la cordillera occidental, desde el noroeste del país (Figura 4.21 a). Por otro lado, al nivel de 850 hPa, los vientos desde el sur (vientos del valle MC) se fortalecieron, incursionando hacia el Caribe colombiano (Figura 4.21 b).

Estos patrones sugieren un debilitamiento en la zona de convergencia que fomentó el desarrollo del SCM. Dicho comportamiento es coherente con lo observado en la Figura 4.18 d, en la que también se observa el debilitamiento de la convergencia.

A pesar del debilitamiento de la convergencia de vientos en la baja troposfera, los campos de Max CAPE aún mostraban un ambiente inestable sobre Córdoba (región de actividad del SCM), además de contenidos de vapor de agua por encima de los 14 g/kg, y de PW alrededor de 66 mm (Figura 4.20 c-e). Estas condiciones pudieron haber contribuido a mantener activo el SCM, al soportar una configuración favorable para los procesos convectivos húmedos.

Alrededor de las 08:00 LST del 18 de junio, el SCM había experimentado un desplazamiento hacia el mar Caribe y una disminución en su área (Figura 4.14 f). Para este momento, los vientos en la baja troposfera (925 y 850 hPa) se fortalecieron, mostrando una dirección hacia el noroeste (Figura 4.22 a y b). Dicho patrón pudo haber favorecido el transporte de aire hacia el mar Caribe, sugiriendo patrones de divergencia sobre el continente, como también se evidencia en la Figura 4.18 d.

Análogamente, hubo una disminución en los valores de Max CAPE, indicando un ambiente atmosférico más estable (Figura 4.22 c). al igual que una entrada de aire seco desde el sur, consecuencia del transporte de aire seco por parte de los vientos a 850 hPa (Figura 4.22 d). Dichas condiciones son consistentes con las disminuciones de humedad observadas en la Figura 4.22 e. Esta configuración de divergencia, menos Max CAPE y humedad promovió la disipación del SCM.

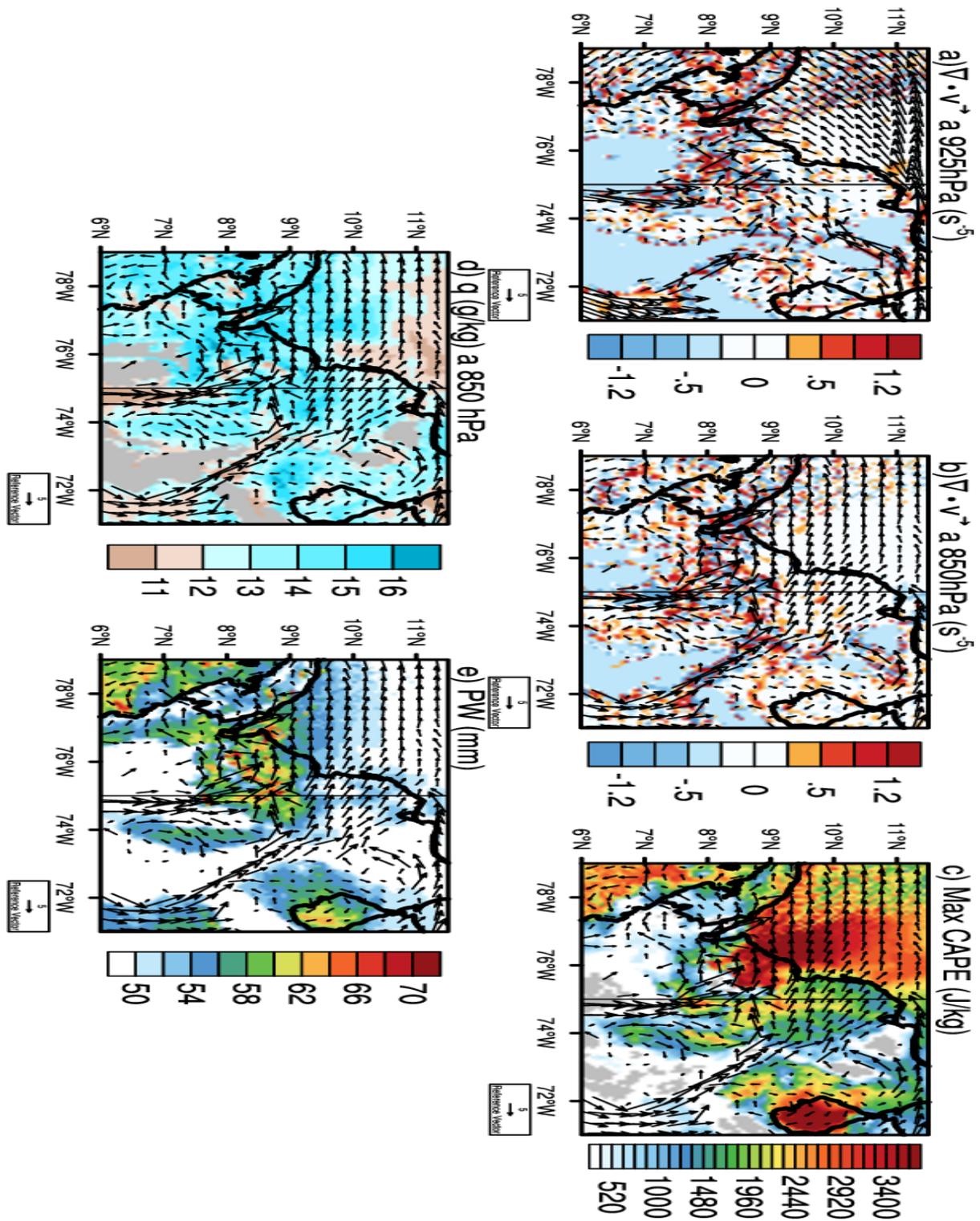


Figura 4.21 Campos de: a) divergencia y vientos a 925 hPa, b) tasa de mezcla de vapor de agua y vientos a 925 hPa, c) Max CAPE y vientos a 850 hPa, d) divergencia y vientos a 850 hPa, e) tasa de mezcla de vapor de agua y vientos a 850 hPa, y f) agua precipitable y vientos a 850 hPa, durante la etapa de maduración del SCM del evento Magdalena, para la simulación WRF do2.

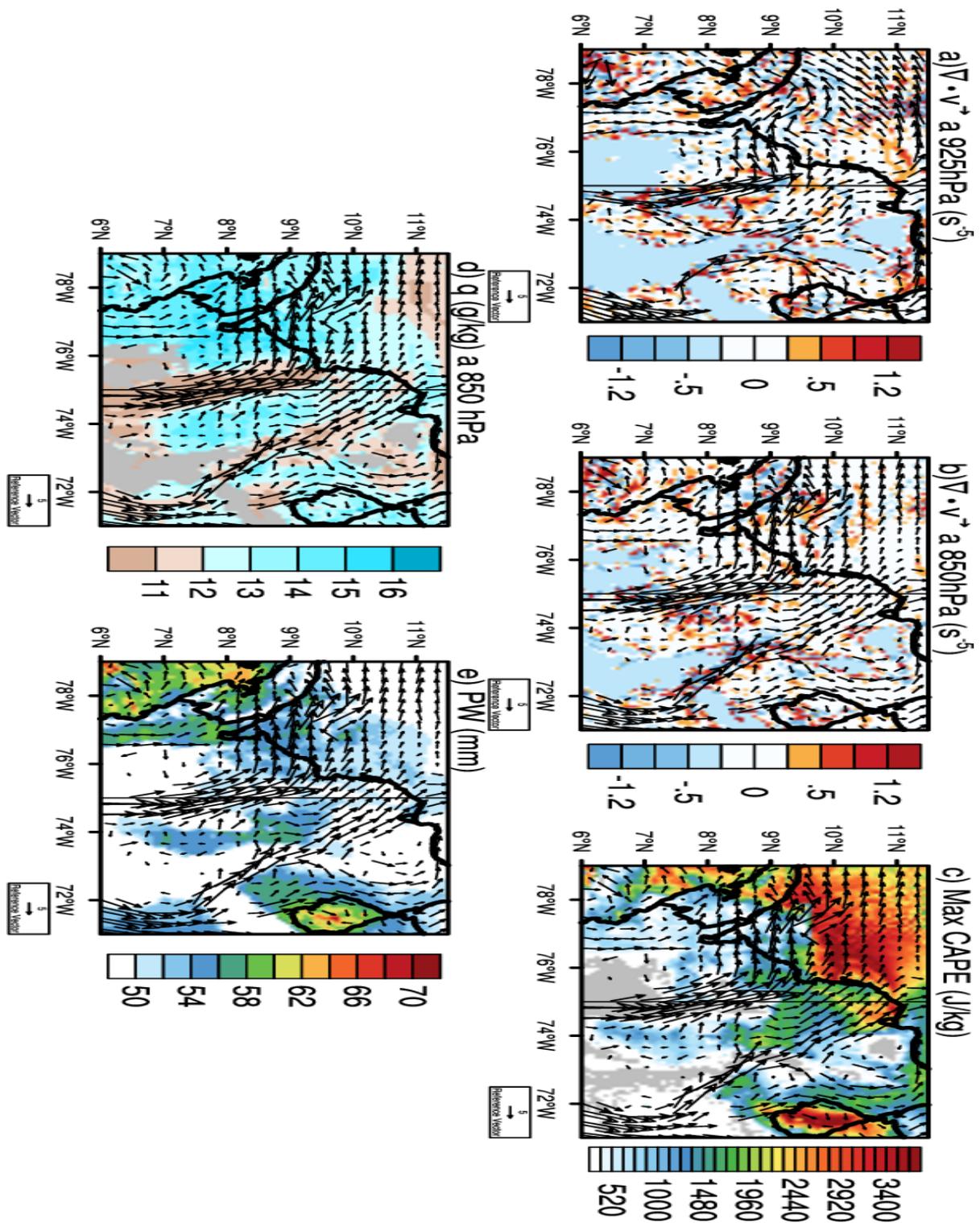


Figura 4.22 Campos de: a) divergencia y vientos a 925 hPa, b) tasa de mezcla de vapor de agua y vientos a 925 hPa, c) Max CAPE y vientos a 850 hPa, d) divergencia y vientos a 850 hPa, e) tasa de mezcla de vapor de agua y vientos a 850 hPa, y f) agua precipitable y vientos a 850 hPa, durante la etapa de decaimiento del SCM del evento Magdalena, para la simulación WRF do2.

4.4.5 Transporte de humedad en la baja troposfera

Sobre la región Pacífica, se pudieron observar vientos a 850 hPa con dirección hacia el este (es decir, hacia el Caribe) desde las 14:00 LST del 17 de junio Figura 4.23 a. Durante un periodo similar, se observó un pico en los contenidos de vapor de agua al mismo nivel (Figura 4.23 d). Esta configuración de vientos favoreció el flujo de humedad zonal hacia el Caribe, el cual se mantuvo hasta la iniciación del evento y horas después (es decir, alrededor de las 21:00 LST del 17 de junio; Figura 4.23 g). Al nivel de 925 hPa, los vientos sobre el Pacífico tuvieron una dirección hacia el oeste, por lo que posiblemente el flujo de humedad fue en dirección contraria al Caribe (Figura 4.23 a). Lo anterior sugiere que en la baja troposfera, las posibles contribuciones de aire húmedo desde el Pacífico solo se dieron al nivel de 850 hPa.

Como se observó en la Figura 4.20, los vientos desde el sur, canalizados por el valle MC, son un mecanismo de transporte de aire seco. Dicho patrón se observó en el comportamiento de los vientos y los contenidos de vapor de agua en el nivel de 850 hPa, donde los momentos de máximos vientos meridionales hacia el norte (e.g. 08:00 LST del 17 de junio y las 05:00 LST del 18 de junio) se dieron disminuciones en la humedad y en los flujos meridionales de la misma (Figura 4.23 b, e y h). Alrededor de 4 horas antes de la iniciación del SCM, hacia las 22:00 LST del 18 de junio, se dio un debilitamiento de los vientos y el flujo de humedad hacia el norte (Figura 4.23 b y h), lo cual favoreció el aumento de humedad en esta región (Figura 4.23 e). Esto favoreció que se generara acumulación de aire húmedo sobre la región, promoviendo una atmósfera húmeda y convectiva.

La serie de tiempo de los vientos meridionales en la baja troposfera sobre la región Caribe durante el evento Magdalena muestran que el modelo simuló una dirección dominante hacia el norte en el nivel de 850 hPa, mientras que los vientos a 925 hPa mostraron un ciclo diurno, con periodos de vientos hacia el norte (e.g. alrededor de las 07:00 LST del 17 de junio), y vientos hacia el sur (e.g. alrededor de las 14:00 LST del 17 de junio; Figura 4.23 c). Los vientos a 925 hPa se interpretan como vientos mar-tierra, posiblemente bajo condiciones de brisas marinas (Pérez et al., 2018; Camacho y Bedoya, 2020). Esta dirección de los vientos favorece el transporte de humedad hacia el continente. Alrededor de la iniciación del evento (es decir, 21:00 LST del 17 de junio), el modelo produjo un pico de humedad al nivel de 850 hPa (Figura 4.23 f). No obstante, a este mismo nivel hubo una disminución del flujo de humedad hacia el norte (Figura 4.23 i). Este patrón a 850 hPa sugiere que hubo un debilitamiento de los vientos meridionales hacia el norte, lo cual pudo favorecer la convergencia sobre la región Caribe, y en consecuencia se generó un ambiente más húmedo, el cual fue favorable para el desarrollo del SCM.

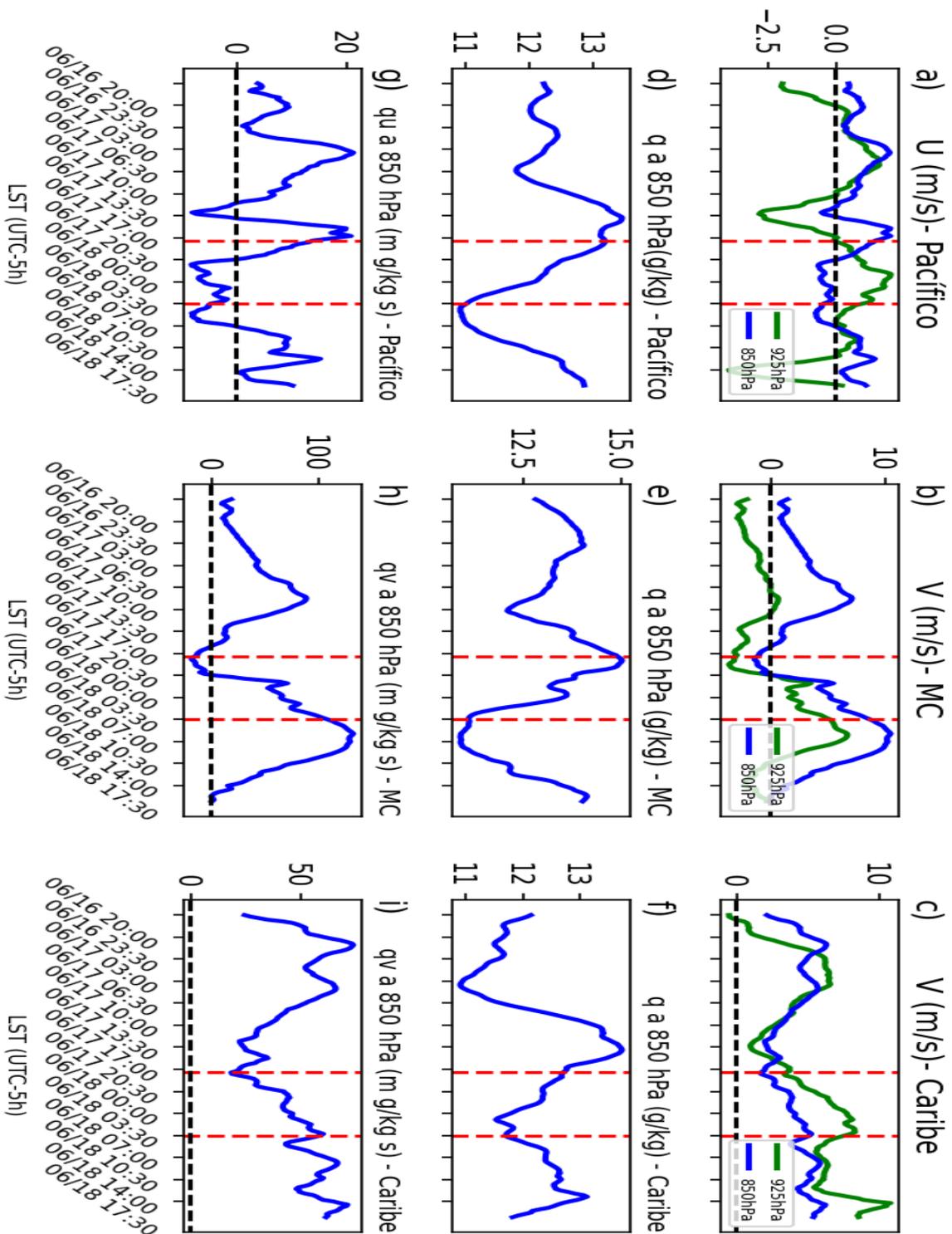


Figura 4.23 Series de tiempo de viento zonal (U), meridional (V), vapor de agua (q) y flujo meridional y zonal de humedad (qu y qv) para las regiones Pacífico (columna izquierda), Magdalena-Cauca (MC, columna central) y Caribe (columna derecha), definidas en la **Figura 4.10**, para la simulación WRF do2 del evento Magdalena.

4.4.6 Distribución vertical de reflectividad, vientos y humedad

La Figura 4.24 muestra el perfil vertical de reflectividad, velocidad vertical, viento meridional y tasa de mezcla de vapor de agua para la sección marcada en la Figura 4.13. Con esto se analizó la distribución vertical de la nubosidad profunda y las regiones de ascenso o descenso durante el evento Magdalena. Como se observó en la Figura 4.14, la iniciación del SCM fue producto de la fusión de núcleos convectivos sobre los Andes. Los perfiles de dBZ mostraron un sistema profundo con una fuerte reflectividad (> 40 dBZ; Zuluaga y Houze, 2015), con una altura de ~ 14 km (Figura 4.24 a). Al parecer, los vientos ascendentes tuvieron magnitudes débiles, no obstante hubo la suficiente convección para generar los sistemas nubosos. Además, se notaron pequeñas señales débiles de reflectividad (> 30 dBZ; Zuluaga y Houze, 2015) entre $-75.90^{\circ}\text{W}/7.90^{\circ}\text{N}$ y $-76.30^{\circ}\text{W}/8.38^{\circ}\text{N}$ (Figura 4.17 a). La presencia de esta señal puede tener un rol importante, ya que al desplazarse el núcleo convectivo fuerte hacia el mar, se encontraría con las señales débiles de reflectividad, dando pie a que se genere una intensificación de la señal débil y se de la sucesión de celdas convectivas que mantienen activo un SCM (Houze, 2018).

Los perfiles de vientos meridionales muestran que durante esta etapa, hubo vientos con dirección hacia el norte sobre los Andes, donde además, se presentó un flujo con dirección hacia el sur. Dicha región, pareció mostrar una línea de convergencia de vientos, y como se mencionó anteriormente, dichos vientos transportaron aire seco (desde el sur) y aire húmedo (desde el norte).

Debido a la sucesión de celdas convectivas en la fase de iniciación, en la etapa de maduración se pudo observar un crecimiento en el área convectiva con reflectividad fuerte (Figura 4.24 b). Adicionalmente, las regiones de ascenso (líneas moradas) se vieron mucho más marcadas permitiendo que el SCM alcanzara alturas de hasta 15 km. Esta zona con dBZ fuerte es la región convectiva del SCM, donde, además, se suelen formar las nuevas celdas convectivas y nubes estratocúmulos (Houze, 2018). Coherentemente con esta región, se dio una intensificación de convergencia, con vientos fortalecidos desde el norte y el sur (desde los Andes y el mar Caribe, respectivamente). El encuentro entre masas de aire en esta región favoreció la intensificación de la convección, observada en la fase de maduración. También se pudieron observar las regiones de descenso más marcado (líneas negras), debido a los *downdrafts* (flujos descendentes) del SCM. Vale la pena mencionar que se evidenciaron señales débiles de reflectividad entre $-75.43^{\circ}\text{W}/7.43^{\circ}\text{N}$ y $-75.90^{\circ}\text{W}/7.90^{\circ}\text{N}$. Es probable que esta señal se encuentre asociada a la región de precipitación estratiforme del SCM (Houze, 2018).

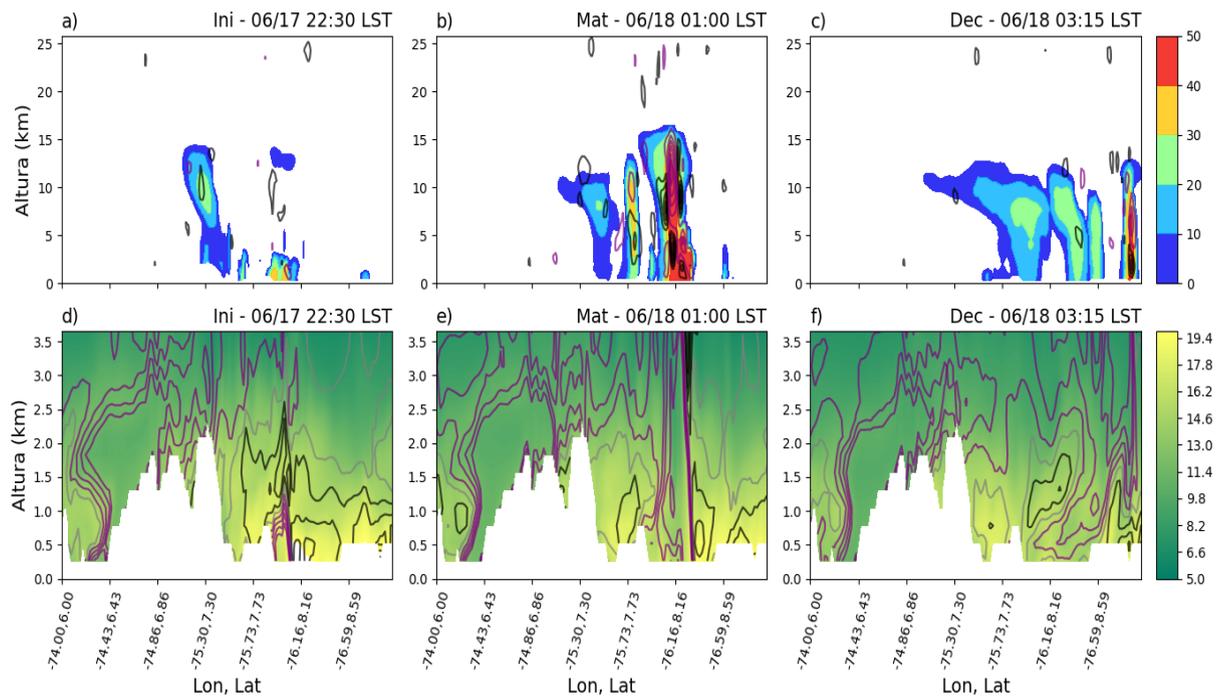


Figura 4.24 Secciones verticales de a–c) reflectividad (dBZ, contornos) y vientos verticales (m/s) (regiones de ascenso de masas en líneas moradas y regiones de descenso en líneas negras). d–f) Razón de mezcla de vapor de agua (g/kg; contornos) y vientos meridionales (m/s; líneas) para la simulación WRF do2 del evento Magdalena. En d–f, las líneas negras corresponden a vientos hacia el sur ($V < 0$), las moradas a vientos hacia el norte ($V > 0$), y las grises a vientos calmos ($V \sim 0$).

El SCM continuó su desplazamiento hacia el mar Caribe, hasta que eventualmente, durante la fase de decaimiento, no fue posible diferenciar las regiones de ascenso y descenso marcado. Adicionalmente, el SCM parece perder altura (~ -2 km, i.e. 13 km). Este comportamiento indica que el SCM se desorganiza verticalmente a medida que se acercaba al mar Caribe (Figura 4.24 c). Análogamente, hubo un debilitamiento de la línea de convergencia que favorecía los fenómenos convectivos (Figura 4.24 f).

4.5 Discusión y conclusiones sobre el evento Magdalena

El núcleo convectivo ancho y profundo, reportado durante la madrugada del 18 de junio de 2018 por la base de datos de núcleos convectivos de la Universidad de Washington, estuvo asociado a un SCM, el cual alcanzó un área superior a los 70000 km² y tuvo una duración de 8 horas aproximadamente (Figura 4.1 y 4.2). La formación de este evento fue el resultado de la aglomeración organizada de diferentes núcleos convectivos profundos sobre los Andes colombianos (Figura 4.1 a), acorde a lo estimado por NCEP–MERRA-2, PERSIANN y GPM. El SCM resultante presentó un desplazamiento lento hacia el mar Caribe (i.e se desplazó en dirección noroeste). En su trayectoria, afectó los departamentos de Magdalena, Córdoba,

Sucre y Bolívar, generando el levantamiento de alertas rojas y naranjas por el posible riesgo de inundaciones (IDEAM, 2018).

No hubo evidencia de que condiciones sinópticas como una EW o el CLLJ tuvieran influencia sobre la formación de este evento, al cual denominamos Magdalena (Figura 4.4 y 4.5). Siguiendo las condiciones atmosféricas analizadas por Cook y Vizy (2009) y Giraldo-Cardenas et al. (2021) para el CLLJ y las EW, respectivamente, para este evento no se cumplió ninguno de los patrones reportados por los autores, que podrían en principio favorecer sistemas convectivos en la región. Sin embargo, la distribución de presión sinóptica a 850 hPa mostró zonas de baja presión sobre el norte de Suramérica, lo cual favoreció que se formara una fuerte corriente de vientos a este nivel, con una dirección desde la cuenca del Amazonas hacia el mar Atlántico (Figura 4.6). El análisis climático realizado por Espinoza et al. (2021) sugiere que este patrón de circulación favorece la formación de precipitación en el norte del continente. Así, el único factor sinóptico que pudo haber influenciado favorablemente el desarrollo del SCM del evento Magdalena fue el gradiente horizontal de presión (HGT en la Figura 4.6).

Los patrones de vientos, divergencia y humedad analizados para la baja, media y alta troposfera (200, 500, 850 y 925 hPa) a partir del reanálisis ERA5, mostraron que la formación del sistema convectivo profundo se dio debido a la formación de una zona de convergencia a 925 y 500 hPa sobre los Andes (al sur de Córdoba), la cual se acopló con las señales de divergencia en el nivel de 200 hPa (Figura 4.8 - 4.11).

Los patrones de convergencia en la baja troposfera fueron producto de: i) vientos mar-tierra, los cuales ERA5 muestra desde 2 horas antes de la iniciación del evento (es decir, desde las 19:00 LST del 17 de junio; Figura 4.7 i); y ii) vientos desde el sur, canalizados por el valle MC, que se observaron desde las 17:00 LST del 17 de junio (4 horas antes de la iniciación del evento; Figura 4.7 g). En la media troposfera, la convergencia fue causada por vientos desde el sureste, los cuales alcanzaron el sur de Córdoba en cuestión de 6 horas, entre las 17:00 y las 21:00 LST del 17 de junio (Figura 4.8 e, i y m). Estas corrientes favorecieron la convergencia de vientos, además de la acumulación de humedad en la región de actividad del SCM (Figuras 4.7 n, 4.8 o, y 4.8 p). La configuración de convergencia de vientos en la baja y media troposfera, sumada a la presencia de los Andes (debido al forzamiento orográfico), fueron condiciones favorables para la convección húmeda. Adicionalmente, los patrones de divergencia en 200 hPa (Figura 4.9 a, d, g, j y 4.11 d) favorecieron el desplazamiento horizontal de masas de aire en la alta troposfera, generando condiciones para el ascenso de masas de aire y el desarrollo horizontal de nubes (Houze, 2018; Schumacher y Rasmussen, 2020).

El modelo WRF a resolución CP logró producir la ocurrencia de un sistema organizado (un SCM), capturando la formación del evento como producto de la

fusión de diferentes núcleos convectivos sobre la cordillera central y occidental (Figura 4.14 a y d). Además, la simulación también mostró el desarrollo del SCM sobre los departamentos de Córdoba, Bolívar y Sucre, y su desplazamiento y disipación sobre el mar Caribe (Figura 4.14 b, c, e y f).

A pesar de las subestimaciones en la intensidad y área de la precipitación de este evento con respecto a IDEAM y GPM (Figura 4.15 y 4.16), el modelo produjo acumulados de precipitación más realistas que GPM o ERA5 (Figura 4.16 a). En resumen, se concluye que el modelo WRF con una configuración *simple* (sin asimilación de datos) fue capaz de capturar la ocurrencia del evento Magdalena de manera realista. Vale la pena señalar que no hubo mucha diferencia en la simulación de la tormenta al reducir el tamaño de celda de 4 km a 1.3 km, pues las salidas de ambas simulaciones produjeron un SCM similar (Figuras 4.14 y 4.15).

El ambiente atmosférico simulado por WRF a resolución CP presentó condiciones inestables, con altos contenidos de humedad alrededor de 6 horas antes de la iniciación del SCM (Figura 4.18 a y c). Estas condiciones pudieron estar asociadas a las señales de convergencia en la baja troposfera, especialmente al nivel de 925 hPa (Figura 4.18 d). Así, los altos valores de Max CAPE, junto a la acumulación de masas de aire en la baja troposfera, pudieron favorecer la formación de fenómenos convectivos húmedos.

Los patrones de vientos (simulados por WRF) asociados a la convergencia en la región de formación del SCM en la baja troposfera fueron:

- Desde las 20:00 LST del 17 de junio (dos horas antes de la iniciación del SCM), fue clara la circulación de **vientos mar-tierra** en la costa de Córdoba, al nivel de 925 hPa, la cual incursionó hasta el sur de Córdoba, donde inició el SCM (Figura 4.19 a). Es posible que este patrón no fuera necesariamente de brisas marinas debido a que inició en las horas de la noche (Miller et al., 2003). Es probable que el modelo simulara bajas presiones sobre el continente, las cuales produjeron los vientos mar-tierra que no estuvieron relacionadas al ciclo diurno de radiación.
- Desde el noroeste del país, una corriente **de vientos a 925 hPa fue canalizada por la Sierra Nevada de Santa Marta y la cordillera occidental**, con características de vientos gap (*gap winds*; Figura 4.19 a). Estos vientos fueron observados desde las 19:30 LST del 17 de junio, y alcanzaron el sur de Córdoba alrededor de las 21:45 LST del mismo día.
- Al nivel de 925 y 850 hPa, hubo **vientos desde el sur canalizados por el valle MC**, los cuales alcanzaron el sur de Córdoba a las 22:30 LST del 17 de junio (cerca al momento de iniciación del SCM). Estos vientos transportan masas de aire más secas que el aire que estaba sobre el departamento de Córdoba (Figura 4.20), así que esta corriente de vientos favoreció la convergencia de masa, pero no necesariamente el transporte de humedad desde el sur.

- Otro factor importante en la formación de convección para este evento fue la presencia de la topografía (la Serranía de San Lucas y la cordillera central), debido a que esta pudo haber tenido efectos de **bloqueo orográfico** sobre las corrientes de vientos mencionadas, lo que favorecería que éstas ascendieran en la vertical y formaran núcleos convectivos profundos.

Los patrones horizontales de convergencia de vientos en la baja troposfera formaron una línea de convergencia cerca a la Serranía de San Lucas, dando pie a la formación de una región de ascenso de masas, la cual soportó el desarrollo vertical del SCM hasta ~ 15 km de altura (Figura 4.24 a y d). Estos patrones mantuvieron activa la línea de convergencia, donde se dio la formación de la región convectiva del SCM durante su trayectoria hacia el mar Caribe (Figura 4.24 b, c, e y f).

La Figura 4.25 resume el estado de la atmósfera asociado a la formación del SCM del evento Magdalena. La escala sinóptica mostró un gradiente horizontal de presión favorable, promoviendo vientos desde el Amazonas hacia el norte de Suramérica. Estos vientos posiblemente fueron precursores de los vientos canalizados por el valle MC y transportaron aire seco hacia el sur de Córdoba, favoreciendo la convergencia de masa en la región.

En la mesoescala, diferentes corrientes de vientos estuvieron involucradas en la iniciación del SCM: al nivel de 925 hPa, los vientos mar-tierra y vientos canalizados por la Sierra Nevada de Santa y la cordillera occidental; además de los vientos desde el valle MC al nivel de 925 y 850 hPa. En la media troposfera (i.e 500 hPa), vientos fuertes y húmedos provenientes del sureste. La combinación de estas corrientes favoreció la acumulación de masas de aire húmedo y seco sobre los Andes. Así, se presentó no solo la acumulación de masas de aire sino también la formación de regiones de convergencia y de ascenso de masas de aire, que fueron factores importantes para la formación de un SCM.

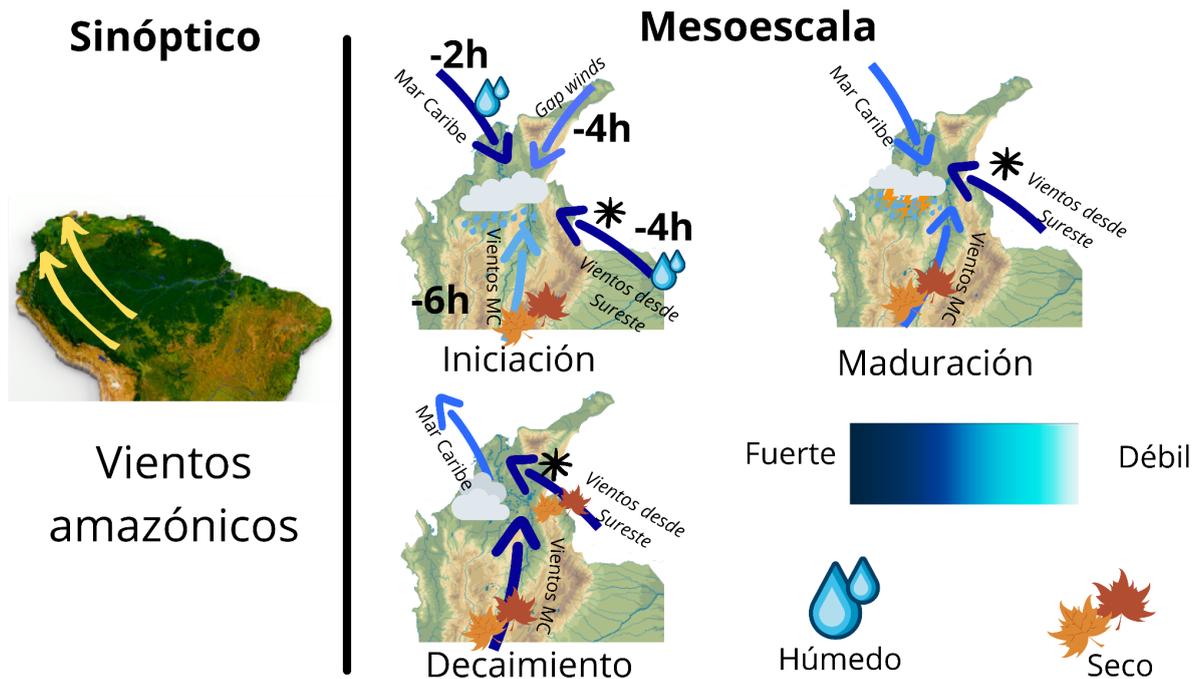


Figura 4.25 Ilustración de las condiciones sinópticas y de mesoescala asociadas al evento Magdalena. Las flechas representan los vientos en niveles de baja troposfera (925 y 850 hPa) mientras que las flechas con un asterisco representan vientos en la media troposfera (700 y 500 hPa). Las horas sobre las flechas en la fase de iniciación indican con cuántas horas de antelación fueron observadas las corrientes. Las corrientes de vientos sin símbolos de húmedo (gota) o seco (hojas) favorecieron la convergencia/divergencia de masa, más no de humedad.

4.6 Material suplementario para el evento Magdalena

La Figura 4.S1 muestra la comparación de los campos de la tasa horaria de precipitación para GPM y lo simulado por WRF. A diferencia de los retrasos en el patrón de nubosidad simulados por WRF (ver Figura 4.14), para la precipitación se evidenció que el modelo tuvo una mejora en los patrones temporales en los momentos cuando precipitó la tormenta. En la fase de iniciación del SCM (Figura 4.S1 a y d), el modelo representó señales de precipitación sobre los Andes, al igual que GPM; no obstante, el modelo subestimó el área y magnitud de la lluvia.

Las etapas de maduración y finalización fueron simuladas una hora más tarde con respecto a lo reportado por GPM; además, la precipitación de WRF tuvo un área menor (Figura 4.S1 b, c, e y f). A pesar de que la precipitación reportada por GPM tuvo un área e intensidad mayores que la para WRF, el modelo mostró comportamientos coherentes con las observaciones de GPM.

Los patrones de precipitación simulados a 4 y 1.3km presentaron un comportamiento similar (Figura 4.S1 d-i). Ambos dominios muestran señales de precipitación en regiones coherentes con las estimaciones de GPM. Durante la fase de iniciación (~ 20:00 HL), la simulación WRF-d03 solo mostró una señal de precipitación clara sobre la cordillera occidental y en el Pacífico (donde el modelo representa los núcleos convectivos que generaron el SCM simulado); mientras que para la simulación WRF-d02, representó precipitación en las cordilleras occidental y central. Esta diferencia es coherente con las observadas en los patrones de nubosidad profunda (Figura 4.14). La fase de decaimiento también presentó diferencias entre las salidas del modelo: en WRF-d03 el SCM tenía una mayor área de precipitación; de hecho, una buena porción del núcleo convectivo fue simulado sobre el continente, lo cual es más cercano a las estimaciones de GPM, tanto espacialmente como en la magnitud de la precipitación. Por su parte, en WRF-d02, el área de lluvia era menor. Posiblemente debido a esta diferencia, el SCM de WRF-d03 tuvo lluvias de mayor duración.

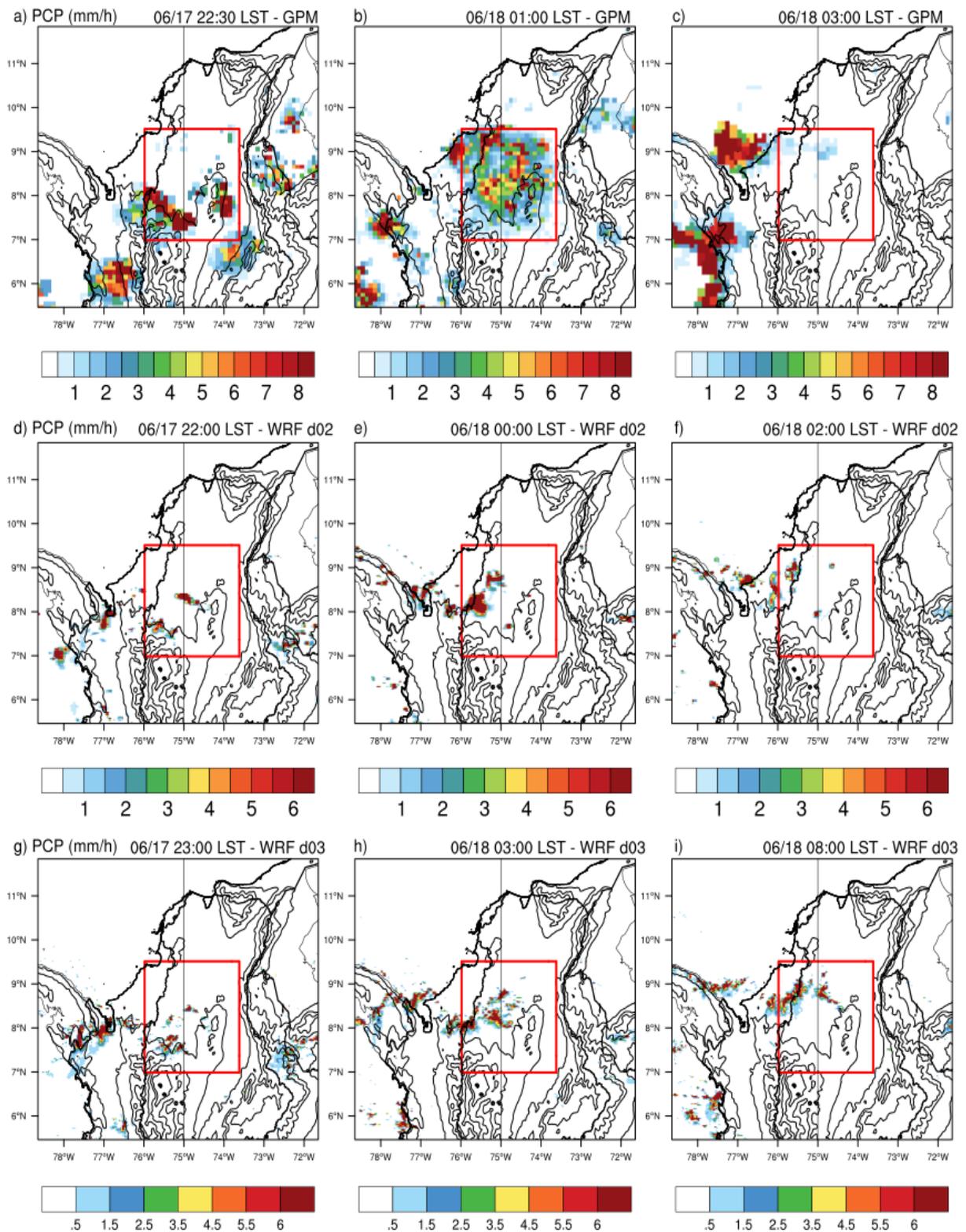


Figura 4.S1 Campos de precipitación (PCP) de GPM (a-c), WRF-d02 (d-f), y WRF-d03 (g-i), para las etapas del evento Magdalena. Los rectángulos definen las regiones donde fueron calculados los promedios espaciales de la **Figura 4.16**.

5. Evento “Córdoba 2019”

La base de datos de núcleos convectivos de la universidad de Washington (Wang et al., 2019) reportó la ocurrencia de un núcleo convectivo ancho y profundo (DWC, por sus siglas en inglés) durante la madrugada del 23 de julio de 2019 sobre la región de interés (Figura 5.1). Acorde a esta base de datos, el sistema presentó una extensión horizontal de 12359 km², con su centro en 10°N - 74.35°W, ubicando el DWC sobre la parte baja de la cuenca MC. Una comparación con diferentes bases de datos de precipitación y temperatura de nube, confirmaron que el DWC estuvo contenido dentro de un SCM. De aquí en adelante, este SCM será llamado evento *Córdoba*.

Las intensas lluvias asociadas al evento Córdoba produjeron riesgo de inundaciones en los cuerpos de agua de San Marcos, afectando algunas regiones en La Mojana, como Ayapel, San Benito de Abad y Majagual. Las lluvias también causaron riesgo por aumento en el nivel del río Sinú. Las alarmas emitidas fueron de categoría naranja, y fueron publicadas en el boletín de condiciones hidrometeorológicas de IDEAM (2019). Durante la temporada de junio a agosto de 2019 (JJA-2019), se reportaron condiciones neutrales del ENSO, acorde a los valores de 0.3 del índice ONI reportados para la fecha (NOAA, 2022).

5.1 Patrones de nubosidad y precipitación a partir de NCEP, PERSIANN, GPM e IDEAM

La Figura 5.1 contiene los campos horizontales de BT y precipitación a lo largo del ciclo de vida del evento Córdoba, y la Figura 5.2 presenta la serie de tiempo de estimados del área y precipitación del mismo para diferentes bases de datos. Desde las 16:00 LST del 22 de julio, los patrones de BT mostraron un sistema convectivo con un área que supera los 10000 km² sobre la costa Caribe (Figura 5.S1). Entre las 16:00 y las 20:00 LST del 22 de julio. El sistema presentó un rápido crecimiento, lo cual es consistente con el crecimiento de un SCM en su etapa de iniciación o génesis (Figura 5.2; Houze, 2018; Feng et al., 2019). Durante esta etapa, el sistema convectivo sobre la costa presentó un desplazamiento hacia el sureste (Figura 5.1 a, b, c y 5.S1), luego de formarse sobre la línea costera, tal vez asociado a la actividad convectiva en el frente de las BMT sobre la región (Miller et al., 2003; Azorin-Molina et al., 2014; Chen et al., 2016). Este sistema alcanzó una profundidad por encima de los 9 km, según los valores de BT menores a 210 de BT que se observan en la Figura 5.1 a-c (Machado y Laurent, 2004). Al mismo tiempo, los campos de precipitación y BT mostraron la formación de otro sistema convectivo sobre el piedemonte de la cordillera central, el cual presentó un leve desplazamiento hacia el noreste (Figura 5.1 a, b, c y 5.S2).

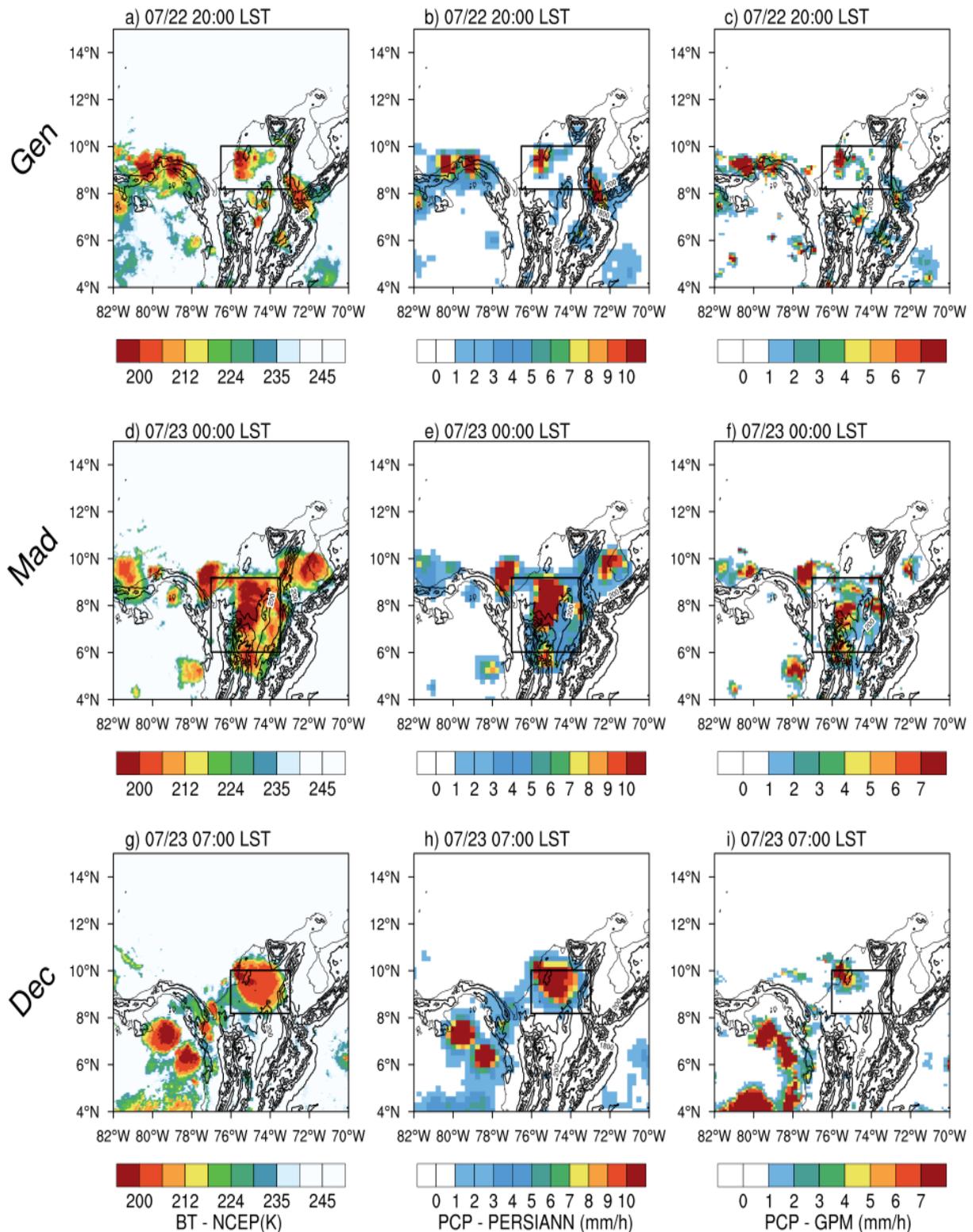


Figura 5.1 Campos de temperatura de brillo (BT, por sus siglas en inglés) de NCEP-MERGIR y precipitación (PCP) de PERSIANN y GPM para las etapas de génesis (a-c), maduración (d-f), y decaimiento (g-i) del ciclo de vida del evento Córdoba. Los rectángulos muestran las regiones en las que se estimaron los promedios espaciales de las Figuras 5.2 y 5.3.

Después de las 22:00 LST del 22 de julio, la tasa de crecimiento del SCM aumentó (Figura 5.2). Tal aumento fue consecuencia de la fusión entre el sistema convectivo formado sobre la costa y el piedemonte de la cordillera central; los sistemas convectivos se organizaron en una única entidad en cuestión de 2 horas (Figura 5.2). Es importante resaltar que en el momento de fusión (22:00 LST del 22 de julio) se dio un pico de precipitación (Figura 5.2).

Tras la fusión de ambos sistemas, el SCM resultante continuó creciendo en área horizontal hasta alcanzar su máxima área y tasa de precipitación alrededor de las 03:00 LST del 22 de julio, presentando un área de 118000 km² y 80000 km² acorde a NCEP-MERGIR y GPM, respectivamente (Figura 5.2). Este comportamiento es característico de la etapa de maduración de un SCM (Houze, 2018; Feng et al., 2019). En esta etapa, el SCM afectó una gran parte del Caribe colombiano, teniendo influencia sobre gran parte (o totalidad) de los departamentos de Córdoba, Sucre y Bolívar (Figura 5.1 d-f). En su etapa madura, el SCM tuvo un desplazamiento lento hacia el noreste, y sus patrones de nubosidad ancha y profunda se distribuyeron a lo largo de las cordilleras de los Andes (Figura 5.1 d-f).

Después de las 04:30 LST del 23 de julio, el área y precipitación del SCM empezaron a decaer (Figura 5.2). El decrecimiento del sistema pudo deberse a la salida máxima de humedad en forma de precipitación durante la etapa de maduración, por lo que el SCM comienza a carecer de un ingrediente importante para mantenerse, y comienza su etapa de decaimiento (Houze, 2018; Schumacher y Rasmussen, 2020). Alrededor de las 07:00 LST del 23 de julio, la tasa de decrecimiento del SCM se detuvo (Figura 5.2). Esto fue causado porque el SCM presentó una división en dos sistemas convectivos: el primero se dirigió hacia el sur mientras que el segundo permaneció sobre la costa Caribe (Figura 5.1 g, h y i). El segundo sistema aún presentaba un área por encima de los 10000 km² (Figura 5.2), presentando un pico de precipitación y de área entre las 07:00 y las 08:30 LST del 23 de julio. Este posible nuevo SCM (sobre la costa Caribe, Figura 5.1 g-i) se mantuvo activo durante 4-5 horas y marcó la disipación del evento Córdoba (Figura 5.2).

Las diferentes bases de datos usadas para analizar la precipitación acumulada concuerdan en el aumento de esta variable alrededor de la iniciación del evento Córdoba (22:00 LST del 22 de julio; Figura 5.3). Las observaciones promediadas para diferentes estaciones IDEAM (la ubicación de las estaciones se encuentran en la Figura 5.13) mostraron que la lluvia asociada al SCM duró al menos 9 horas, acumulando alrededor de 40 mm. Los estimados de PERSIANN sobrestimaron los acumulados, mientras que los estimados de GPM lo subestimaron. A pesar de las diferencias en la magnitud de los acumulados, se observa un acuerdo entre las bases de datos de que hubo aumento en los acumulados de precipitación entre las 20:00 del 22 de julio y las 07:00 LST del 23 de julio. Entre las 17:00 del 22 de julio y las 02:00 LST del 23 de julio, GPM e IDEAM presentaron un comportamiento similar,

aunque GPM subestimó las magnitudes totales de precipitación acumulada tras la finalización del evento Córdoba.

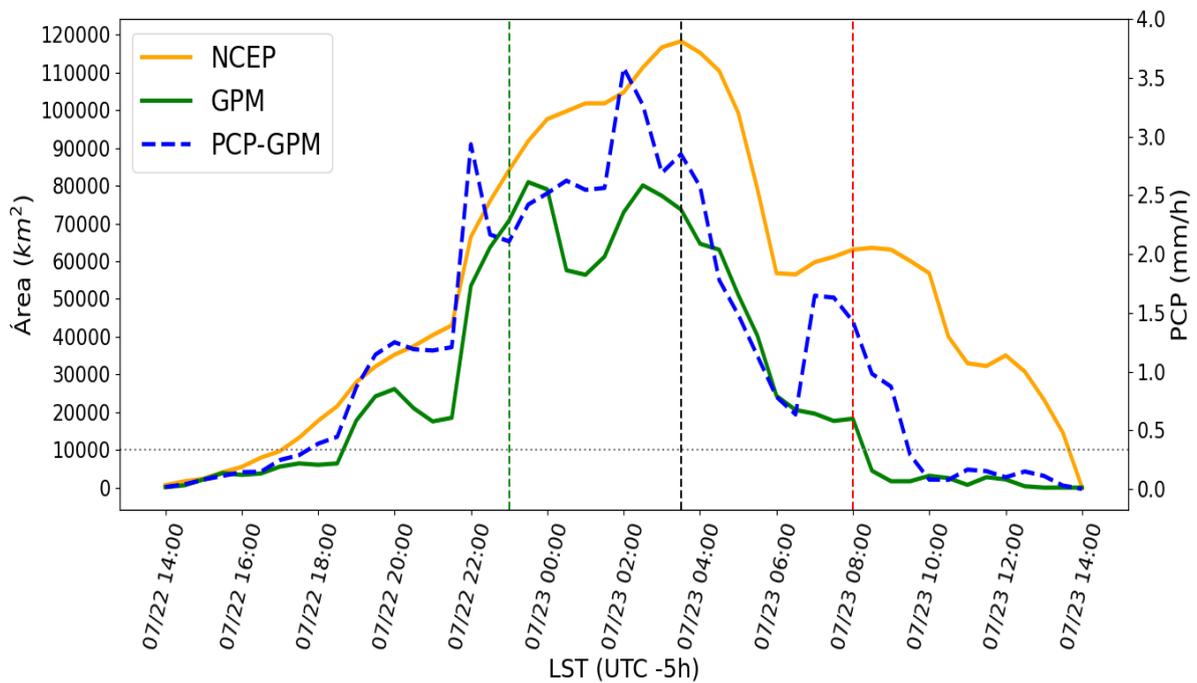


Figura 5.2 Serie de tiempo del área registrada por la temperatura de brillo de NCEP-MERGIR (curva naranja) y GPM (curva verde), y la tasa de precipitación (curva en rayas azules) de GPM para el evento Córdoba. La línea verde marca el momento de génesis, la línea negra el momento de maduración, y la línea roja el momento de decaimiento del evento Córdoba.

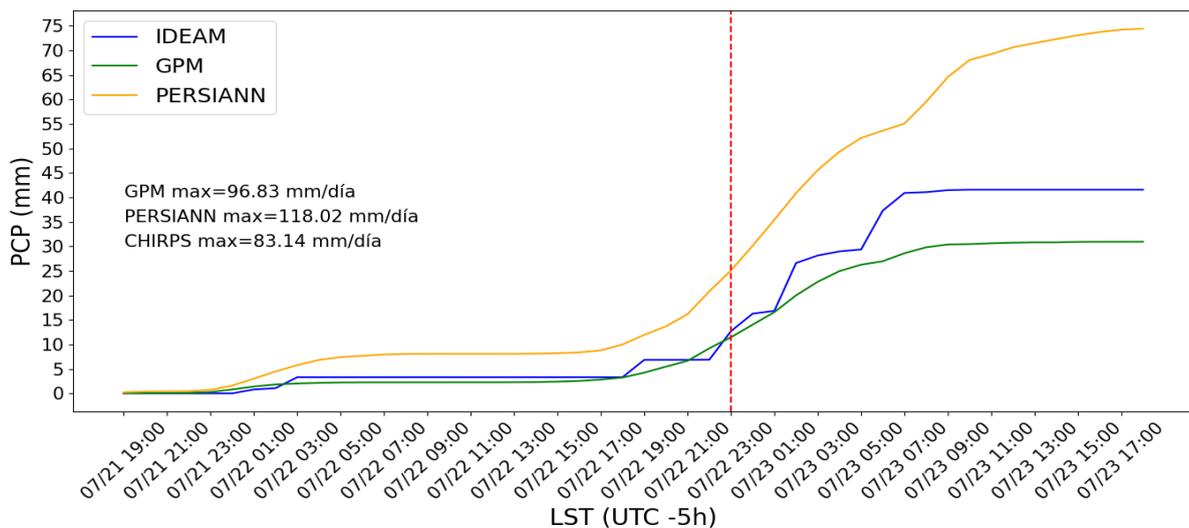


Figura 5.3 Serie de tiempo de los acumulados de precipitación medidos por IDEAM (azul), GPM, PERSIANN (naranja) para el evento Córdoba. Los valores corresponden al píxel con el estimado más alto de precipitación acumulada. La línea roja indica el momento de iniciación del evento. La línea roja indica el momento de iniciación del evento.

Los valores máximos de precipitación presentados en la Figura 5.3 corresponden al píxel con mayor precipitación diurna acumulada estimada durante el periodo de actividad del SCM. PERSIANN reportó un máximo con un valor de 118 mm/día, seguido por GPM y CHIRPS con 97 mm/día y 83 mm/día, respectivamente. A pesar de las diferencias en la magnitud de la precipitación, las bases de datos tienen un acuerdo en que el evento Córdoba estuvo asociado a un evento intenso de precipitación.

5.2 Condiciones sinópticas

5.2.1 Ondas del Este y CLLJ

La Figura 5.4 muestra el avance de una EW desde dos días antes al día del evento Córdoba, es decir, entre el 21 y 23 de julio de 2019. Durante este periodo, los patrones de líneas de corriente a 700 y 850 hPa presentaron la propagación hacia el oeste de una V invertida (Figura 5.4 a, b, d, e, g y h), en coherencia con el desplazamiento de una posible EW, así como se observa el movimiento hacia el oeste de centros de vorticidad positiva y vientos del sur, junto con altos contenidos de PW (Figura 5.4 b, c, e, f, h y i). Estos patrones son similares a los sugeridos por Gomes et al. (2015) y Giraldo-Cardenas et al. (2022), asociados al paso de una EW sobre la región Caribe y el norte de Sur América. Para el día 0 (23 de julio de 2019), la EW había alcanzado el norte de Suramérica, trayendo consigo un centro de vorticidad positiva, además de altos contenidos de humedad ($PW > 50$ mm). Estas condiciones sinópticas favorecieron la formación de convección y nubosidad profunda, contribuyendo al eventual desarrollo de un SCM. La EW pudo ser una EW húmeda, debido a que presentó características similares a las EWs húmedas observadas por Giraldo-Cardenas et al. (2022).

El diagrama Hovmöller de la Figura 5.5 muestra el desplazamiento de las anomalías positivas de vorticidad y precipitación. Se pudo apreciar que desde las 19:00 LST del 07/20, hubo señales de vorticidad positiva pasando sobre $50^{\circ}W$, la cual se desplazó hacia el oeste, como es el comportamiento usual de una EW (Figura 5.5 b). Kouadio et al. (2012) encontró que las EW que inician o pasan los $50^{\circ}W$ de manera clara usualmente alcanzan el norte de Suramérica, generando ambientes convectivos sobre la región. Para el caso del evento Córdoba, la EW alcanzó el norte de Colombia alrededor de 12 horas antes de la iniciación del evento.

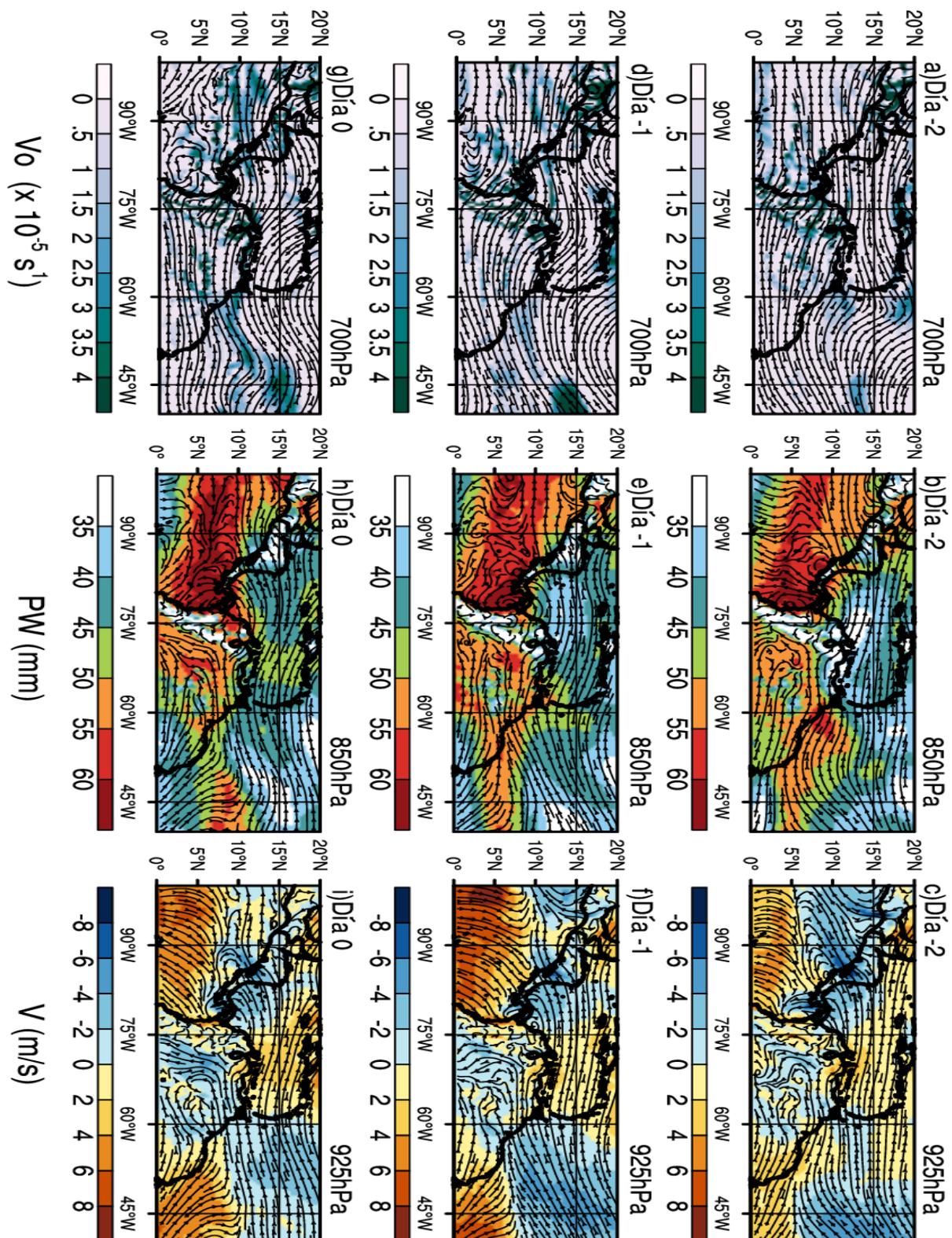


Figura 5.4 Campos de vorticidad filtrada con líneas de corriente a 700 hPa (a, d y g), agua precipitable (PW) con líneas de corriente a 850 hPa (b, e y h), y viento meridional y líneas de corriente a 925 hPa (c, f y i) para varios días antes de la ocurrencia del evento Córdoba, a partir de información de ERA5. El día -2 corresponde al 21 de julio de 2019, el día -1 corresponde al 22 de julio, y el día 0 corresponde al 23 de julio (día del evento).

Las señales de precipitación (contornos azules en la Figura 5.5 b y c) pudieron apreciarse desde las 21:00 LST del 22 de julio, y presentaron un desplazamiento en coherencia con las anomalías de vorticidad (es decir la EW). La congruencia entre el desplazamiento de la precipitación y la EW podría indicar que ambos fenómenos estuvieron en fase (Figura 5.5 c). La perturbación sinóptica de la EW pudo haber contribuido a formar convergencia, como indican los centros de vorticidad positiva, además del posible transporte de humedad, como indican los campos de PW (Figura 5.4 b, e y h). Tales condiciones pudieron haber intensificado el ascenso de masas de aire en los niveles bajos y medios, y la acumulación de humedad, lo que en consecuencia pudo haber intensificado la precipitación. Estos patrones confirman las posibles relaciones entre el SCM y el paso de la EW; resultados similares fueron evidenciados en los SCM-EW (AEW-MCSs, por sus siglas en inglés) estudiados por Kouadio et al. (2012) y Gomes et al. (2015).

Otro fenómeno de escala sinóptica que puede tener relación con un SCM es el CLLJ. Un indicador del comportamiento del CLLJ durante el evento Córdoba es presentado en la Figura 5.5 a. El índice del CLLJ, alrededor de los días del evento, sugiere un CLLJ más fuerte de lo usual. Los resultados de Cook y Vizy (2010) sugieren que un CLLJ fuerte favorece la divergencia de humedad sobre el norte de Suramérica. Por tanto, el resultado en la Figura 5.5 a sugiere que el CLLJ pudo no haber contribuido con condiciones de convergencia de masa o humedad durante el desarrollo del SCM.

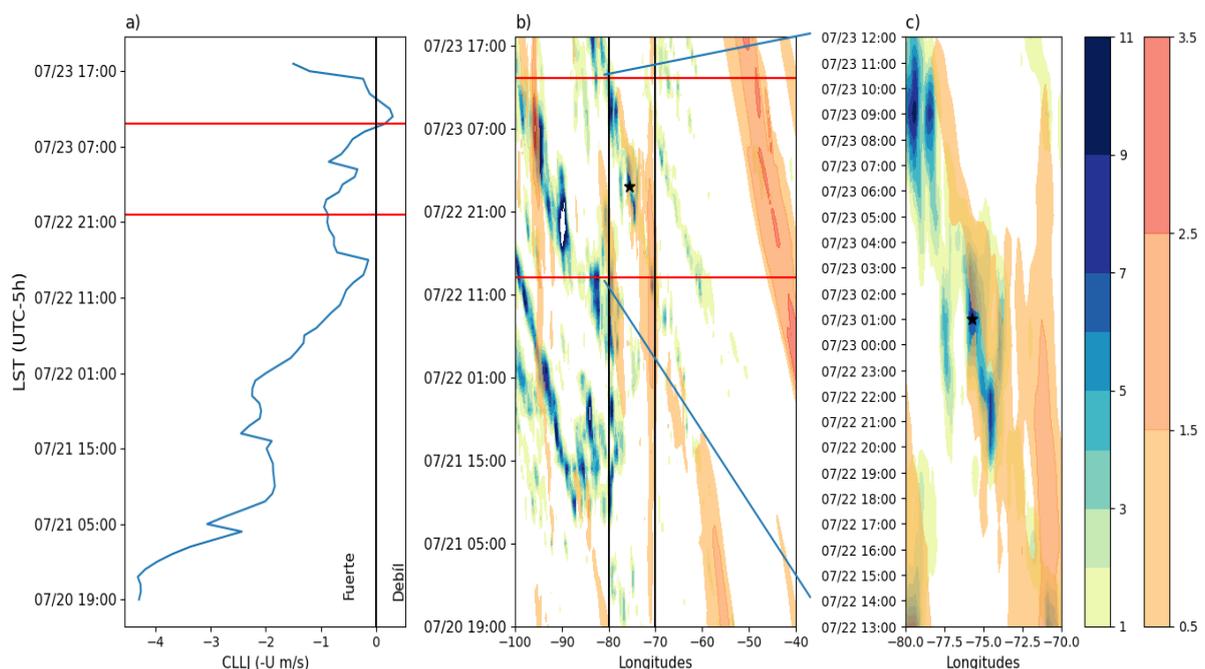


Figura 5.5 a) Serie de tiempo del índice del CLLJ. Las líneas rojas delimitan el tiempo de actividad del evento Córdoba. b) Diagrama Hovmöller de vorticidad positiva (contornos rojos) y precipitación (contornos azules) durante la duración del evento. Las líneas negras delimitan las longitudes del norte de Colombia y las líneas rojas delimitan 24 horas alrededor del evento. c) Un acercamiento a la región y periodo delimitado en la **Figura 5.5 b**. Las series de tiempo y campos son estimados a partir de información de ERA5.

5.2.2 Altura geopotencial sobre el norte de Suramérica

La Figura 5.6 presenta las condiciones sinópticas de la altura geopotencial (HGT) y sus anomalías (HGT') a 850 hPa durante el día del evento Córdoba. Los campos totales de HGT mostraron que había una zona de baja presión sobre la costa noroccidental de Colombia, la cual favoreció la formación de una rotación ciclónica de los vientos sobre esta región (Figura 5.6 a). Este patrón de vientos promueve la convergencia en niveles bajos y fenómenos convección sobre las costas Pacífica y Caribe colombianas (Zuluaga y Houze, 2015).

Sobre el continente, al este de los Andes, hubo un gradiente de anomalías de HGT con dirección hacia el sur, con las presiones más bajas al sur de los Andes, cerca de Bolivia. Esta distribución de presión también pudo notarse en los campos totales de HGT (Figura 5.6 a y b). En consecuencia, los vientos al sur del ecuador (0° N) tuvieron una dirección principalmente hacia el sur, y fueron anómalamente fuertes.

En resumen, las condiciones sinópticas concurrentes con la formación del SCM incluyeron una zona de baja presión en el noroeste de Colombia (la cual produjo una rotación ciclónica en niveles bajos) y el paso de una EW húmeda. Estos patrones promovieron la convergencia a escala sinóptica, favoreciendo un ambiente convectivo.

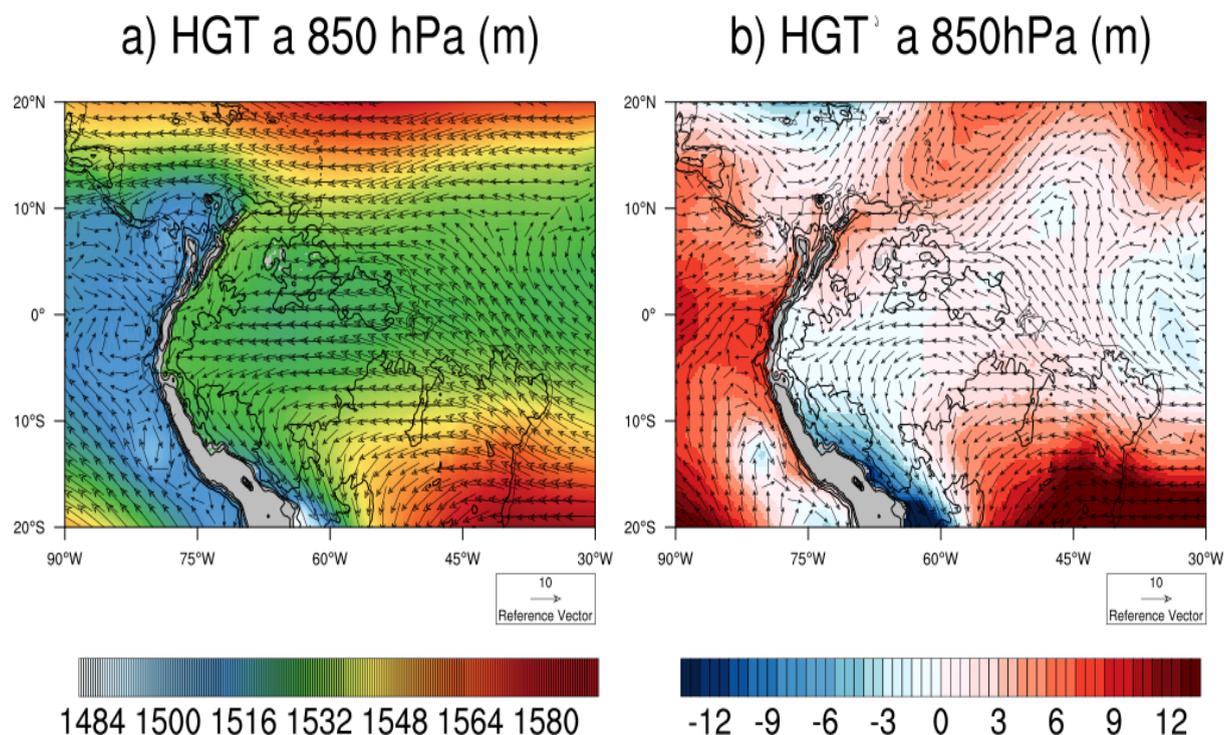


Figura 5.6 Campos del promedio diario de altura geopotencial (HGT) a 850 hPa y sus anomalías (HGT'), para el día 23 de julio del 2019 (día del evento Córdoba), a partir de información de ERA5.

5.3 Acumulación y transporte de humedad asociados al evento Córdoba según el reanálisis ERA5

5.3.1 Baja troposfera: 925 hPa ~ 600 m.s.n.m

Seis horas antes de la iniciación del evento Córdoba (16:00 LST del 22 de julio), los vientos presentaron un patrón de vientos tierra-mar, el cual estuvo asociado con condiciones de divergencia sobre tierra (Figura 5.7 a). La salida de los vientos continentales favorece el escape de humedad. Es probable que este patrón contribuyó a los bajos niveles de PW observados 6 horas antes del evento (Figura 5.7 b).

Cuatro horas antes de la iniciación del evento (18:00 LST del 22 de julio), los vientos comenzaron a rotar en sentido horario, tomando un patrón de vientos mar-tierra. Análogamente, se evidenciaron patrones de convergencia, un debilitamiento en las anomalías de magnitud del viento, y anomalías positivas de humedad específica sobre el continente (Figura 5.7 e, g y h). Es probable que estos patrones contribuyeran al aumento gradual de los niveles de PW (Figura 5.7 f). Por otro lado, se pudo observar una incursión de vientos desde el Pacífico (Figura 5.7 e y f), la cual pudo estar asociada a la rotación ciclónica vista en la Figura 5.6 a. Es posible que los vientos del Pacífico, al ingresar al Caribe, interactuaron con los vientos tierra-mar, lo cual favoreció que estos tomaran una dirección más hacia el sur, incursionando hacia el sur del Caribe (Figura 5.7 i, j y k). Para el momento en que ambas corrientes se mueven continente adentro, se pudo notar que los niveles de PW aumentaron (Figura 5.7 j).

Para las 22:00 LST del 22 de julio, momento en el que inició el evento (0 h), hubo un claro patrón de convergencia sobre el continente, posiblemente asociado a la entrada de vientos fuertes desde las costas Pacífica y Caribe (Figura 5.7 m y o). Estas corrientes de vientos pudieron haber favorecido la acumulación de humedad sobre la región, lo cual es coherente con los altos niveles de PW vistos alrededor de la iniciación del SCM (Figura 5.7 n).

Esta serie de condiciones anteriormente descritas promovieron la acumulación de masas de aire, las cuales fueron transportadas desde las costas Pacífica y Caribe, promoviendo un ambiente húmedo y convectivo en los niveles bajos. Según ERA5, estas condiciones comenzaron a organizarse alrededor de 4 horas antes de la iniciación del evento Córdoba.

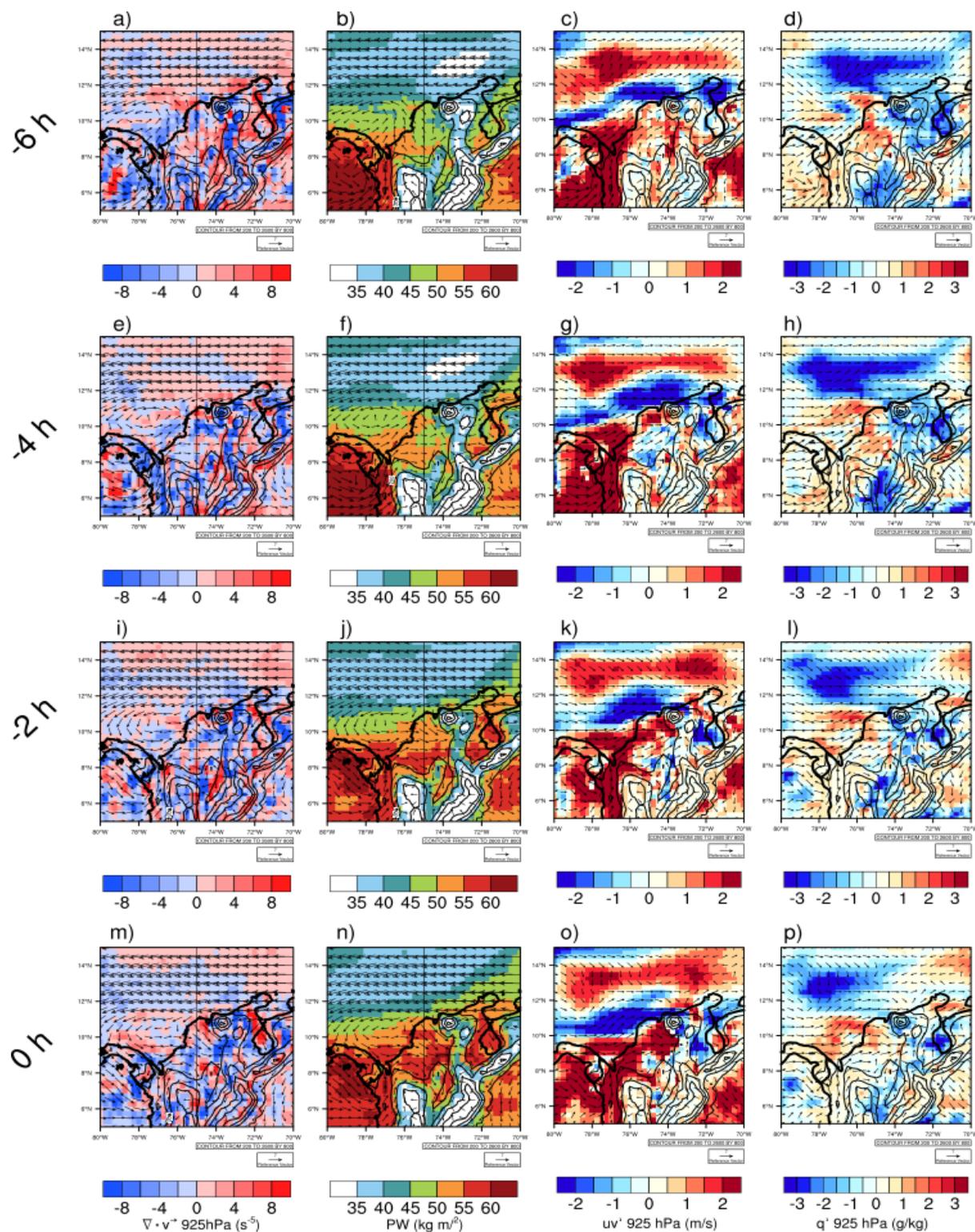


Figura 5.7 Campos de vientos, divergencia y humedad específica a 925 hPa para 6 (a-d), 4 (e-h), 2 (i-l) y 0 (m-p) horas antes de la iniciación del evento Córdoba, a partir de información de ERA5. Primera columna: vientos a 925 hPa y su divergencia ($\nabla \cdot \vec{v}$). Segunda columna: agua precipitable (PW) y vientos a 925 hPa. Tercera columna: anomalías de la magnitud (uv') y dirección viento a 925 hPa. Cuarta columna: anomalías de humedad específica (q') y vientos a 925 hPa..

5.3.2 Media y baja troposfera: 500 y 850 hPa ~ 15000 y 5500 m.s.n.m

En niveles medios (es decir, 500 hPa) se dieron vientos provenientes desde el este, durante el periodo de ocurrencia del evento (-6h a 0h, es decir, 16:00 - 22:00 LST del 22 de julio). Este patrón pudo evidenciarse tanto en los campos totales de viento como en sus anomalías (Figura 5.8 a, d, e, h, i, l, m y p). Particularmente, 6 horas antes a la iniciación del evento podían apreciarse anomalías negativas de agua precipitable y humedad relativa a 500 hPa sobre el norte de Colombia (Figura 5.8 c y d), las cuales fueron debilitándose durante las horas siguientes, hasta que a partir desde las 20:00 LST del 22 de julio (-2 h), las anomalías pasaron a ser positivas para ambas variables (Figura 5.8 k y j). Este patrón fue coherente con el aumento de PW en los campos totales, y las señales de convergencia sobre el continente desde 2 horas antes de la iniciación del evento (Figura 5.8 e, i, j y n).

Es posible que la corriente continua de vientos desde el este a 500 hPa transportará masas de aire húmedo hacia el norte de Colombia. Por otro lado, 2 horas antes de la iniciación del evento, al nivel de 850 hPa se pudo evidenciar una incursión de vientos desde el Pacífico, los cuales favorecieron la convergencia de vientos sobre la costa Caribe. La incursión de estos vientos también pudo haber tenido un rol en los aumentos de humedad sobre el Caribe colombiano.

Acorde a la información brindada por el reanálisis ERA5, las condiciones a 500 hPa fueron favorables hasta 6 horas antes de la iniciación, mientras que las condiciones a 850 hPa fueron favorables sólo a partir de 2 horas antes del evento. El periodo entre -2 h y 0h muestra un comportamiento importante, pues a partir de este momento fueron más claros los patrones de convergencia de vientos y aumento en los contenidos de humedad.

5.3.3 Alta troposfera: 200 hPa ~ 10000 m.s.n.m

La Figura 5.9 presenta el estado de la alta troposfera hasta 6 horas antes de la iniciación del evento Córdoba, es decir, desde las 16:00 LST hasta las 22:00 LST del 22 de julio. Durante este periodo, los patrones de las variables fueron aparentemente constantes, con una corriente de vientos anómalamente fuerte desde el noroeste (Figura 5.9 a, c, d, f, g, i, j y l). La entrada de estos vientos a Colombia está asociada a la estructura ciclónica alrededor de 14°N - 70°W (Figura 5.9 a, d, g y j). Adicionalmente, se observan valores de RH cercanos a la saturación (RH > 90%), con señales de divergencia entre las 16:00 y las 22:00 LST del 22 de julio (-6h - 0h; Figura 5.9). Estos patrones de divergencia y una atmósfera saturada en la alta troposfera son ingredientes cruciales para la generación de convección profunda y el mantenimiento de los SCMs (Houze, 2018).

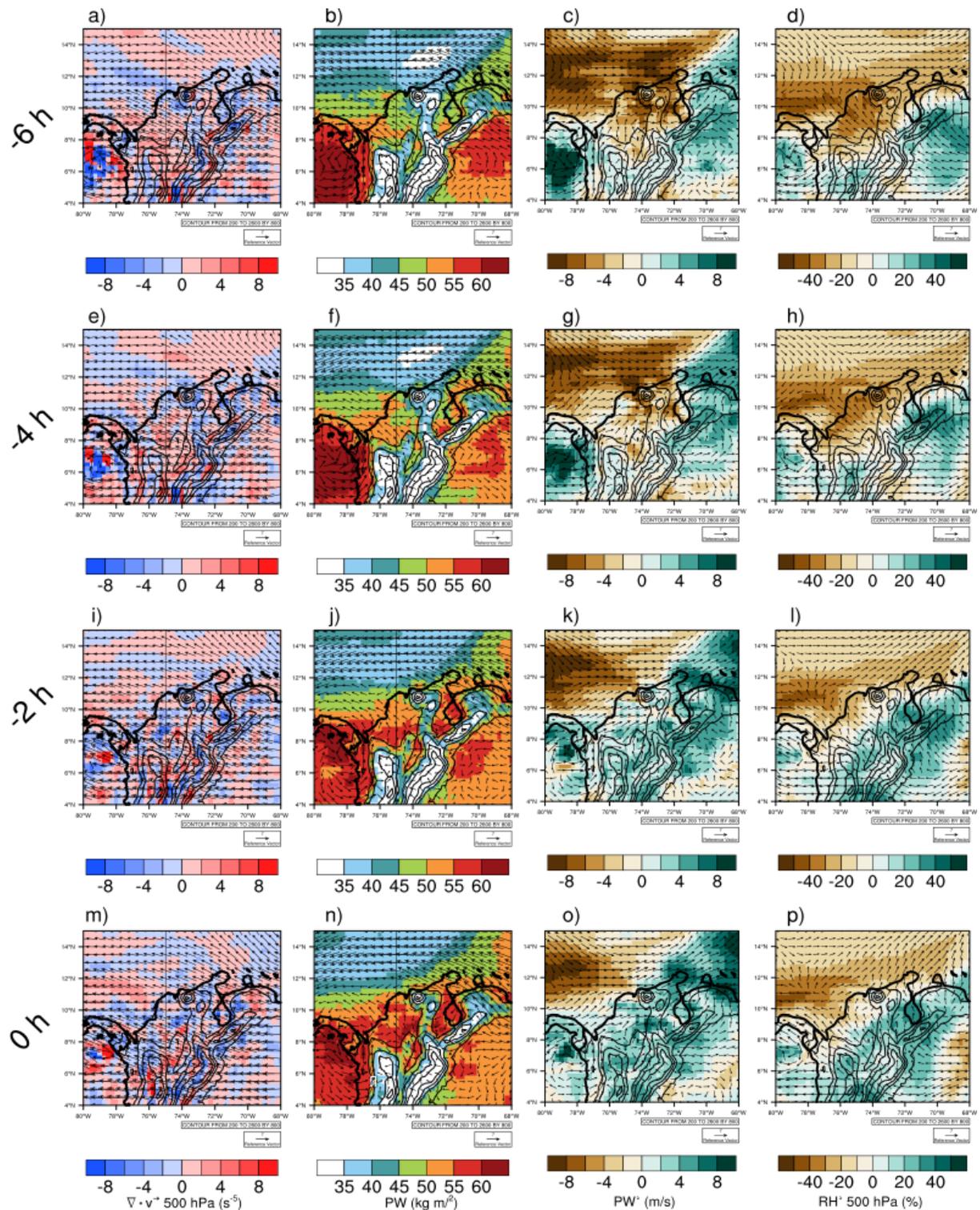


Figura 5.8 Campos de vientos, divergencia, PW, anomalías de PW y humedad relativa para 6 (a-d), 4 (e-h), 2 (i-l) y 0 (m-p) horas antes de la iniciación del evento Córdoba, a partir de información de ERA5. Primera columna: vientos a 500 hPa y su divergencia ($\nabla \cdot \vec{v}$). Segunda columna: agua precipitable (PW) y vientos a 850 hPa. Tercera columna: anomalías de PW y dirección viento a 850 hPa. Cuarta columna: anomalías de humedad relativa (RH') y vientos a 500 hPa.

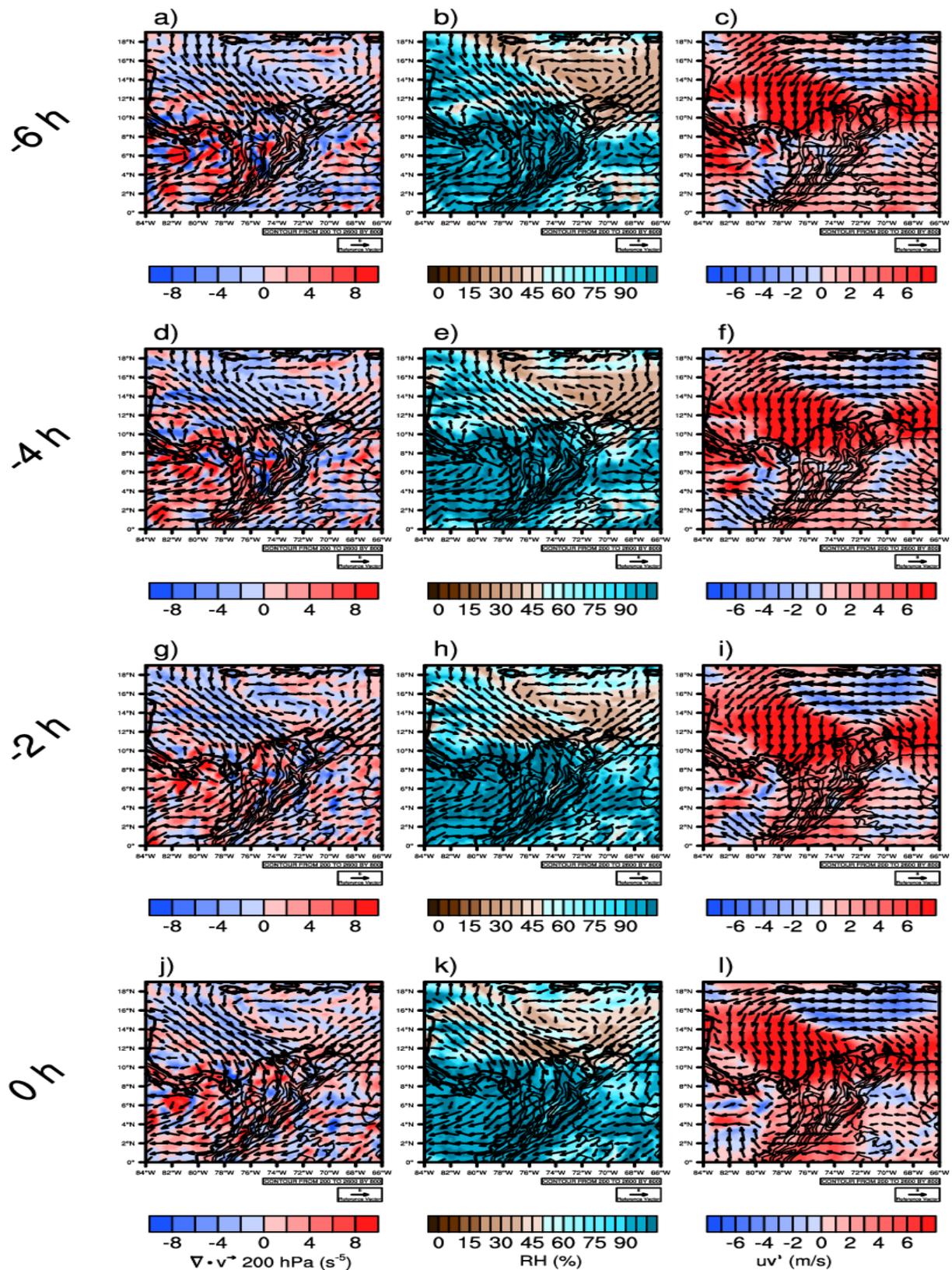


Figura 5.9 Campos de vientos, divergencia, humedad relativa y anomalías de la magnitud del viento para 6 (a-d), 4 (e-h), 2 (i-l) y 0 (m-p) horas antes de la iniciación del evento Córdoba, según información de ERA5. Primera columna: vientos a 200 hPa y su divergencia ($\nabla \cdot \mathbf{v}$). Segunda columna: humedad relativa (RH) y vientos a 200 hPa. Tercera columna: anomalías de magnitud y dirección viento a 200 hPa.

5.3.4 Humedad y convergencia sobre el Caribe colombiano

La Figura 5.10 muestra la topografía de la región de estudio y los dominios de interés para estimar los promedios espaciales de las variables de humedad relacionadas con el desarrollo del evento Córdoba. Las series de tiempo de la Figura 5.11 presentan la evolución temporal de humedad y su acumulación sobre la región más afectada por el SCM del evento Córdoba, representada por el cuadro azul en la Figura 5.10. Según los patrones de las diferentes variables representadas por ERA5, las condiciones favorables para el desarrollo de un sistema convectivo se gestaron alrededor de 6 horas antes de la iniciación del evento (22:00 LST del 22 de julio). A partir de las 17:00 LST del 22 de julio, se pudieron observar valores positivos de convergencia de la integral vertical de flujo horizontal de humedad (i.e. $-\nabla \cdot Q$), al igual que valores negativos de divergencia del viento en los niveles de 925 y 500 hPa (Figuras 5.11 a y b). Estos patrones indican la formación de una región de convergencia de vientos y humedad, la cual favoreció los aumentos en agua precipitable y en las anomalías de humedad relativa y específica (Figura 5.11 a, c y d).

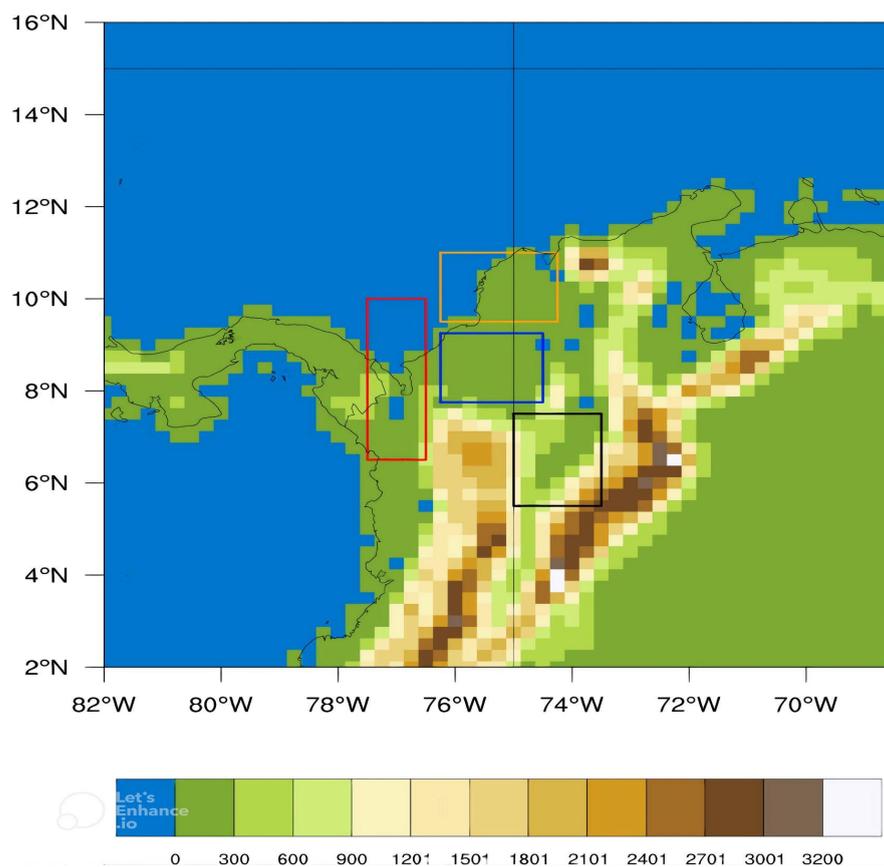


Figura 5.10 Definición de regiones para los promedios espaciales considerados en la Figura 5.11: Pacífica (cuadro rojo), Magdalena (cuadro azul), Magdalena-Cauca (cuadro negro), y Caribe (cuadro amarillo). Los contornos representan la topografía (m) de ERA5.

Otro ingrediente importante para la formación de los SCMs es la divergencia en la alta troposfera, debido a que esta genera el desplazamiento horizontal de las masas de aire, promoviendo el crecimiento del SCM (Houze, 2018; Schumacher y Rasmussen, 2020). En la Figura 5.11 b se pueden apreciar señales de divergencia a 200 hPa desde las 15:00 LST del 22 de julio, 8 horas antes de la iniciación del evento. Dos horas más tarde, se dió el acople entre convergencia en niveles medios y bajos, con divergencia en los niveles más altos, configuración que favoreció la convección húmeda.

La iniciación del evento (22:00 LST del 22 de julio) estuvo marcada por anomalías positivas de humedad específica y relativa en niveles bajos y medios (Figura 5.11 c y d), además de altos niveles de PW y $-\nabla \cdot Q$ (Figura 5.11 a). Durante las horas posteriores, los contenidos de humedad continuaron aumentando, hasta alcanzar las 03:00 LST del 23 de julio, momento en el que hubo un pico de PW (Figura 5.11 a). Alrededor de esta hora, el SCM presentó su etapa de maduración, en la que presentó su máximo de precipitación y área (Figura 5.1 d-f y Figura 5.2). Después de las 03:00 LST del 23 de julio, la convergencia en niveles bajos y medios se intensificó, al igual que la convergencia de humedad a lo largo de la columna atmosférica (Figura 5.11 a y b).

Durante las horas posteriores a las 06:00 LST del 23 de julio, los valores de PW comenzaron a decrecer, al igual que las anomalías de humedad específica a 925 y 500 hPa (Figura 5.11 a y d). Lo anterior pudo estar asociado a la salida de humedad en forma de precipitación. Análogamente, la convergencia (divergencia) a 925 (200) hPa comenzó a debilitarse, al igual que $-\nabla \cdot Q$ (Figura 5.11 a y b). Estos patrones restaron ingredientes importantes para la permanencia del SCM (humedad, convergencia), por lo que el SCM entró en su etapa de decaimiento, hasta su disipación alrededor de las 11:00 LST del 23 de julio (Figura 5.2).

La Figura 5.12 busca identificar los transportes de humedad desde tres regiones con aportes importantes hacia la región de análisis: el Pacífico (vientos zonales desde el oeste), el valle MC (vientos meridionales desde el sur), y el mar Caribe (vientos meridionales desde el norte). Sobre la región Pacífico se observaron anomalías positivas de RH en el nivel de 925 y 500 hPa durante varias horas antes de la iniciación del evento (Figura 5.12 a). Al nivel de 850 hPa, las horas previas al evento presentaron valores negativos, sugiriendo menos humedad de lo usual (Figura 5.12 a). Tras la iniciación del evento, las anomalías positivas a 925 disminuyeron, y pasaron a ser negativas, lo cual pudo estar asociado a la lluvias del SCM o al ascenso de masas de aire. Por otro lado, al nivel de 850 hPa hubo un aumento en las anomalías positivas (Figura 5.12 a) mientras que al nivel de 500 hPa se mantuvieron los valores positivos de RH' (Figura 5.12 a). Este comportamiento sugiere que sobre el Pacífico hubo una RH importante sobre el Pacífico, previo al evento (a 925 y 500 hPa) y durante el evento (a 850 y 500 hPa).

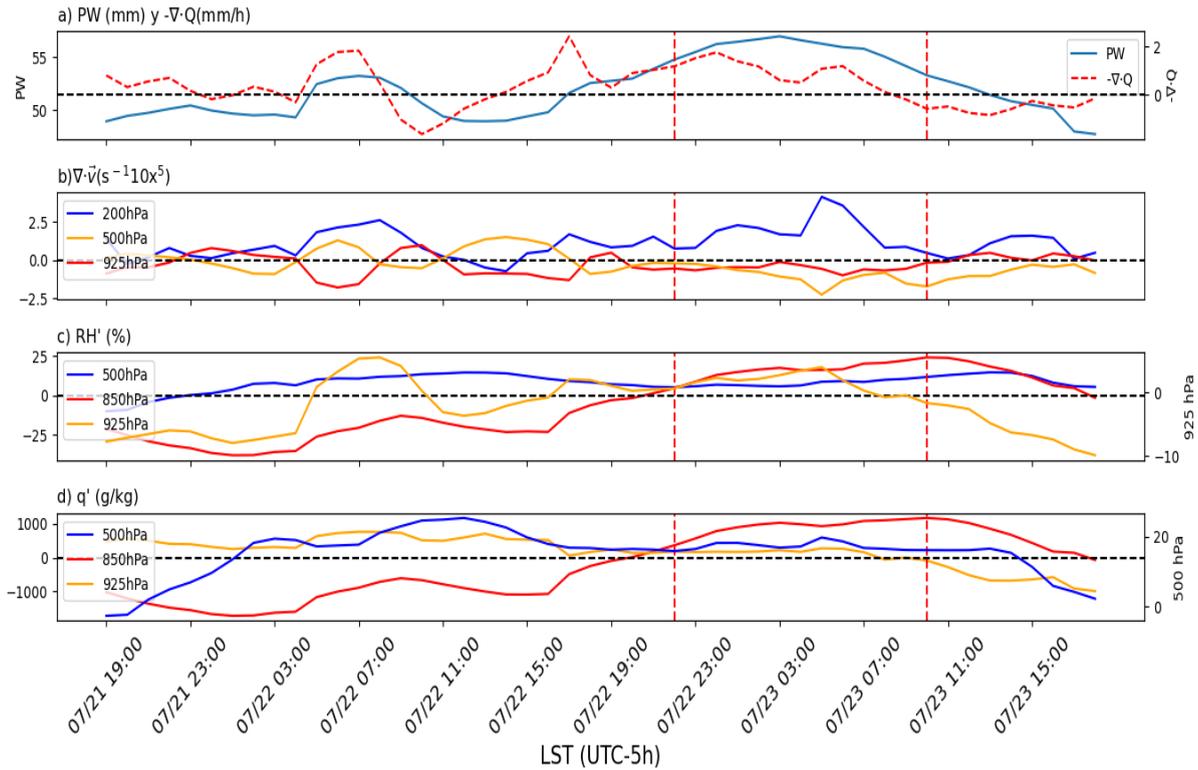


Figura 5.11 Series de tiempo de: a) agua precipitable (PW) e integral vertical de convergencia de humedad ($\nabla \cdot \mathbf{Q}$), b) divergencia ($\nabla \cdot \mathbf{v}$) a 200, 500 y 925 hPa, c) anomalías de humedad relativa (RH') a 500, 850 y 925 hPa, y d) anomalías de humedad específica (q') a 500, 850 y 925 hPa en la región delimitada en la **Figura 5.10** durante la duración del evento Córdoba, según información de ERA5.

Los vientos sobre el Pacífico mostraron una dirección anómala hacia el este desde las 09:00 LST del 22 de julio, y se mantuvieron hasta la etapa madura del SCM (03:00 LST del 23 de julio), mientras que a 500 hPa hubo anomalías posterior a la etapa madura (Figura 5.12 d). A pesar de las anomalías favorables de RH y viento meridional (hacia el este), el transporte de humedad hacia el este al nivel de 925 hPa sólo se observó en un periodo corto, entre las 17:00 LST y 22:00 LST del 22 de julio (i.e. desde 6-7 horas antes de la iniciación del evento), mientras que a 850 y 500 hPa hubo transporte principalmente hacia el oeste. Lo anterior sugiere que desde la región Pacífico solo pudo haber flujo de humedad al nivel de 925 hPa, en una ventana de 6 horas antes a la iniciación del evento (Figura 5.12 g).

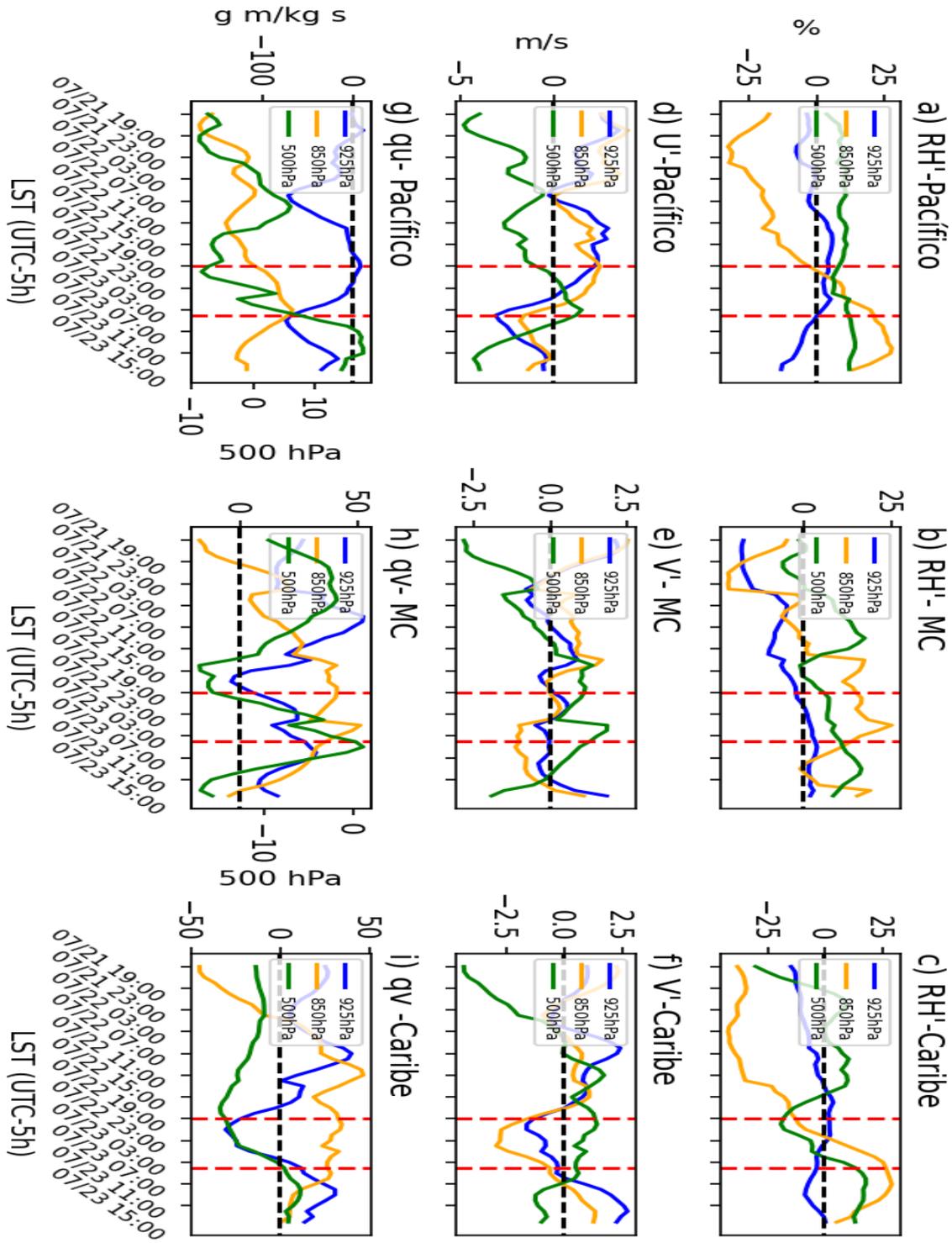


Figura 5.12 Series de tiempo de las anomalías de humedad relativa (RHⁱ; a-c), anomalías de viento zonal (Uⁱ; d) y meridional (Vⁱ; e y f), y flujos de humedad zonal (q_u; g) y meridional (q_v; h y i) durante la ocurrencia del evento Córdoba, según información de ERA5, para las regiones Pacífico, Magdalena-Cauca (MC) y Caribe, presentadas en la Figura 5.10.

Desde la región MC (Figura 5.10, cuadro negro) hubo anomalías negativas de RH durante varias horas previas a la iniciación del evento, al nivel de 925 y 850 hPa, las cuales disminuyeron paulatinamente hasta ser positivas tras la iniciación del evento (Figura 5.12 b). Al nivel de 500 hPa, hubo principalmente anomalías positivas de RH, las cuales también aumentaron tras la iniciación del evento (Figura 5.12 b). Los vientos a 925 y 850 hPa presentaron una dirección anómala hacia el norte entre las 08:00 y 13:00 LST del 22 de julio (más de 10 horas antes del evento), mientras que a 500 hPa hubo vientos anómalos desde el sur desde las 15:00 LST del 22 de julio (alrededor de 8 horas antes del evento). El flujo meridional de humedad mostró que a 925 hPa hubo una disminución del transporte hacia el norte en las horas previas a la formación del SCM, mientras que a 850 hPa se vio un fortalecimiento del flujo hacia el norte (tras las 13:00 LST), el cual se hizo más intenso tras la iniciación del SCM (Figura 5.12 h). Un patrón similar se observó a 500 hPa pero con menos horas de anticipación (Figura 5.12 h).

Durante el periodo de actividad del SCM (22:00 del 22 de julio - 10:00 LST del 23 de julio), el flujo de humedad hacia el norte en el nivel de 925 hPa se restableció (Figura 5.12 h). Durante el evento, las anomalías de humedad relativa sobre MC fueron más cercanas a cero (Figura 5.12 b). Así, durante el evento, se mantuvo el flujo de humedad en niveles bajos desde el valle MC, con aire relativamente menos seco que antes de la iniciación del evento. En niveles medios (500 hPa), se notan anomalías positivas de humedad relativa sobre MC (Figura 5.12 b) y transporte de humedad hacia el norte (Figura 5.12 h) desde horas antes y durante el evento.

Sobre la región Caribe se dieron anomalías débiles (cercanas a cero g/kg) al nivel de 925 hPa (Figura 5.12 c). En el nivel de 850 hPa, las anomalías previas a la iniciación del SCM fueron negativas, y pasaron a ser positivas tras la iniciación del mismo (Figura 5.12 c). Por su parte, a 500 hPa sucedió lo opuesto que a 850 hPa (Figura 5.12 c). La serie de vientos presentó anomalías de vientos en los niveles de 925 y 850 hPa con dirección tierra-mar (e.g. 06:00 - 15:00 LST del 22 de julio) y mar-tierra (e.g. 16:00 LST del 22 de julio - 05:00 LST del 23 de julio), que fueron anómalamente fuertes en sus respectivas direcciones hacia el norte y sur (Figura 5.12 f y i). Al nivel de 500 hPa hubo una dirección anómala hacia el norte antes y durante el SCM (Figura 5.12 f). El periodo con vientos de tierra-mar se dio 8 horas antes de la iniciación del evento (22:00 LST del 22 de julio). Durante este periodo se dio un flujo de humedad hacia el continente al nivel de 925 hPa (Figura 5.12 i), el cual favoreció la formación de un ambiente húmedo en la baja troposfera. Al nivel de 500 hPa, también hubo un flujo de humedad hacia el sur, teniendo en cuenta las anomalías de viento meridional. Esto también pudo ser un factor en la generación de un ambiente húmedo en niveles medios. A 850 hPa, el flujo de humedad fue hacia el norte (i.e. hacia el mar), por lo que posiblemente a este nivel no hubo influencia sobre el SCM, al menos desde la región Caribe.

5.4 Experimento de convección permitida con WRF

Esta sección discute los patrones asociados a la iniciación del evento Córdoba y algunos aspectos dentro de su ciclo de vida, con base en simulaciones a resolución CP mediante el modelo WRF. Como se discutió en la sección 4, las simulaciones del evento Magdalena a 4 km y 1.3 km mostraron pocas diferencias entre sí, por lo que para la simulación del evento Córdoba se consideró un experimento con dos dominios anidados ($d01$: 12 y $d02$: 4 km), según lo mostrado en la Figura 5.13. La simulación desarrollada tiene por tanto una resolución espacial más alta que la del reanálisis ERA5, lo que permitió estudiar con mayor detalle algunos aspectos relacionados con el SCM (circulaciones de bajo nivel, efecto topográfico, entre otras). El análisis que se presenta a continuación está basado en la atmósfera simulada por el dominio $d02$ (Figura 5.13 b). En una primera instancia se evaluó el desempeño del modelo en su representación de los patrones de nubosidad y precipitación asociados al evento Córdoba, usando productos satelitales (NCEP-MERGIR y GPM) y estaciones (IDEAM). Además, se estudiaron los ambientes atmosféricos en baja y media troposfera asociados al SCM.

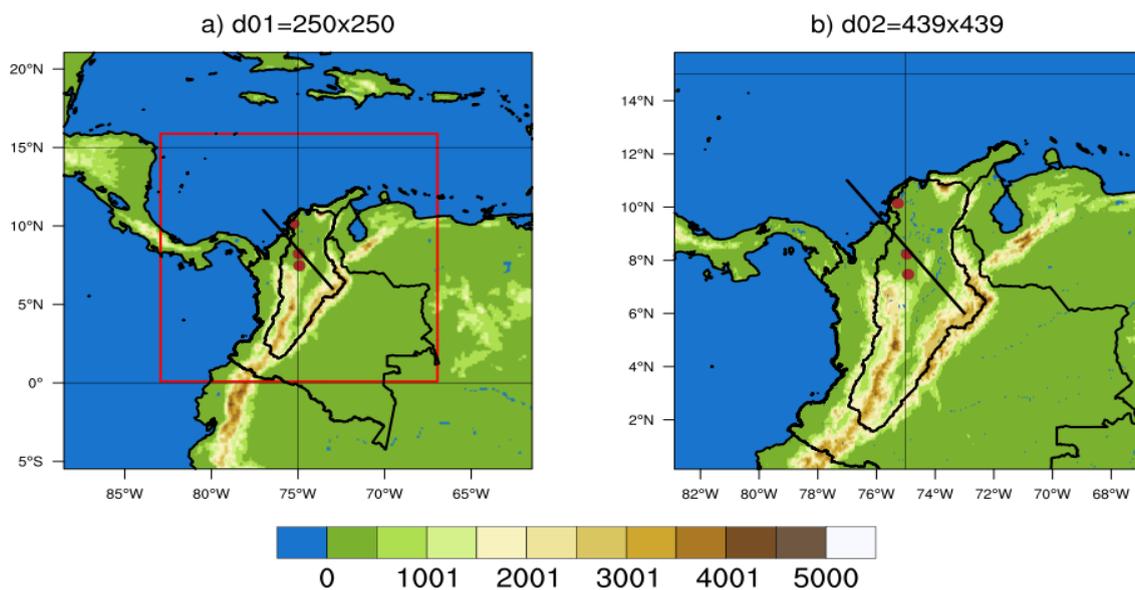


Figura 5.13 Dominios utilizados para la simulación de CP con el modelo WRF para el evento Córdoba. El dominio más grande tiene un tamaño de celda de 12 km ($d01$), con 250 x 250 píxeles (a). El segundo dominio tiene un tamaño de celda de 4 km ($d02$), con 439 x 439 píxeles. La línea negra representa la región para la que se analizó la sección vertical presentada en la **Figura 5.17**. Los puntos representan la ubicación de las estaciones de IDEAM utilizadas para la evaluación de la simulación en el dominio $d02$.

5.4.1 Evaluación de la simulación de convección permitida con WRF

5.4.1.1 Nubosidad

Los patrones de nubosidad representados por WRF mostraron un sistema convectivo ancho y profundo sobre las costas del Pacífico a las 17:00 LST del 22 de julio, 5 horas antes de la iniciación del SCM simulado por el modelo (no se muestra). Este sistema presentó un desplazamiento hacia el este, pasando sobre la cordillera occidental y alcanzado el departamento de Córdoba a las 21:00 LST del 22 de julio. Las observaciones de NCEP-MERGIR también mostraron un sistema ancho-profundo sobre el Pacífico entre las 04:00 y las 16:00 LST del 22 de julio, sin embargo, este presentó un desplazamiento hacia el oeste, opuesto a lo representado por WRF. Lo anterior sugiere que el modelo sobreestimó la nubosidad sobre el Pacífico. En la Figura 5.14 se puede apreciar que el modelo sobreestimó la actividad convectiva sobre el Pacífico con respecto a NCEP-MERGIR.

Cuando el sistema convectivo ancho-profundo representado por WRF pasó sobre la cordillera occidental, aumentó su tamaño. En la simulación, tanto la incursión del sistema convectivo desde el Pacífico hacia el Caribe, generó un posible forzamiento orográfico al pasar sobre la cordillera, influenciaron la iniciación del SCM, alrededor de las 21:00 LST del 22 de julio (Figura 5.14 d). Por otro lado, las estimaciones de NCEP-MERGIR mostraron que la iniciación del SCM fue causada por la fusión de un sistema convectivo del norte y otro del sur, como fue discutido anteriormente (Figuras 5.1 a y 5.S1). Lo anterior marca diferencias en los patrones espaciales durante la etapa de iniciación y génesis del SCM según NCEP-MERGIR y WRF. Adicionalmente, el modelo representó la formación del SCM alrededor de 2 horas más tarde que NCEP-MERGIR (Figura 5.14 a y d).

A pesar de las diferencias entre NCEP-MERGIR y WRF en la iniciación del SCM, ambos mostraron un SCM maduro sobre el Caribe colombiano alrededor de las 02:00 LST del 23 de julio (Figura 5.14 b y e). El SCM de WRF presentó una mayor área y un desarrollo más rápido. El SCM simulado alcanzó la maduración 6 horas tras su iniciación (es decir, 21:00 del 22 de julio y 02:00 del 23 de julio), mientras que NCEP-MERGIR mostró este proceso durante un periodo de aproximadamente 8 horas (19:30 LST del 22 de julio - 02:00 LST del 23 de julio).

Debido a su mayor área, el SCM de WRF tomó más tiempo en disiparse, alcanzando la etapa de decaimiento a las 11:15 LST del 23 de julio (Figura 5.14 f), mientras el SCM de NCEP-MERGIR alcanzó esta etapa a las 08:00 LST del 23 de julio (Figura 5.14 c), indicando que el SCM del modelo duró alrededor de 4 horas más que el SCM de NCEP-MERGIR. El patrón de disipación de nubosidad de WRF mostró que el SCM se desplazó hacia el norte mientras perdía tamaño y forma (Figura 5.14 f). Por otro lado, NCEP-MERGIR representó que el sistema experimentó una división (Figura 5.14 c).

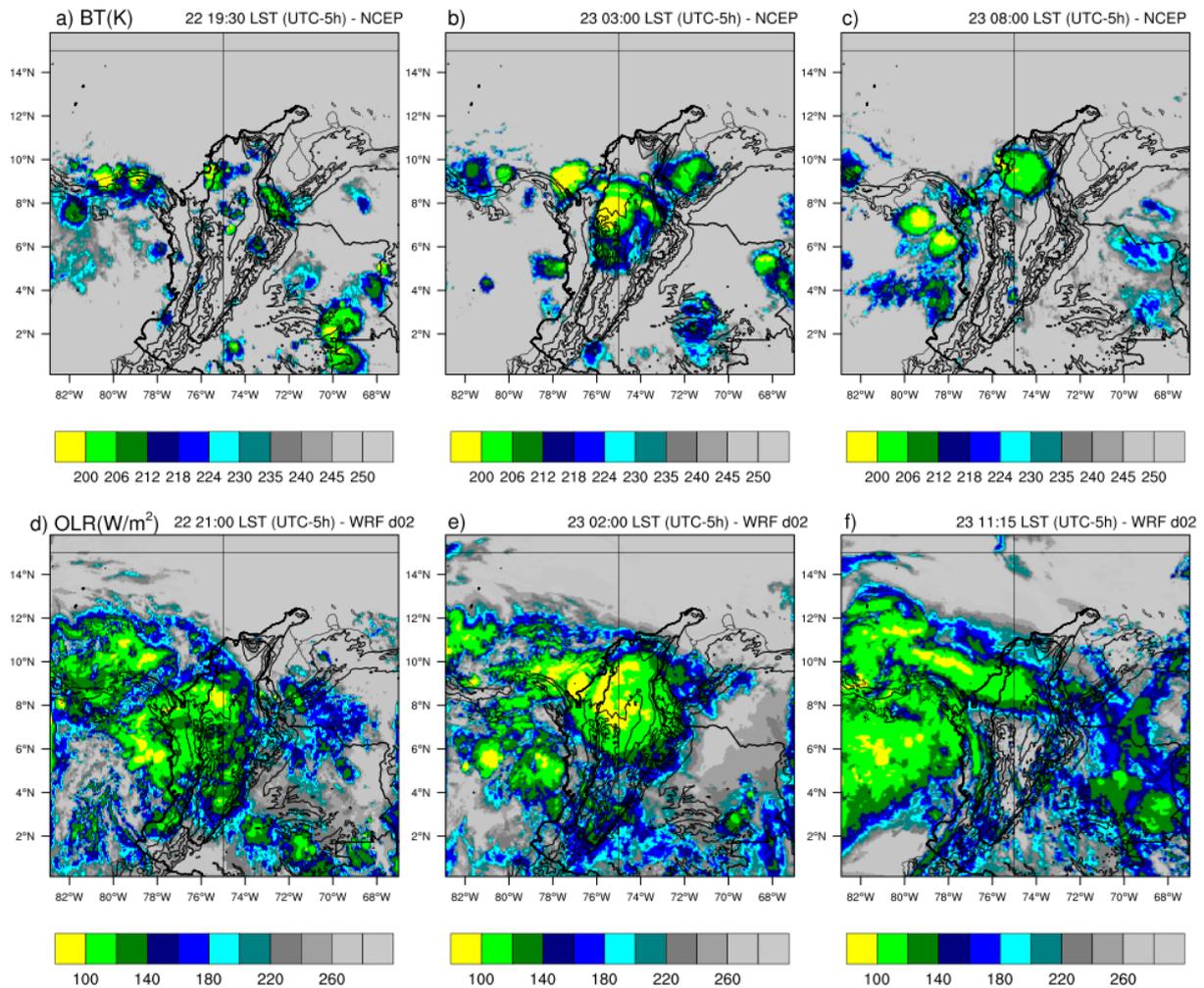


Figura 5.14. Campos de temperatura de brillo (BT) de NCEP-MERGIR(a-c). Campos de radiación de onda larga emergente (OLR) en el tope de la atmósfera para el dominio WRF do2 (d-f), para las diferentes etapas del evento Córdoba.

5.4.1.2 Precipitación

Los acumulados de 6 horas de precipitación reportados por GPM muestran que el SCM precipitó principalmente sobre Bolívar, y otra parte sobre la cordillera central, al sur de la región (Figura 5.15 a). Los acumulados simulados presentaron un patrón similar al de GPM, no obstante, los acumulados de precipitación fueron mayores en la simulación (Figura 5.15 b). Para el periodo de 12 horas de precipitación acumulada, las observaciones mostraron aumentos de precipitación sobre los Andes, Tierras Bajas y la costa de Córdoba (Figura 5.15 c). La simulación solo logró capturar los aumentos sobre la costa y Tierras Bajas, pero no logró capturar los aumentos sobre los Andes (Figura 5.15 d).

Para el periodo de 24 horas de precipitación acumulada, las observaciones de GPM mostraron aumentos de precipitación a lo largo de la región Caribe, y sobre el Pacífico colombiano (Figura 5.15 e). Mientras que en la simulación con WRF, dichos

aumentos fueron subestimados, mostrando menores áreas de precipitación. Las subestimaciones entre los periodos de 12 y 24 horas de precipitación acumulada podrían sugerir que tras la finalización del evento (alrededor 07:00 LST del 23 de julio) el modelo produjo menores lluvias que lo reportado por GPM (Figura 5.15 c-f).

Los promedios espaciales de la tasa de precipitación y sus acumulados sobre la región de ocurrencia del evento Córdoba son presentados en la Figura 5.16. Para este análisis, se consideró las mediciones de IDEAM como referencia. El algoritmo desarrollado para estimar los promedios espaciales de precipitación fue diseñado para capturar la fusión (en la etapa de génesis, 22:00 LST del 22 de julio) y división (en la etapa de decaimiento, 08:00 LST del 23 de julio) observada por GPM. Los recuadros rojos de la Figura 5.15 a-c muestran una aproximación a las diferentes áreas sobre las cuales se realizaron los promedios espaciales con GPM.

Todas las bases de datos tuvieron un acuerdo en el crecimiento de la precipitación acumulada tras el inicio del SCM (22:00 LST del 22 de julio). En el transcurso de aproximadamente 4 horas, todas las bases de datos superaron los 25 mm (Figura 5.16 a). A pesar de las diferencias entre la precipitación de GPM y WRF (Figura 5.15), ambas bases de datos estuvieron cercanas a la realidad (IDEAM), siendo WRF la más realista (Figura 5.16 a). Adicionalmente, WRF presentó el menor valor de RMSE. El reanálisis ERA5 presentó la mayor sobrestimación, seguido por los estimados de GPM.

La tasa de precipitación simulada por WRF presentó un pico de precipitación cercano a la magnitud máxima reportada por IDEAM; no obstante, el modelo lo mostró 2 horas antes (es decir, WRF- 23:00 LST del 22 de julio e IDEAM 02:00 LST del 23 de julio; Figura 5.16 b). GPM y ERA5 presentaron picos de precipitación menos marcados y un crecimiento de la precipitación más suave, aproximadamente entre las 19:00 del 22 de julio y las 05:00 LST del 23 de julio, mientras que la tasa de precipitación de WRF tuvo un aumento y disminución más marcado, entre las 21:00 del 22 de julio y las 04:00 LST del 23 de julio (Figura 5.16 b). Acorde a los valores del RMSE, los comportamientos más suavizados de GPM y ERA5 tuvieron un sesgo menor al de WRF. Lo anterior sugiere que el modelo representó de manera realista las magnitudes de precipitación acumulada, pero tuvo sesgos en la evolución espacio-temporal de la tasa de precipitación (Figura 5.15 y 5.16).

A pesar de los sesgos en nubosidad y precipitación del modelo WRF, este logró capturar la ocurrencia de un sistema convectivo con un área y precipitación de mesoescala, cuyo desarrollo tuvo lugar sobre gran parte del Caribe colombiano, durante la noche y madrugada del 22-23 de julio de 2019.

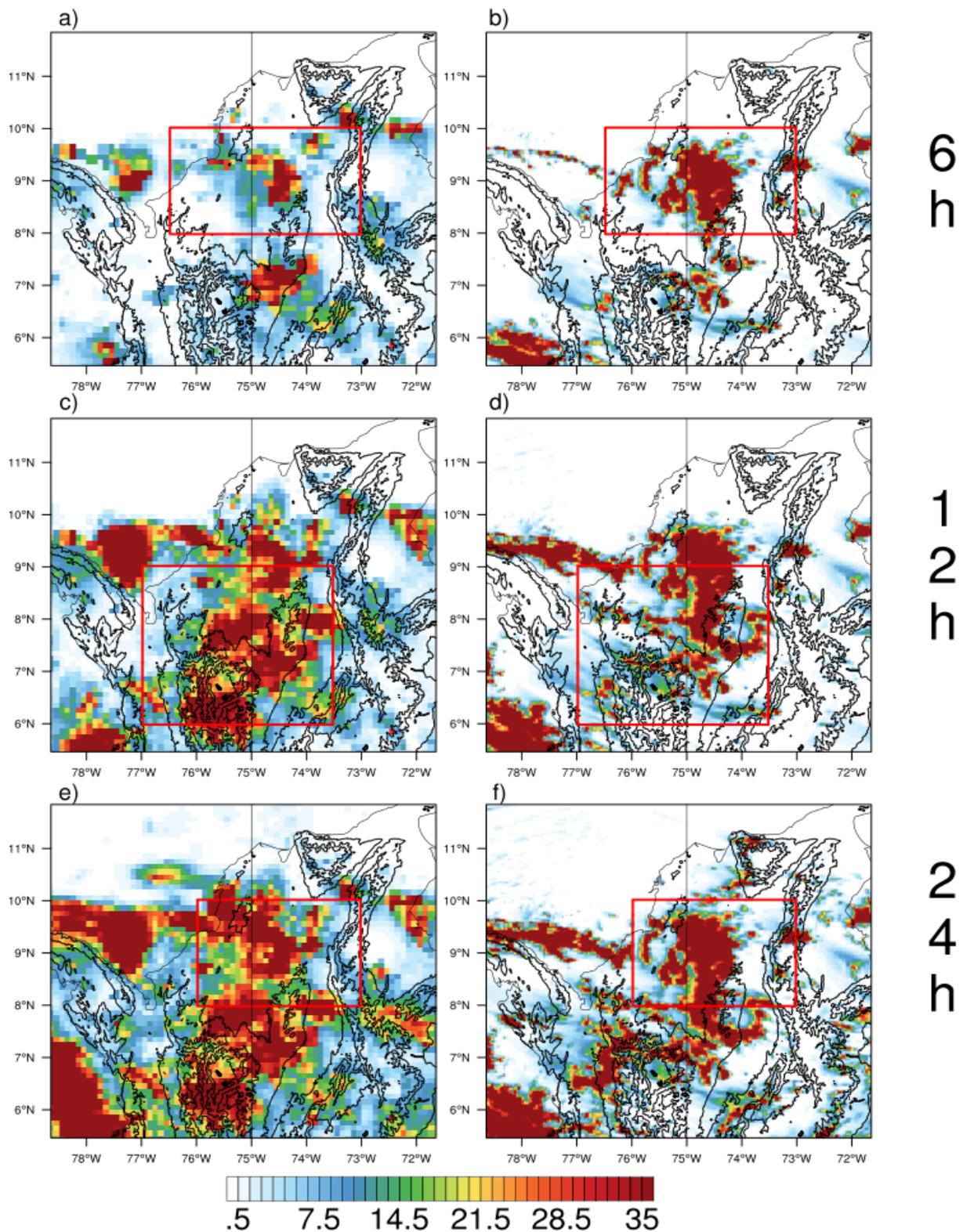


Figura 5.15 Campos de precipitación acumulada para GPM (a, c y e), WRF-do2 (b, d y f) para los periodos de 6 horas, 12 horas y 24 horas, usando las 18:00 y 21:00 LST del 22 de julio como momento en que GPM y WRF comenzaron a precipitar, respectivamente. El periodo de 12 horas (c-d) contiene la etapa Madura del evento Córdoba. Los cuadros rojos representan las regiones donde los promedios espaciales de la **Figura 5.16** fueron calculados.

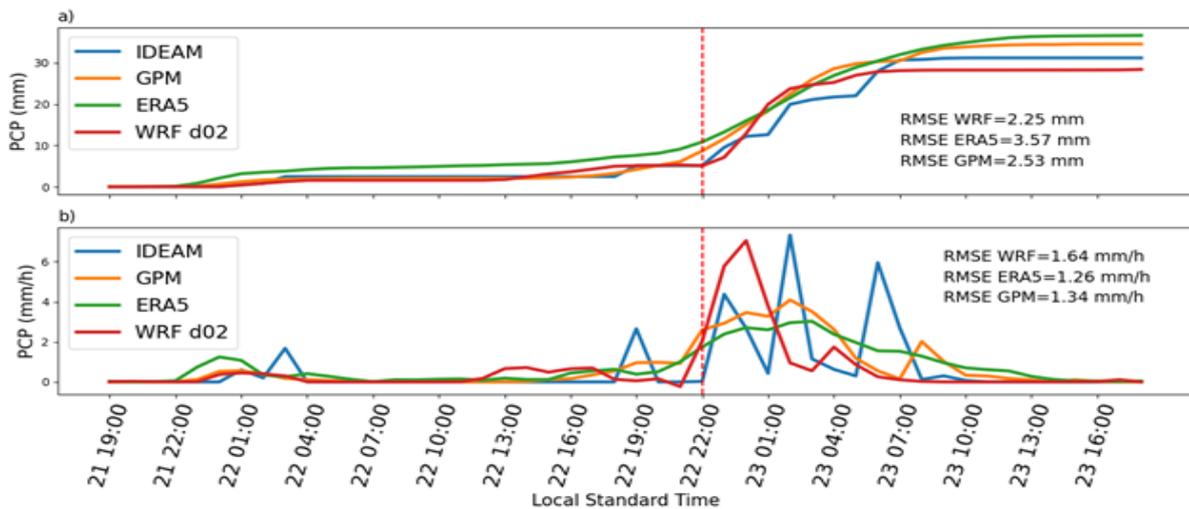


Figura 5.16 Series de tiempo de a) precipitación acumulada y b) tasa de precipitación para IDEAM (línea azul), GPM (línea naranja), ERA5 (línea verde) y WRF-do2 (línea roja). La línea roja vertical marca el inicio del evento Córdoba. Las series de tiempo corresponden a promedios espaciales en las regiones delimitadas por el recuadro rojo en la Figura 5.15.

5.4.2 Estructura vertical del evento Córdoba

La Figura 5.17 contiene la distribución vertical y horizontal de reflectividad asociada al evento Córdoba. La primera señal de convección profunda y ancha tomó lugar alrededor de las 22:15 LST del 22 de julio, cuando el campo de reflectividad mostró un núcleo convectivo fuerte (> 40 dBZ; Houze et al., 2015; Zuluaga y Houze, 2015) cerca a la Serranía de San Lucas (Figura 5.17 a). La sección vertical de velocidad vertical mostró una fuerte región de ascenso (líneas moradas en celda 1; Figura 5.17 a), la cual generó la formación de una celda convectiva con al menos 12 km de altura (celda 1; Figura 5.17 a). Para este momento (22:15 LST del 22 de julio), el modelo simuló una sucesión de celdas convectivas: 1) una celda convectiva madura y 2) una celda convectiva joven (Figura 5.17 a). Ambas celdas presentaron un desplazamiento hacia el noroeste.

El modelo mostró que las celdas jóvenes fueron formadas cerca al piedemonte de la Serranía de San Lucas, donde el ascenso orográfico favoreció el desarrollo de las celdas convectivas (por ejemplo, la celda 4 a las 02:15 LST del 23 de julio; Figura 5.17 c). Una vez desarrolladas las celdas, estas presentaron un desplazamiento hacia el noroeste. El tope de las diferentes celdas estuvo alrededor de los 12 km. Las celdas crecen horizontalmente, definiendo una región de precipitación estratiforme (< 30 dBZ; Feng et al., 2018) y una región convectiva (> 40 dBZ; Feng et al., 2018). Por ejemplo, la Figura 5.17 b muestra la etapa madura de la celda 2, con una región convectiva débil seguida por precipitación estratiforme, y tras ésta, el desarrollo de la celda 3, con una marcada región de ascenso de masas y de precipitación

estratiforme. Un comportamiento similar se observó alrededor de las 02:15 LST del 23 de julio, entre la etapa madura de la celda 3 y el desarrollo de la celda 4. Aparentemente, la sucesión entre las celdas 3 y 4 estuvo asociada a la etapa de maduración del SCM, entre las 23:40 LST del 22 de julio y las 03:30 LST del 23 de julio, siendo la celda 3 la que presentó mayor área convectiva y estratiforme.

La sucesión de celdas convectivas es un mecanismo importante en la permanencia de un SCM con una estructura organizada (Houze, 2018; Schumacher y Rasmussen, 2020). La simulación CP con WRF fue capaz de capturar este mecanismo. Además, en esa simulación es posible diferenciar en las regiones convectivas y estratiformes de las celdas involucradas en el evento Córdoba simulado. Particularmente, las celdas convectivas, en su mayoría (2, 3 y 4; Figura 5.17), tuvieron la región estratiforme al frente de la región convectiva, lo cual las califica como “*trailing stratiform MCS*”(Houze, 2018).

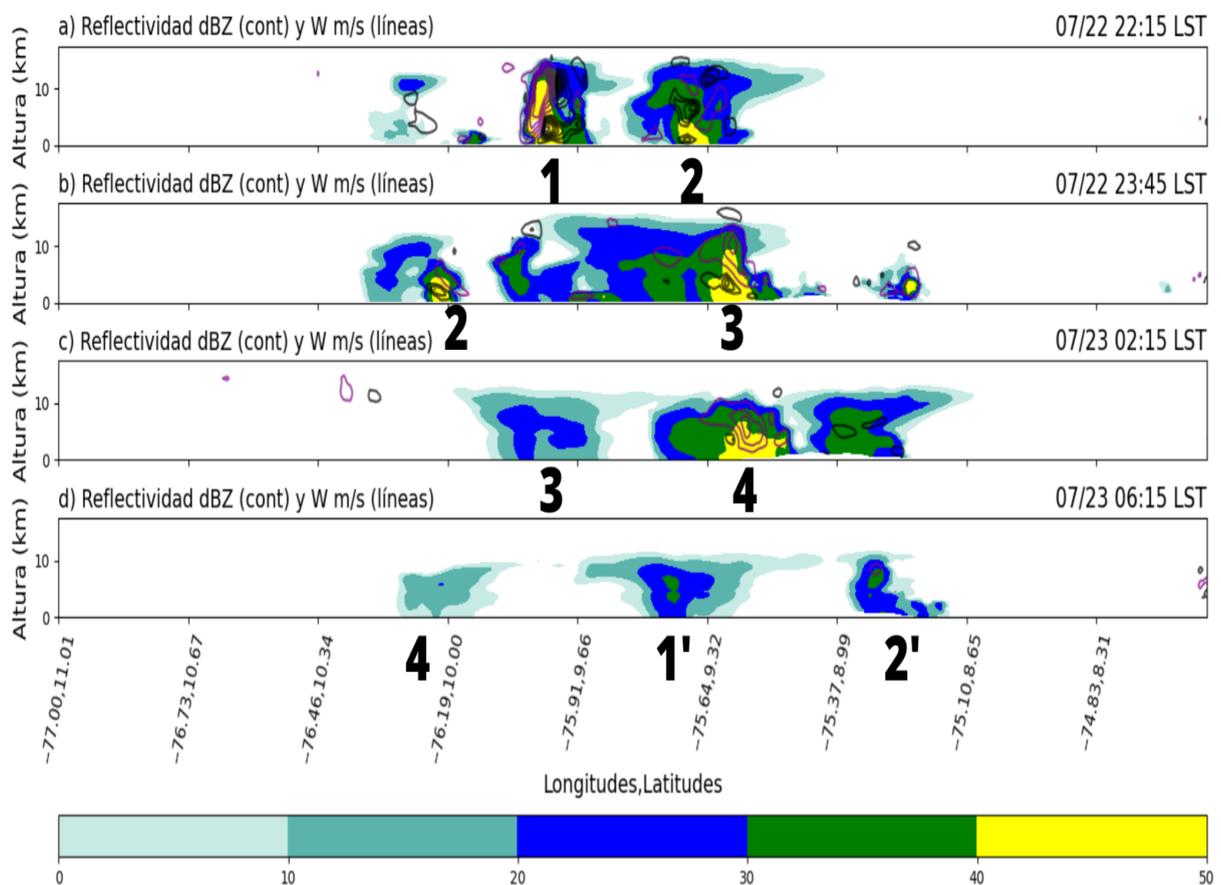


Figura 5.17 Sección vertical y campos horizontales de reflectividad (dBZ) para diferentes etapas del ciclo de vida del evento Córdoba para la simulación WRF do2. Las líneas moradas y negras representan vientos de ascenso y descenso, respectivamente. Los números indican las celdas convectivas simuladas por el modelo WRF: las celdas 1–4 están asociadas al evento Córdoba; las celdas 1' y 2' no están asociadas al evento Córdoba.

5.4.3 Ambientes atmosféricos asociados al evento Córdoba simulado por WRF

5.4.3.1 Lluvia, nubosidad, ambientes convectivos y divergencia

La Figura 5.18 presenta el promedio espacial de diferentes variables asociadas a la humedad, lluvia, nubosidad y ambientes convectivos. Desde 12 horas antes de la iniciación del SCM (10:00 LST del 22 de julio), hubo un aumento en los niveles de PW (Figura 5.18 a). Es posible que los aumentos en los contenidos de humedad pudieran estar asociados a las señales de convergencia en baja y media troposfera (Figura 5.18 d), especialmente al nivel de 925 hPa. La convergencia en estos niveles promueve el ascenso de masas de aire, generando un transporte vertical de humedad, favoreciendo la convección húmeda. Adicionalmente, durante un periodo similar antes del evento (10:00 - 22:00 LST del 22 de julio) se registraron altos valores de Max CAPE (Figura 5.18 c), lo cual, sumado a la convergencia en media y baja troposfera, proporcionó un ambiente favorable para la convección húmeda llevando a la formación de nubosidad a partir de las 18:00 LST del 22 de julio (cuando la reflectividad > 0).

Las condiciones mencionadas anteriormente tomaron lugar desde ~12 horas antes de la iniciación del SCM, periodo durante el cual los contenidos de agua precipitable aumentaron ~22 %, hasta que alrededor de dos horas antes de la iniciación, se dio un pico de PW, congruente con picos de convergencia a 925 y 700 hPa (Figura 5.18 a y d). Tras el inicio del evento a las 22:00 LST del 22 de julio hubo un aumento en los acumulados de precipitación, hasta alcanzar el máximo a las 03:00 LST del 23 de julio (dentro de la etapa de Maduración del SCM; Figura 5.18 a). Tras este momento, los patrones de convergencia en la baja y media troposfera comenzaron a debilitarse, al igual que hubo una disminución en los valores de Max CAPE, y un aumento de Max CIN (Figura 5.18 c y d).

Las condiciones mencionadas anteriormente tomaron lugar desde ~12 horas antes de la iniciación del SCM, periodo durante el cual los contenidos de agua precipitable aumentaron ~22 %, hasta que alrededor de dos horas antes de la iniciación, se dio un pico de PW, congruente con picos de convergencia a 925 y 700 hPa (Figura 5.18 a y d). Tras el inicio del evento a las 22:00 LST del 22 de julio hubo un aumento en los acumulados de precipitación, hasta alcanzar el máximo a las 03:00 LST del 23 de julio (dentro de la etapa de Maduración del SCM; Figura 5.18 a). Tras este momento, los patrones de convergencia en la baja y media troposfera comenzaron a debilitarse, al igual que hubo una disminución en los valores de Max CAPE, y un aumento de Max CIN (Figura 5.18 c y d).

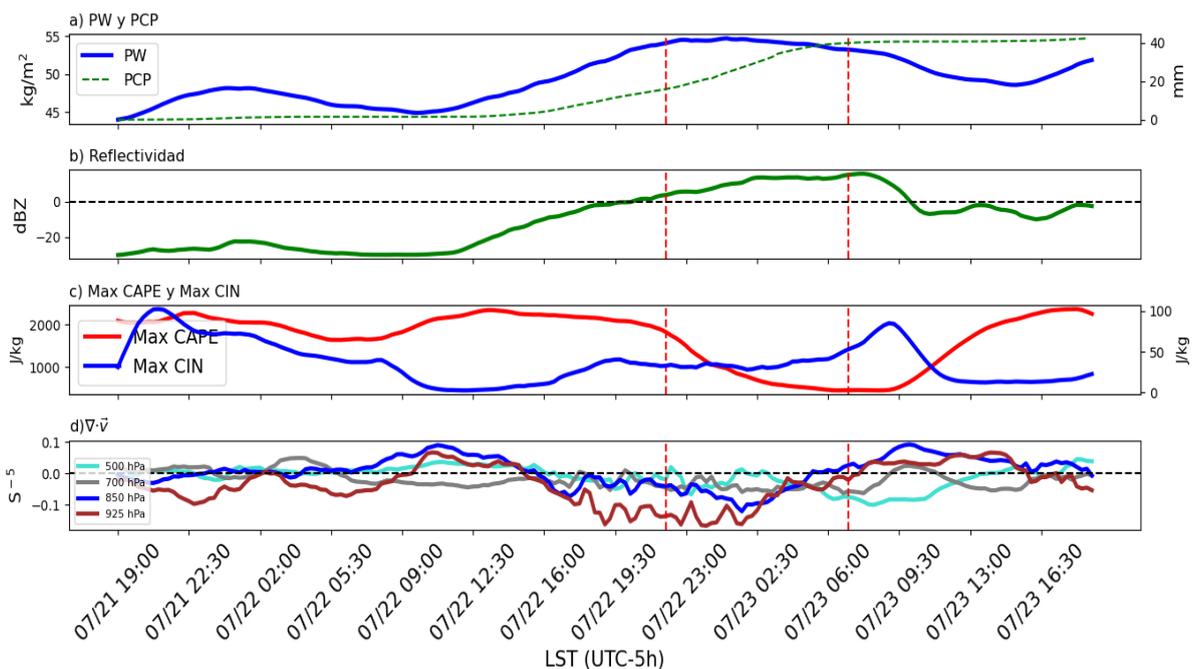


Figura 5.18 Series de tiempo de: a) agua precipitable (PW) y precipitación acumulada (PCP), b) reflectividad, c) Max CAPE e Índice de Inhibición de Convección y (CIN, por sus iniciales en inglés), y d) divergencia ($\nabla \cdot \vec{v}$) en la baja y media troposfera para la simulación WRF do2 del evento Córdoba. Las líneas rojas muestran el periodo de actividad del SCM. Los promedios fueron calculados sobre las regiones resaltadas (cuadros azul y rojos) en las **Figura 5.10** y **Figura 5.19**.

5.4.3.2 Convergencia en baja y media troposfera

El evento Córdoba simulado inició su actividad alrededor de las 22:00 LST del 22 de julio, lo cual fue consistente con las estimaciones satelitales y las observaciones en superficie (Figuras 5.14, 5.15 y 5.16). Aproximadamente 6 horas antes de la iniciación del evento (17:30 LST del 22 de julio), el modelo mostró convergencia de vientos en diferentes niveles de la troposfera, como puede apreciarse en la Figura 5.18 d. Al nivel de 925 hPa, donde la convergencia fue más intensa (Figura 5.18 d). Los campos de vientos mostraron la entrada de vientos marítimos, inicialmente asociados a la BMT a lo largo de toda la costa Caribe. Estos vientos alcanzaron el sur de Córdoba y Bolívar en cuestión de ~3 horas (es decir, entre 17:00 y 20:00 LST del 22 de julio; no se muestra). Otras corrientes de vientos también convergieron sobre la región, una de ellas proviene del noreste, canalizada por la cordillera oriental de los Andes y la Sierra Nevada de Santa Marta, tipo *gap winds*. Esta corriente alcanzó el departamento de Córdoba entre las 18:00 y las 21:00 LST del 22 de julio. El modelo mostró otra corriente de vientos desde el Pacífico, la cual incursionó hacia el Caribe desde las 15:30 LST del 22 de julio (~ 7 horas antes de la iniciación del SCM), y mostró un fortalecimiento alrededor de las 17:00 LST del 22 de julio. Para las 21:30 del 22 de julio, estas corrientes de vientos a 925 hPa (i.e. vientos desde el mar Caribe

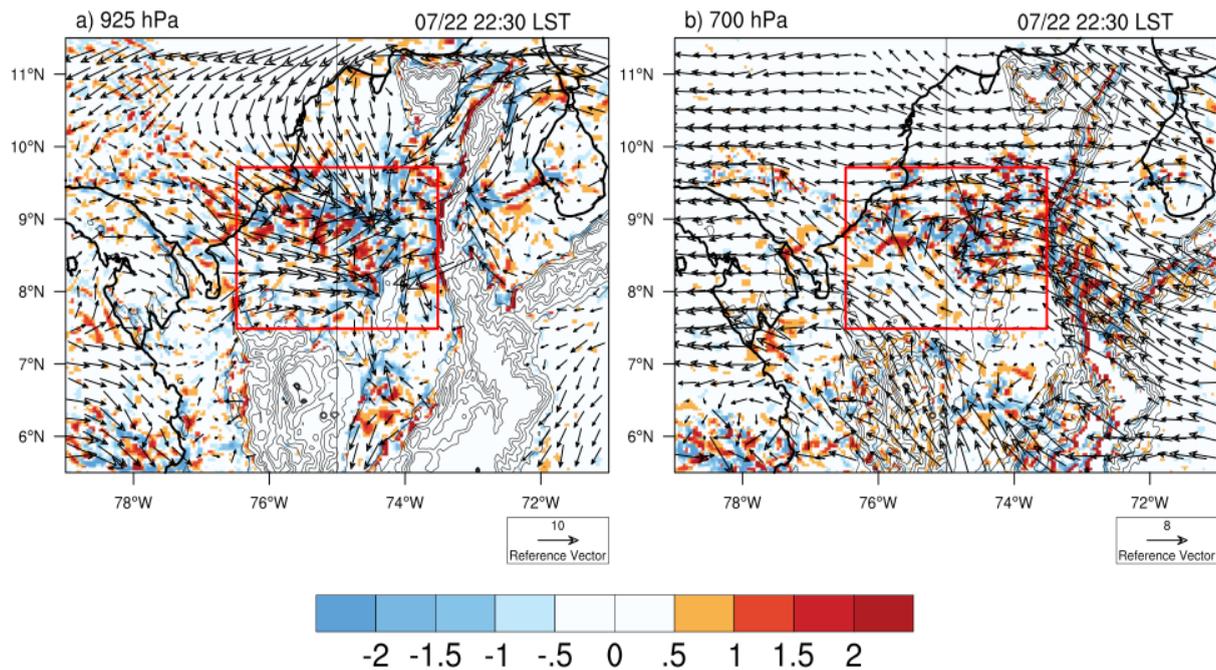


Figura 5.19 Campos de divergencia (s^{-1}) y vientos al nivel de: a) 925 hPa y b) 700 hPa; para el momento de iniciación del evento Córdoba, según la simulación WRF do2. Los cuadros rojos marcan la región para la que se estimaron los promedios espaciales de la Figura 5.18.

y el Pacífico, además de los vientos canalizados por la cordillera occidental) formaron la zona de convergencia observada la Figura 5.19 a.

En nivel de 700 hPa, la convergencia estuvo asociada a una corriente de vientos provenientes del este, sobrepasando los Andes orientales (Figura 5.19 b). Este patrón de vientos parece haber persistido a lo largo de todo el periodo de simulación (19:00 LST del 21 de julio - 18:00 LST del 23 de julio). Sin embargo, aproximadamente desde las 20:00 LST del 22 de julio (dos horas antes de la iniciación del SCM), esta corriente de vientos se desaceleró cerca a la Serranía de San Lucas, rotando levemente para converger sobre la región del SCM. Este cambio aparentemente sutil en el comportamiento de los vientos favorece la formación de una zona de convergencia en el nivel de 700 hPa (Figuras 5.18 d y 5.19 b). También se observó un patrón de vientos (y su divergencia) del sureste en el nivel de 500 hPa (no se muestra).

5.4.3.3 CAPE y humedad en niveles bajos

La Figura 5.20 busca describir el comportamiento del viento a 925 hPa y su posible relación con el transporte de masas de aire inestables durante el evento Córdoba. Inicialmente, los vientos hacia el continente (viento mar-tierra) comenzaron su incursión alrededor de las 14:45 del 22 de julio (Figura 5.20 a). Durante las horas posteriores, el aire sobre el mar, que presentaba altos contenidos de Max CAPE, se desplazó tierra adentro (Figura 5.20 b), alcanzado el sur de Córdoba y Bolívar alrededor de las 21:00 LST del 22 de julio (Figura 5.20 c). La serie de tiempo de la

Figura 5.20 e correspondiente a promedios espaciales en la región más cercana al mar (recuadro negro en la Figura 5.20 a-d), muestra aumentos en el Max CAPE cuando hay vientos mar-tierra hacia el sur desde la región de la costa hacia tierra bajas en el interior (recuadro blanco en Figuras 5.20 a-d), unas antes del inicio del evento.

Las masas de aire cerca a los Andes (región “Tierra bajas”, representada por el recuadro blanco de la Figura 5.20 a-d) presentaron valores altos de Max CAPE desde 12 horas antes de la iniciación del evento (Figura 5.20 f). Sin embargo, la formación del SCM no se dio sino hasta momentos después de que los vientos costeros alcanzaran esta región. Los vientos en la región “Tierras bajas” presentaron direcciones similares a la región “Costa” (recuadro negro en la Figura 5.20 a-d) entre las 12:30 y 20:00 LST del 22 de julio, indicando un flujo de bajo nivel generalizado desde el mar hacia el continente. Durante el evento, el Max CAPE se consume en la región “Tierras bajas”, donde el SCM tiene lugar, llegando a valores mucho menores que en la noche/madrugada anterior, incrementándose nuevamente al día siguiente.

La Figura 5.21 a-d muestra los campos de vientos y vapor de agua a 925 hPa en diferentes momentos previos y durante la iniciación del evento (22:00 LST del 22 de julio). Se observa un transporte de aire más húmedo hacia el interior del continente, con regiones localizadas de convergencia. Las series de tiempo en la Figura 5.21 e muestran un pico en el vapor de agua en niveles bajos sobre la región “Costa” horas antes del evento, al tiempo que los vientos meridionales a 850 hPa fueron más lentos hacia el norte, y adquirieron una componente hacia el sur a los 925 hPa. Ambos comportamientos están asociados a la convergencia y el transporte de humedad, respectivamente. Las series de tiempo para la región “Tierra bajas” (Figura 5.21 f) muestran contenidos de humedad relativamente altos antes del evento, con una disminución marcada durante la vida del SCM.

Los patrones atmosféricos analizados en las Figuras 5.20 y 5.21 sugieren que los vientos mar-tierra tienen un rol importante en el transporte de aire húmedo e inestable desde la costa hacia tierra adentro. Este mecanismo es claro, incluso 6 horas antes de la iniciación del evento, generando aumentos paulatinos en los contenidos de humedad y CAPE sobre el continente. Otro factor importante es que estos vientos marítimos alcanzan el piedemonte de las cordilleras de los Andes (ver contornos de topografía en la Figura 5.21), donde la topografía podría generar un bloqueo que promueve la convección húmeda. De este modo, la combinación de topografía elevada con entrada de aire húmedo e inestable proveniente del mar puede generar un ambiente favorable para la formación del SCM.

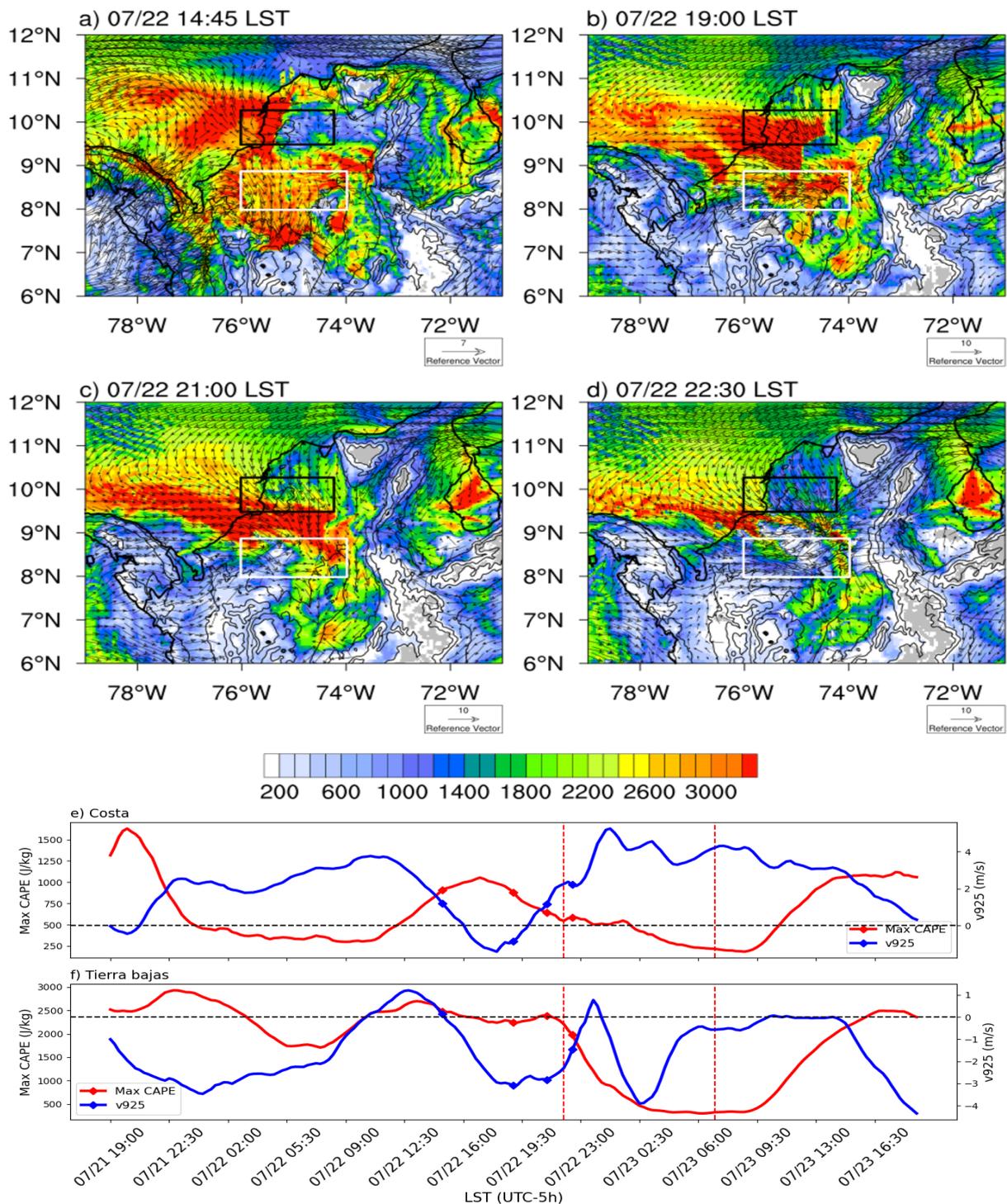


Figura 5.20 Campos de Max CAPE (rojo) y vientos a 925 hPa (azul) para diferentes momentos de la simulación WRF do2 del evento Córdoba (a–d) y serie de tiempo de Max CAPE y viento meridional a 925 hPa para las regiones d “Costa” (cuadro negro en a–d) y “Tierra bajas” (cuadro blanco en a–d) durante todo el periodo de simulación. La **Figura 5.20 a** tiene un vector de referencia con menor magnitud que los otros mapas debido a que los vientos para este intervalo de tiempo fueron más débiles. Las puntos sobre las series de tiempo en e–f marcan los intervalos de tiempo graficados en los campos horizontales de a–d. Las líneas verticales rojas marcan el periodo de actividad del SCM, la línea negra horizontal marca el valor de 0 m/s de la velocidad meridional.

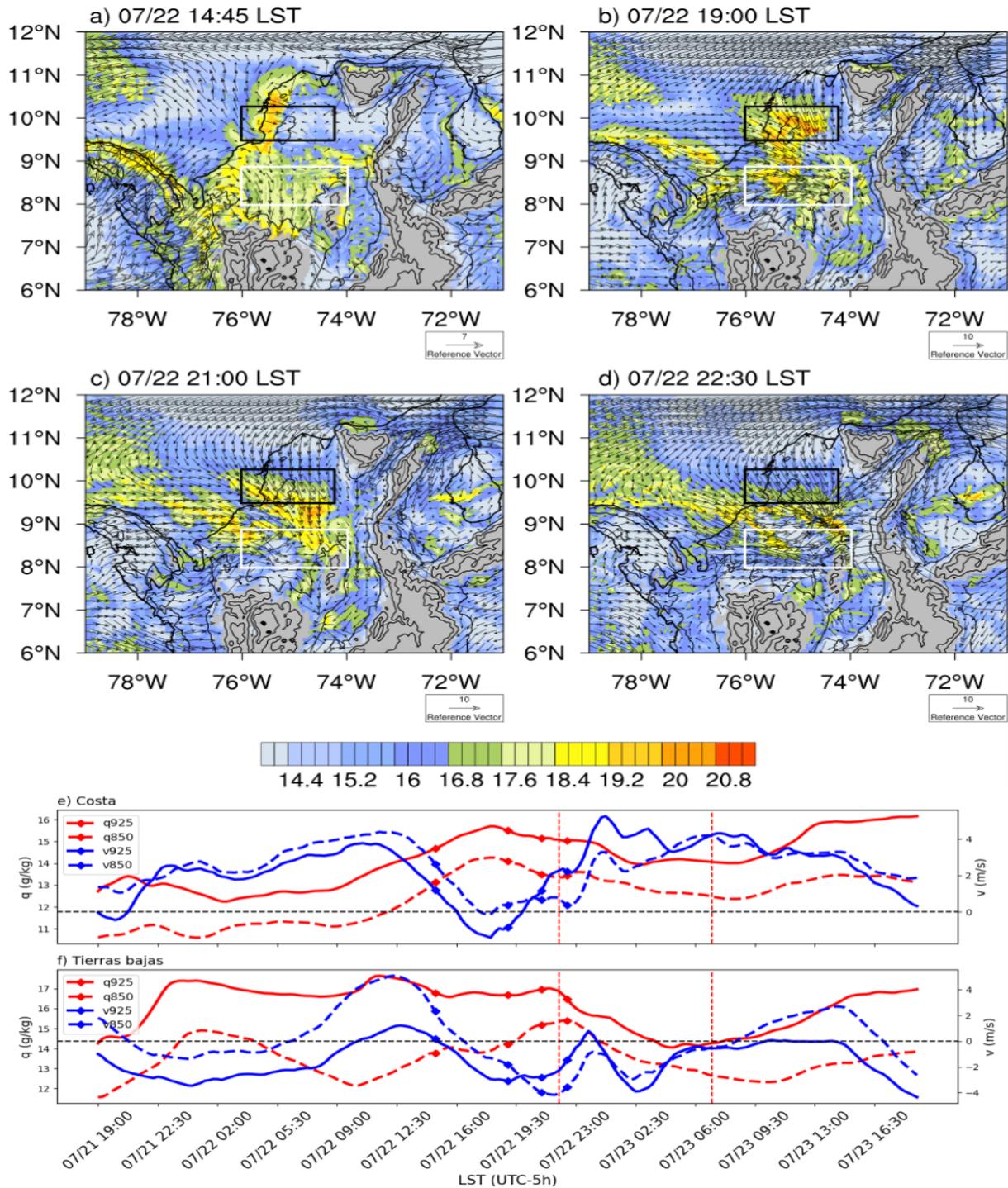


Figura 5.21 Campos de humedad específica y vientos a 925 hPa para diferentes momentos de la simulación WRF do2 del evento Córdoba (a-d) y serie de tiempo de humedad específica y viento meridional a 925 (líneas solidas) y 850 (líneas punteadas) hPa para las regiones “Costa” (cuadro negro en a-d) y “Tierra bajas” (cuadro blanco en a-d) durante todo el periodo de simulación. Los puntos sobre las series de tiempo en e-f marcan los intervalos de tiempo graficados en los campos horizontales en a-d. Las líneas verticales rojas marcan el periodo de actividad del SCM, la línea negra horizontal marca el valor de 0 m/s de la velocidad meridional.

5.4.3.4 Vientos costeros nocturnos

Los vientos mar-tierra son un fenómeno que sucede principalmente durante las tardes. Sus vientos pueden recorrer entre decenas y cientos de kilómetros continente adentro, si los vientos sinópticos son opuestos con magnitudes débiles o moderadas (Simpson et al., 1977; Tijm et al., 1999; Miller et al., 2003). La incursión continental de los vientos mar-tierra puede verse favorecida por condiciones de días despejados, debido a que favorecen un mayor calentamiento radiativo en superficie y, en consecuencia, se fortalece el gradiente de temperatura (y presión) entre el mar y el continente. Es posible que el gradiente asociado a los vientos mar-tierra pueda mantenerse durante varias horas de la noche, cuando además el viento puede aumentar su velocidad debido al efecto de *jet nocturno* (Tijm et al., 1999; Viner et al., 2021).

En el caso particular del día del evento Córdoba (22 de Julio de 2019), los vientos mar-tierra fueron claros desde las 14:00 LST de ese día (Figura 5.21 a), presentando una dirección predominante hacia el sureste, con vientos más fuertes sobre la costa (Figura 5.22 a y d). El debilitamiento de los vientos de bajo nivel, en su recorrido continente adentro (es decir, hacia las regiones “Tierras bajas” y “Piedemonte” representadas en la Figura 3.1) es causado por la rugosidad de la superficie continental.

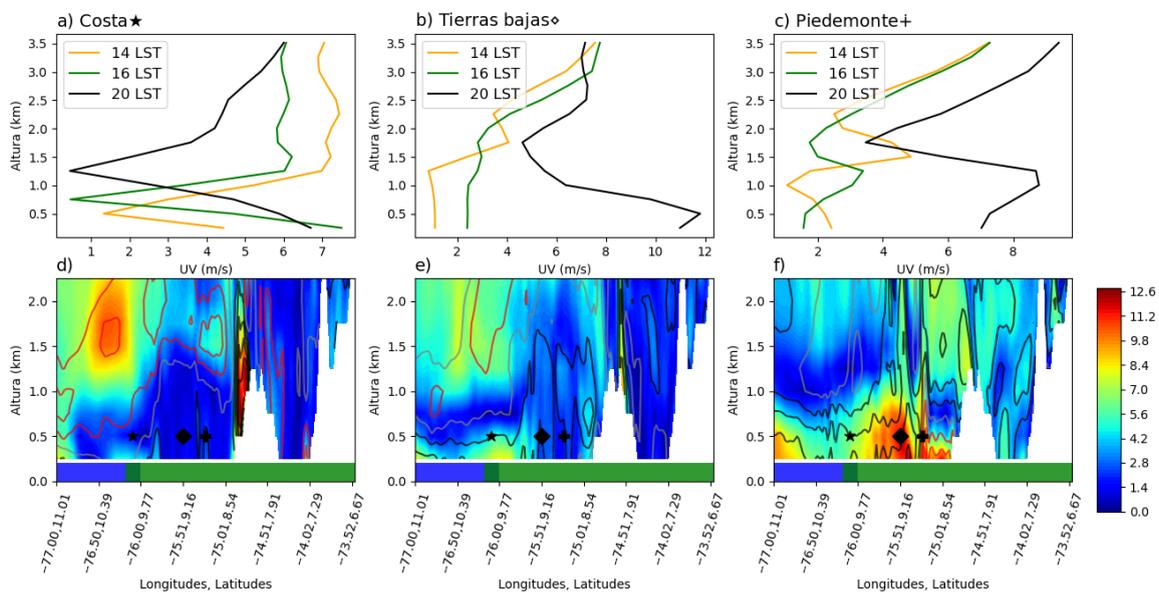


Figura 5.22 Perfil vertical de velocidad del viento sobre las regiones a) Costa (estrella en Figura 5.22 d-f), b) Tierras bajas (diamante en Figura 5.22 d-f), y c) Piedemonte (cruz en Figura 5.22 d-f); d-f) Perfiles verticales de magnitud del viento (contornos) y vientos meridionales (líneas: rojo para vientos del sur, negro para vientos del norte) para las 14:00 LST (d), 16:00 LST (e) y 20:00 LST (f) del día del evento. Las barras horizontales azules y verdes señalan la extensión marítima y continental, respectivamente. Los símbolos sobre d-f señalan las longitudes para las que se calcularon los perfiles verticales de a-c.

Para las 16:00 LST del 22 de julio, los vientos mar-tierra fueron aún más claros y profundos en la troposfera, alcanzando 1.5 km de altura (Figura 5.22 e). Adicionalmente, la BMT había recorrido unos ~ 130 km de distancia para alcanzar las montañas al sur de la región (Figura 5.22 e).

Durante las primeras horas de la noche, el patrón de vientos mar-tierra se mantuvieron; de hecho mostraron una aceleración en los vientos, como puede verse alrededor de las 20:00 LST del 22 de julio (Figura 5.22 f). Este efecto de aceleramiento nocturno pudo generarse por la reducción en los flujos momento turbulento, favoreciendo una capa límite menos mezclada y, a su vez, reduciendo los efectos turbulentos en las partes medias y altas de la capa límite; esto genera un efecto inercial (debido a la ausencia o reducción de la fricción superficial en estos niveles), el cual induce un fortalecimiento de los vientos horizontales (Buckley y Kurzeja, 1997; Tijm et al., 1999; Viner et al., 2021). El fortalecimiento de los vientos favorece la incursión nocturna de aire marítimo y con ello el transporte de aire húmedo e inestable, como pudo verse en la horas de la noche (Figura 5.20 y 5.21 c y d).

El fortalecimiento de los vientos se vio principalmente en las regiones “Tierras bajas” y “Piedemonte” entre los 0.5 y los 1 km de altura (Figura 5.22 b), lo cual es más cercano a los planteamientos teóricos del efecto de corriente de chorro nocturna de bajo nivel (Markowski y Richardson, 2010). Un par de horas antes del evento, los vientos meridionales sobre ambas regiones presentaron direcciones opuestas: los vientos en “Tierras bajas” tenían una dirección hacia el suroeste, mientras los vientos en “Piedemonte” tenían una dirección hacia el noreste (Figura 5.22 f). El encuentro entre las dos corrientes de vientos causó la formación de una línea de convergencia, la cual favoreció el desarrollo del SCM.

5.4.4 Ambientes atmosféricos durante la etapa de maduración y decaimiento del SCM

Una vez los SCMs entran en su etapa más madura, suelen alcanzar su máximo de área e intensidad de precipitación. Esto último genera que las salidas de humedad superen las entradas (por convergencia y los *updrafts*), por lo que los SCMs suelen decaer tras esta etapa (Feng et al., 2018; Houze, 2018). Las lluvias asociadas a la etapa madura del evento Córdoba, causaron una disminución en los contenidos de vapor de agua (Figura 5.18 a). La Figura 5.23 b, e y f muestra la presencia de aire seco sobre la región influenciada por el SCM. Por ejemplo, alrededor de la iniciación del SCM (21:00 LST del 22 de julio) hubo contenidos de vapor de agua a 925 hPa de 20 g/kg (Figura 5.21 c), mientras que durante la etapa madura del evento los contenidos de vapor de agua bajaron a 13 g/kg.

La reducción en los contenidos de humedad estuvieron asociados a las pérdidas por precipitación y al cese de transporte y convergencia. Los fuertes patrones de convergencia de vientos en niveles bajos observados alrededor de la iniciación del

evento (Figura 5.19) se debilitaron, con valores bajos incluso en el nivel de 700 hPa (Figura 5.23 d). Análogamente, los valores de Max CAPE disminuyeron (Figura 5.23 c). Estas condiciones comenzaron a generar la desorganización dentro de la estructura del SCM, el cual solo pudo mantenerse activo por 4 horas más tras las 03:00 LST del 23 de julio.

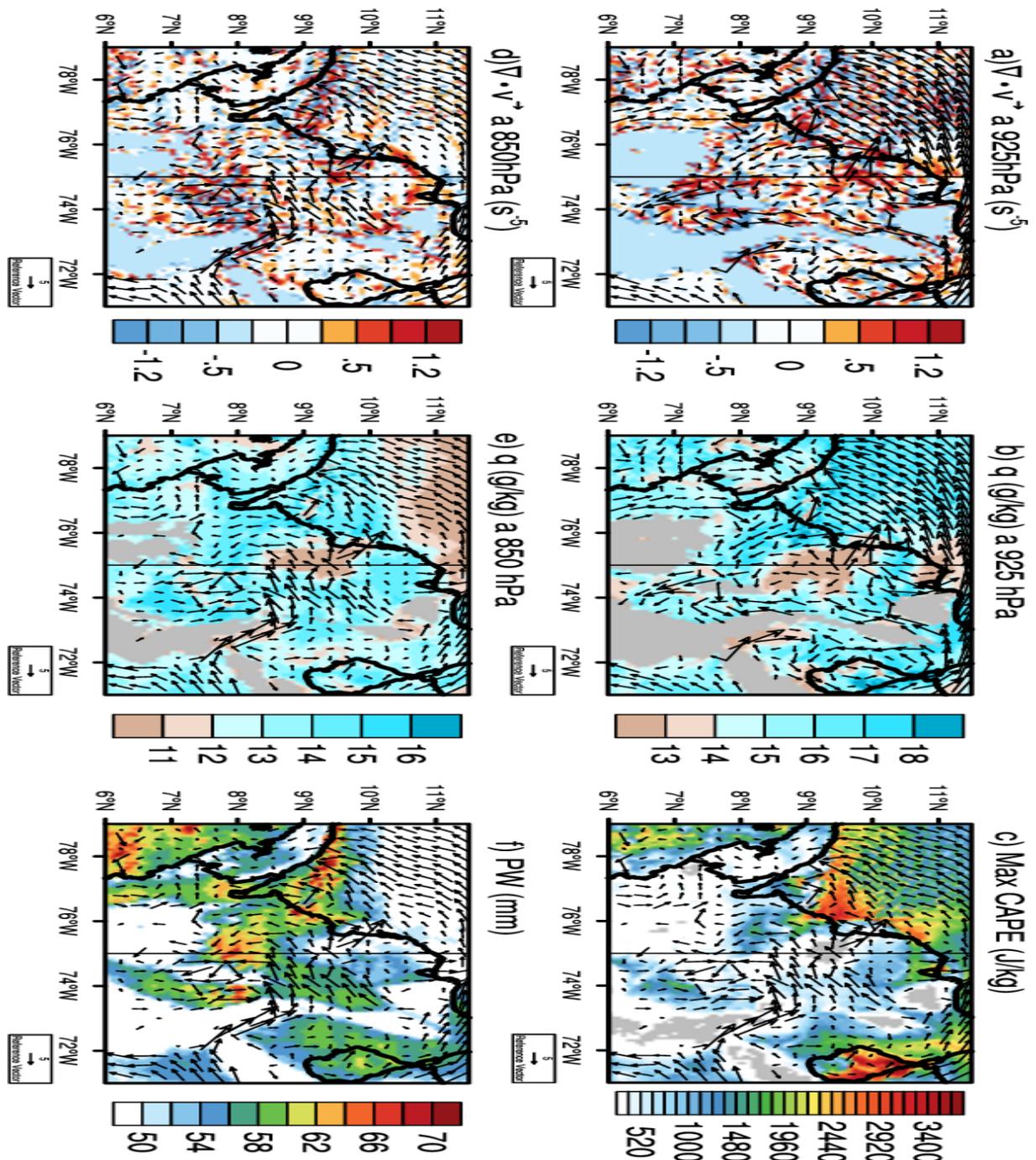


Figura 5.23 Campos de a) divergencia y vientos a 925 hPa, b) humedad específica y vientos a 925 hPa, c) Max CAPE y vientos a 850 hPa, d) divergencia y vientos a 700 hPa, e) humedad específica y vientos a 850 hPa, y f) agua precipitable y vientos a 850 hPa durante la etapa de maduración del SCM del evento Córdoba, para la simulación WRF do2.

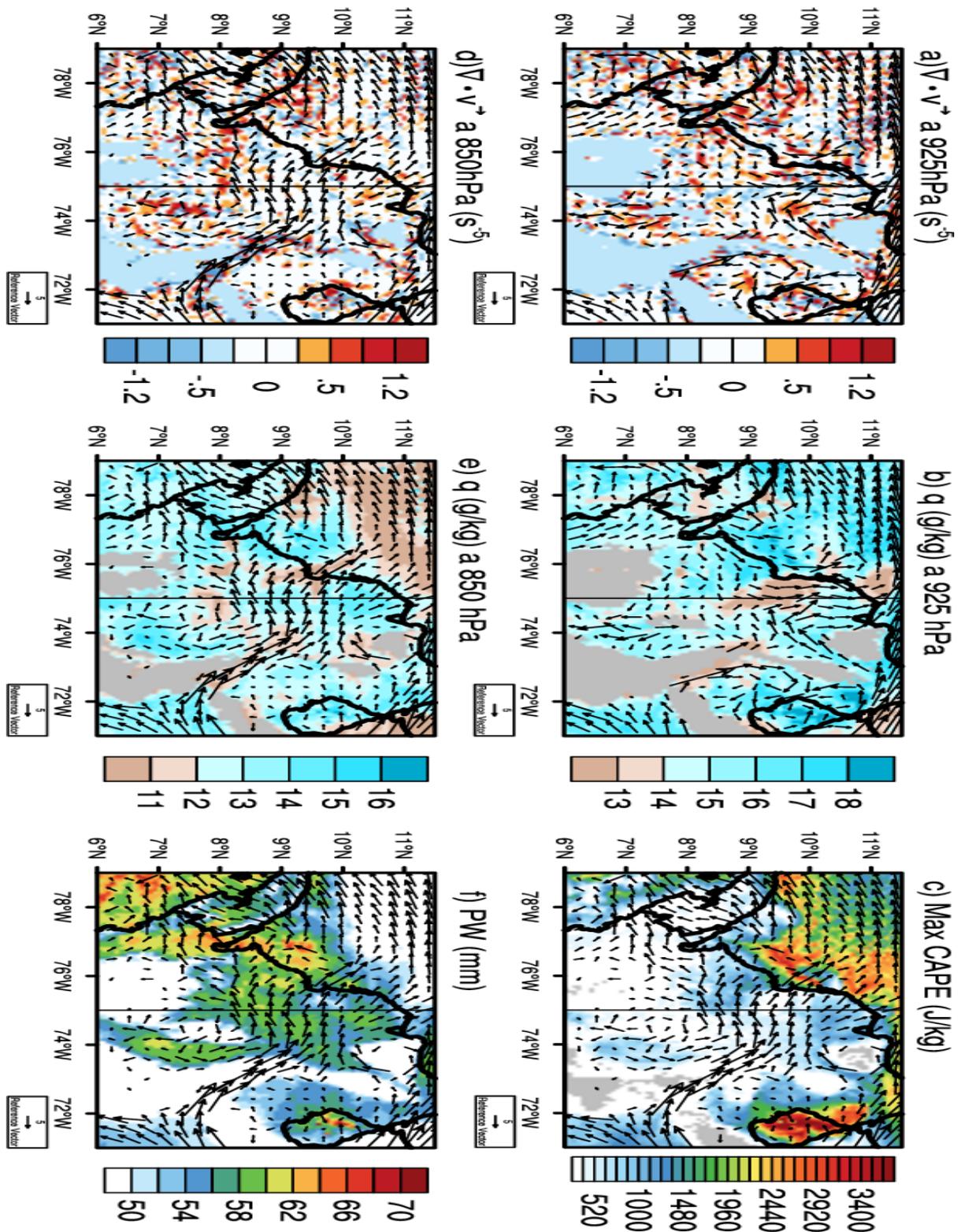


Figura 5.24 Campos de a) divergencia y vientos a 925 hPa, b) humedad específica y vientos a 925 hPa, c) Max CAPE y vientos a 850 hPa, d) divergencia y vientos a 700 hPa, e) humedad específica y vientos a 850 hPa, y f) agua precipitable y vientos a 850 hPa durante la etapa de decaimiento del SCM del evento Córdoba, para la simulación WRF do2

Tras las 07:00 LST del 23 de julio, el SCM simulado por WRF entró en su etapa de decaimiento. Para este momento, no hubo señales de convergencia en ninguno de los niveles estudiados (Figura 5.24 a y d). A pesar de que los campos de divergencia no mostraron valores positivos (i.e. divergencia), los campos de vientos a 925 y 700 hPa mostraron una aceleración con dirección hacia el noroeste (Figura 5.23 a y d). Este patrón pudo desfavorecer la acumulación de masas de aire sobre la región, causando que los valores de humedad específica en la baja troposfera y agua precipitable cayeran aún más (Figura 5.23 b, e y f).

5.4.5 Transporte de humedad en la baja troposfera

Las series de tiempo de la Figura 5.25 buscan identificar el posible transporte de humedad en la baja troposfera (925 y 850 hPa) desde las regiones del Pacífico, el valle Magdalena-Cauca (MC) y el Caribe, definidas en la Figura 5.10, durante el evento Córdoba. El modelo sugiere que hubo entrada de vientos y humedad principalmente al nivel de 850 hPa desde la región Pacífico. Los vientos meridionales tuvieron una dirección hacia el Caribe (es decir, hacia el este) desde aproximadamente 10 horas antes de la iniciación del evento (Figura 5.25 a). Durante este periodo también se observó un aumento en los contenidos de vapor de agua sobre esta región (Figura 5.25 d). Dichas condiciones favorecieron el flujo de aire húmedo hacia el Caribe (Figura 5.25 g). Lo anterior sugiere que la incursión de los vientos al nivel de 850 hPa desde el Pacífico favorece la convergencia de aire húmedo sobre la región donde el modelo desarrolló el SCM. Al nivel de 925 hPa, hubo vientos con dirección hacia el oeste durante varias horas alrededor de la iniciación del SCM (22:00 LST del 22 de julio; Figura 5.25 a), por tanto, el aire húmedo que pudo haber estado sobre esta región a este nivel (Figura 5.25 d) presentó un flujo principalmente hacia el oeste (Figura 5.25 g).

Sobre la región MC se observó que en ambos niveles se dieron reducciones en los contenidos de vapor de agua (e.g alrededor de las 09:00 LST del 22 de julio; Figura 5.25 b y e) cuando hubo periodos con vientos hacia el norte. Lo anterior sugiere que los vientos desde el sur transportan aire seco. Un efecto similar se observó en los eventos de Magdalena y Ayapel (ver secciones 4 y 6). El flujo de humedad (o aire seco) al nivel de 850 hPa cesó desde las 13:00 LST del 22 de julio, mientras que en el nivel de 925 hPa, cesó desde las 20:00 LST del 22 de julio (Figura 5.25 h). Este pudo ser un factor precursor que los contenidos de vapor de agua en esta región cercana al SCM, aumentaran, o al menos se mantuvieran (Figura 5.25 e).

En los niveles de 925 y 850 hPa sobre la región Caribe, los vientos y flujos meridionales de humedad presentaron un comportamiento coherente con el ciclo diurno de las brisas marinas (Figura 5.25 c y i), mostrando una oscilación de viento hacia el norte (BTM) durante la madrugada y la mañana (es decir, 00:00 - 09:00 LST del 22 de julio y 00:00 - 12:00 LST del 23 de julio), y vientos hacia el sur (vientos mar-tierra) durante la tarde y la noche (es decir, 13:00 - 23:00 LST del 22 de julio).

El periodo de vientos mar-tierra comenzó alrededor de 9 horas antes de la iniciación del evento Córdoba. Durante este mismo lapso de tiempo, se dieron aumentos en los contenidos de vapor de agua en la baja troposfera (Figura 5.25 f). Particularmente alrededor de 4 horas antes de la iniciación del evento (17:00 LST del 22 de julio) hubo un pico de máximo transporte de humedad hacia el sur y de vientos meridionales (Figura 5.25 c y i). Lo anterior pudo haber intensificado el transporte de humedad debido a los vientos mar-tierra y generar un ingrediente importante para la formación del SCM.

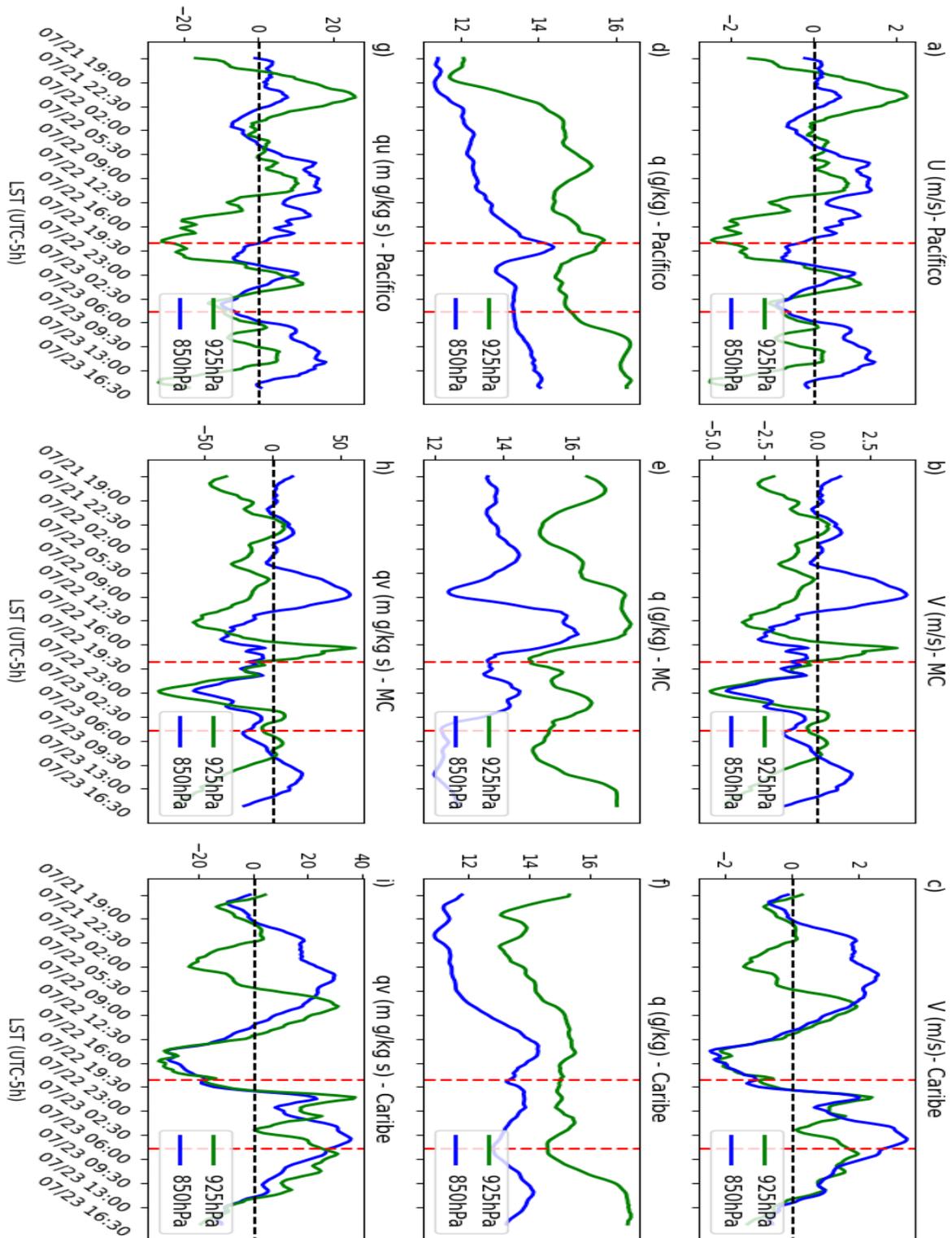


Figura 5.25 Series de tiempo de viento zonal (U), meridional (V), humedad específica (q) y flujo meridional y zonal de humedad específica (q_u y q_v) para las regiones Pacífico (columna izquierda), Magdalena-Cauca (MC, columna central) y Caribe (columna derecha), definidas en la **Figura 5.10**, para la simulación WRF do2 del evento Córdoba.

5.4.6 Distribución vertical de reflectividad, vientos y humedad

La Figura 5.26 presenta la sección vertical (calculada sobre la línea presentada en la Figura 5.13) de la reflectividad y los vientos horizontales y verticales durante las diferentes etapas del evento Córdoba. Durante la fase de iniciación, se dio la formación de dos núcleos convectivos profundos alrededor de 76°W , 9.6°N , alimentados por regiones de intenso ascenso de aire (Figura 5.26 a). La convección detrás de la formación de estos núcleos convectivos pudo verse influida por la formación de una línea de convergencia producto de vientos hacia el sur y vientos hacia el norte (Figura 5.26 d). Como se mencionó anteriormente, los vientos del norte sufrieron una aceleración durante las primeras horas de la noche, promoviendo la incursión de vientos de BMT sobre el continente, e intensificando vientos desde el norte en el piedemonte de la Serranía de San Lucas (Figura 5.22 c y f). El resultado del encuentro de estas corrientes de fuertes vientos produjo núcleos convectivos fuertes ($\text{dBZ} > 40$), con una altura $> 12 \text{ km}$ (Figura 5.26 a).

En el estado de maduración, las celdas convectivas presentaron una altura similar pero con un área mayor (Figura 5.26 b). Los vientos dentro del SCM, mostraron que el patrón generador de la línea de convergencia (es decir, encuentro de vientos fuertes desde el sur y norte) se desplazó hacia la Serranía de San Lucas (alrededor de 75.37°W - 9°N ; Figura 5.26 e), región donde se evidenció una zona de marcado ascenso de masas de aire (Figura 5.26 b). El modelo muestra que la tormenta presentó un desplazamiento hacia el noroeste, en coherencia con los vientos observados entre 5-10 km de altura (Figura 5.26 e).

Para la etapa de decaimiento alrededor de las 23 de julio 06:15 LST, la línea de convergencia de viento fue menos clara, y se observó viento hacia el norte principalmente entre 0- 10 km de altura (Figura 5.26 f). En consecuencia, los núcleos convectivos asociados al SCM comenzaron a perder profundidad, cayendo a los 10 km de altura (o menos; Figura 5.26 c). Durante las horas posteriores, los núcleos convectivos perdieron altura y extensión hasta su eventual disipación (Figura 5.17 d), debido a la ausencia de las líneas de convergencia en bajo nivel que mantuvieran el sistema activo.

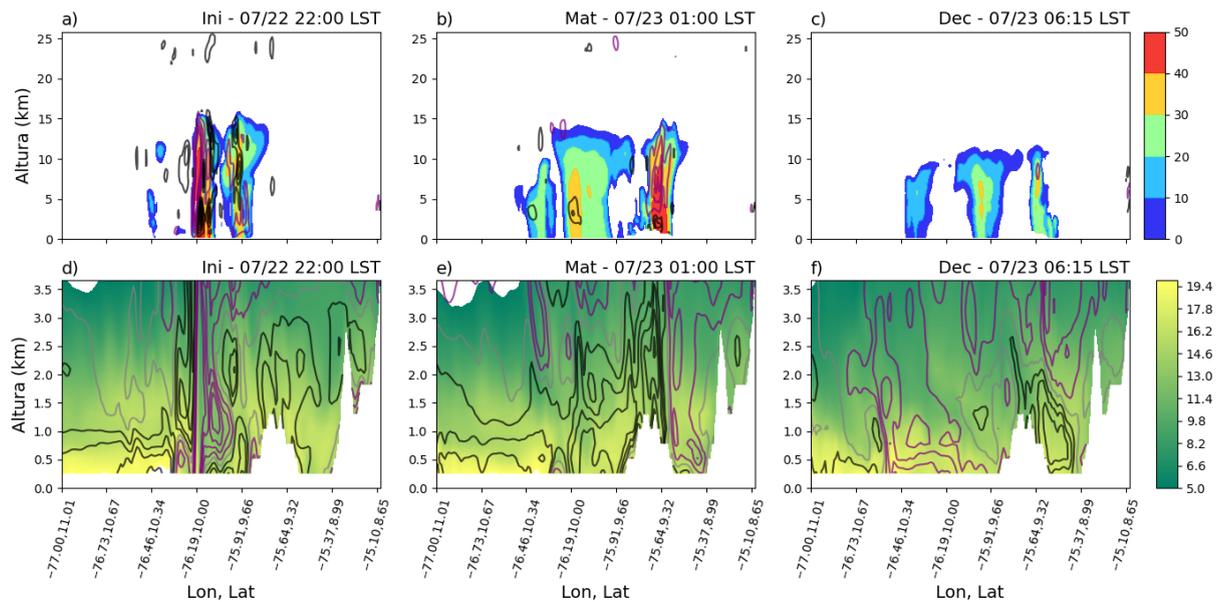


Figura 5.26 Secciones verticales de a-c) reflectividad (dBZ, contornos) y vientos verticales (m/s), regiones de ascenso de masas en líneas moradas y regiones de descenso en líneas negras). d-f) Humedad específica (g/kg; contornos) y vientos meridionales (m/s; líneas) para la simulación WRF do2 del evento Córdoba. En d-f, las líneas negras corresponden a vientos hacia el sur ($V < 0$), las moradas a vientos hacia el norte ($V > 0$), y las grises a vientos calmos ($V \sim 0$).

5.5 Discusión y conclusiones sobre el evento Córdoba

Durante la noche-madrugada del 22-23 de julio de 2019 se dió un evento de precipitación intensa en el norte de Colombia, que generó el levantamiento de alertas por inundación y desbordamiento de corrientes a lo ancho de la región (IDEAM, 2019). Los estimados de área de nubosidad y precipitación de los productos NCEP-MERGIR, PERSIANN y GPM sugieren que el sistema tuvo dimensiones por encima de los 120000 km², con lluvias que duraron alrededor de 8 horas sobre una extensa región del norte de Colombia (Figura 5.2), generando un acumulado de precipitación de más de 40 mm en algunas estaciones, acorde a los registros de IDEAM (Figura 5.3). Lo anterior califica al evento como un SCM y al que denominamos evento Córdoba debido a que su mayor intensidad se registró sobre este departamento.

Las observaciones satelitales sugieren que el SCM fue producto de la fusión de dos sistemas convectivos: el primero, un sistema convectivo formado sobre la costa de Cartagena a las 16:30 LST del 22 de julio, que presentó un desplazamiento hacia el sur mientras crecía durante su trayectoria (Figura 5.1 a-c y 5.S1). Este sistema pudo haber sido producto de convección de brisa marina (Azorin-Molina et al., 2014; Chen et al., 2016) y una vez organizado, el tope de la nube tuvo un desplazamiento coherente con los vientos hacia el sur observados a 200 hPa (Figura 5.9 a). El segundo sistema fue observado desde las 19:30 del 22 de julio sobre la cordillera

central (Figura 5.1 a-c), presentando un desplazamiento hacia el norte y fortaleciéndose sobre la cordillera central. La convección nocturna en esta región del valle MC ha sido un fenómeno reportado por Rios (2019) y Hernandez-Deckers (2022), quienes sugieren que es producto de la convergencia de vientos en el piedemonte de la cordillera central, favoreciendo el ascenso orográfico de masas de aire.

Posterior a las 22:00 LST del 22 de julio, la fusión de los sistemas convectivos marcó la iniciación del evento Córdoba y en cuestión de 4 horas, este alcanzó su forma madura tras las 00:00 LST del 23 de julio (Figura 5.1 d-f). En esta etapa afectó gran parte de los departamentos de Bolívar, Córdoba, Sucre y parte del norte de Antioquia. Posterior a las 04:30 LST del 23 de julio, se observó un aumento en los valores BT (sugiriendo una pérdida en la profundidad del sistema) y una desorganización en la morfología del SCM, la cual marcó una división del sistema, generando un nuevo núcleo convectivo sobre el Caribe (Figura 5.1 g-i). Este nuevo sistema aún tenía dimensiones de mesoescala (es decir, área >10000 km²) y se mantuvo durante 4-5 horas más, con precipitaciones durante 3 horas (Figura 5.2).

El análisis realizado sobre las condiciones sinópticas asociadas a la formación del SCM sugieren que alrededor de la ocurrencia del evento se dio el paso de una EW posiblemente húmeda (Figura 5.4 g-i). La coincidencia entre el desplazamiento de la onda y el SCM observado en la Figura 5.5 b y c, sugiere que la tormenta pudo verse favorecida por la convección y convergencia asociada a la EW (Kouadio et al., 2012; Gomes et al., 2015). Por otro lado, se observó una zona de baja presión sobre el noroeste de Suramérica, la cual promovió una rotación ciclónica de los vientos a 850 hPa (Figura 5.6 a), favoreciendo la incursión de vientos desde el Pacífico hacia el Caribe. Se ha reportado que este patrón genera un transporte de humedad, el cual favorece la formación de eventos extremos en el Caribe (Sakamoto et al., 2011; Poveda et al., 2014). Ambas condiciones fueron forzantes sinópticas que favorecieron la convergencia y entrada de aire húmedo a la región.

El reanálisis ERA5 mostró que hubo aumentos en los contenidos de humedad sobre el Caribe desde 4 horas antes de la iniciación del evento, en los niveles bajos y medios de la troposfera (Figura 5.7 f, j y n; Figura 5.8 g, h, k, l, o y p; y Figura 5.11 a y d). Los aumentos pudieron estar asociados a la convergencia de vientos en estos niveles, producto de la organización de la BMT, la entrada de vientos desde el Pacífico en niveles bajos (e.g 925 hPa, Figura 5.7 e, i y m), y vientos desde el este en niveles medios (e.g 500 hPa, Figura 5.8 e, i y m). El transporte asociado a estas corrientes de viento llevó masas de aire húmedas hacia la región (Figura 5.12 h y i). Otro ingrediente importante fue el patrón de divergencia observado a 200 hPa (Figura 5.9 g y j). El acople de convergencia/divergencia entre la baja/alta troposfera favorece la formación de ambientes altamente convectivos (Houze, 2018; Schumacher y Rasmussen, 2020). Así, ERA5 sugiere que las condiciones de

mesoescala precursoras a la formación de SCM tomaron lugar 4 horas antes del evento.

El experimento de CP realizado con el modelo WRF logró reproducir la ocurrencia del SCM sobre gran parte del Caribe colombiano, a pesar de presentar sesgos en precipitación (Figura 5.15 y 5.16) y diferencias en los patrones de nubosidad, especialmente en la etapa de iniciación del SCM (Figura 5.14 a y d). Vale la pena llamar la atención en que pese a no usar un protocolo de asimilación de datos para las condiciones iniciales, nuestra simulación fue capaz de representar un SCM con características cualitativamente similares al observado, usando condiciones iniciales correspondientes a 24 horas antes del evento real, más las condiciones de frontera realistas de ERA5 actualizadas cada hora.

El modelo WRF también mostró aumentos en los contenidos de humedad desde horas antes a la iniciación del SCM observado; sin embargo, este las mostró desde las 14:00 LST del 22 de julio, es decir, 8 horas antes de la iniciación del evento Córdoba observado (Figura 5.18 a). Los aumentos de humedad en el modelo fueron producto de la formación de una fuerte zona de convergencia sobre el Caribe colombiano, especialmente en la baja troposfera (Figura 5.18 d), la cual también se observó alrededor de 8 horas antes de la iniciación del SCM.

La convergencia de vientos en la baja troposfera fue producto de diferentes circulaciones de mesoescala:

- Durante la mayor parte del periodo simulado se observaron **vientos entrando desde el oeste al Caribe colombiano desde el Pacífico**, asociados a una incursión de vientos de bajo nivel desde el Pacífico. Estos alcanzaron la región de actividad del SCM tras las 16:00 LST del 22 de julio. Estos vientos lograron alcanzar el sur de la región (no se muestra). Es posible, que el gradiente horizontal de presión sobre el Caribe haya formado zonas de baja presión en el sur del Caribe durante las horas de la tarde, favoreciendo la incursión de los vientos del Pacífico hacia el sur del Caribe.
- A través del *gap* formado entre la Sierra Nevada de Santa Marta y la cordillera occidental, se canalizaron vientos del este desde las 18:00 LST del 22 de julio, los cuales alcanzaron el sur del Caribe a las 22:00 LST del 22 de julio (Figura 5.19 a). Acorde a lo anterior, a esta corriente de **vientos canalizados desde el noreste** (tipo *gap winds*) le tomó alrededor de 4 horas llegar a la región donde inició el SCM.
- La formación de los **vientos mar-tierra** se observaron desde las 14:00 LST del 22 de julio (8 horas antes de la iniciación del SCM). Gracias al mayor detalle brindado por la simulación con WRF, se pudo observar que la entrada de estos vientos generó un transporte de masas de aire húmedas e inestables desde el

mar hacia el continente, alcanzado el sur de la región Caribe alrededor de las 17:30 LST del 22 de julio, favoreciendo la formación de un ambiente convectivo y húmedo.

- Durante la noche, entre las 18:00 y 22:00 LST del 22 de julio, los vientos de bajo nivel (por debajo de los 1500 m.s.n.m) sobre el continente (especialmente, cerca a los Andes) experimentaron una **aceleración nocturna**, causada por una reducción en la divergencia de flujos turbulentos de momentum (e.g Markowski y Richardson, 2010), lo cual equivale a una reducción en la fricción efectiva, y por tanto un fortalecimiento en los vientos. Este fortalecimiento pudo observarse en la Figura 5.22 y fue precursor de la línea de convergencia que fomentó la iniciación del SCM.
- En la porción de la troposfera entre 700 y 500 hPa, se observó una corriente de **vientos provenientes desde el sureste**, los cuales convergieron sobre la región norte de Colombia alrededor de la hora de formación del SCM (22:00 LST del 22 de julio; Figura 5.19 b)

Una vez organizados los patrones de circulación, el modelo sugiere que las celdas convectivas asociadas al SCM tuvieron más de 12 km de altura, mostrando la formación de celdas convectivas jóvenes cerca a la Serranía de San Lucas, y una maduración sobre las planicies del Caribe colombiano (Figura 5.17). Así, las celdas, una vez organizadas, presentaron un desplazamiento hacia el noroeste, en coherencia con los vientos observados entre 5 y 10 km de altura (Figura 5.26 d-f). En la mayoría de celdas, la región convectiva (zona con dBZ > 40 y ascenso de aire; Feng et al., 2018) estuvo detrás de la región estratiforme (zona con dBZ < 40; Feng et al., 2018), lo cual le da características de un sistema tipo *trailing stratiform MCS* (Houze, 2018).

La Figura 5.27 busca resumir las condiciones atmosféricas asociadas al evento Córdoba. En la escala sinóptica, la formación de una circulación ciclónica sobre el noroeste de Colombia y el paso de una EW húmeda tuvieron un rol importante en la formación del SCM. Por otro lado, en la mesoescala, corrientes de bajo nivel como las brisas marinas durante la tarde, vientos fuertes mar-tierra debido a la aceleración nocturna (alrededor de 6 horas antes de la iniciación del evento), vientos desde el Pacífico (evidenciados alrededor de 6 horas antes) y vientos desde el noreste (tipo *gap winds*, evidenciados 4 horas antes), además de los vientos desde el sureste en niveles medios (evidenciados 4 horas antes), tuvieron un rol importante en la formación de una zona de convergencia y transporte de humedad que favoreció la iniciación y el desarrollo del SCM. Estas corrientes se mantuvieron durante la fase de maduración y se desorganizan posteriormente, dando pie a la fase de decaimiento del SCM.

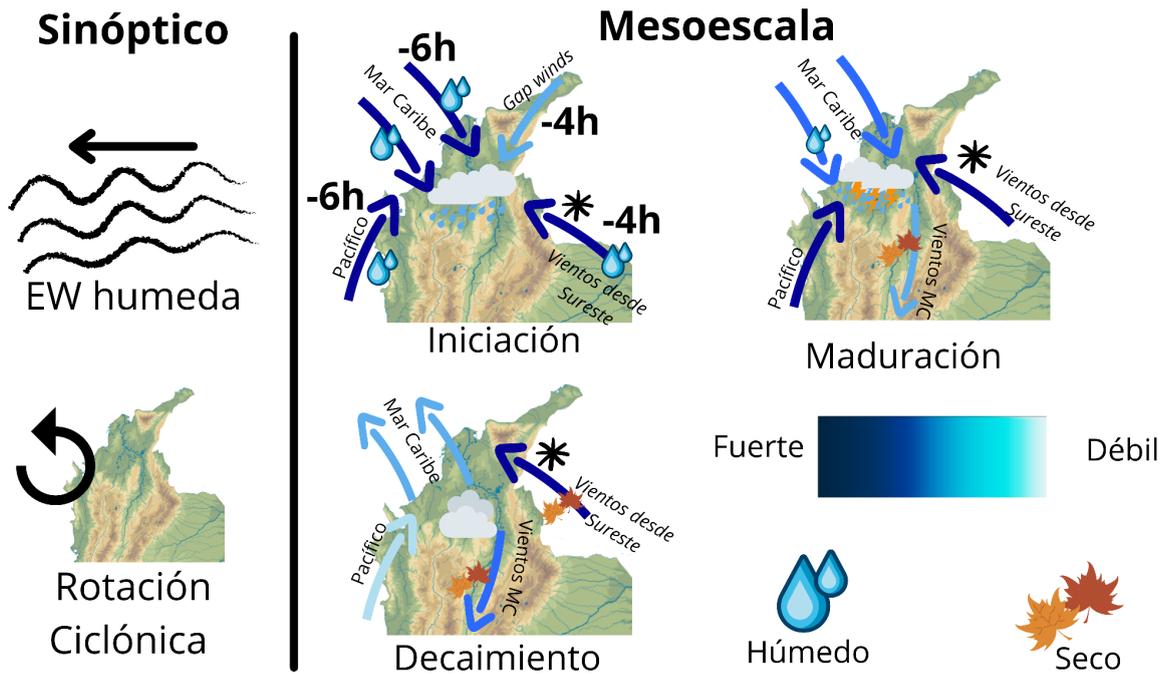


Figura 5.27 Ilustración de las condiciones sinópticas y de mesoescala asociadas al evento Córdoba. Las flechas representan los vientos en niveles de baja troposfera (925 y 850 hPa) mientras que las flechas con un asterisco representan vientos en la media troposfera (700 y 500 hPa). Las horas sobre las flechas en la fase de iniciación indican con cuántas horas de antelación fueron observadas las corrientes. Las corrientes de vientos sin símbolos de húmedo (gota) o seco (hojas) favorecieron la convergencia/divergencia de masa, más no de humedad.

5.6 Material suplementario para el evento Córdoba

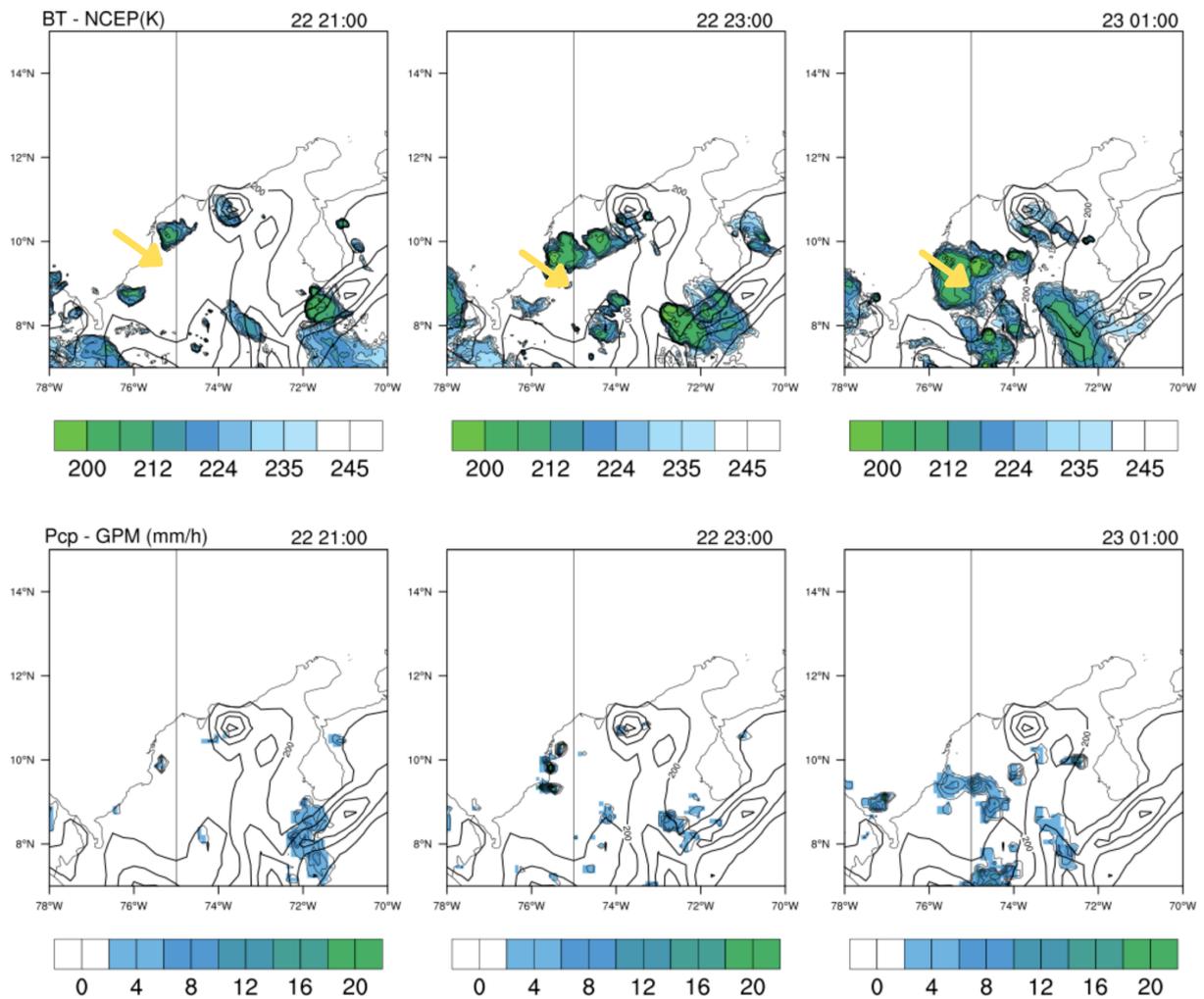


Figura 5. S1. Campos de temperatura de brillo de NCEP-MERGIR (K) y precipitación de GPM (mm/h) durante la formación del sistema convectivo costero durante la etapa de Génesis del evento Córdoba. Las horas se encuentran en UTC (LST - 5h).

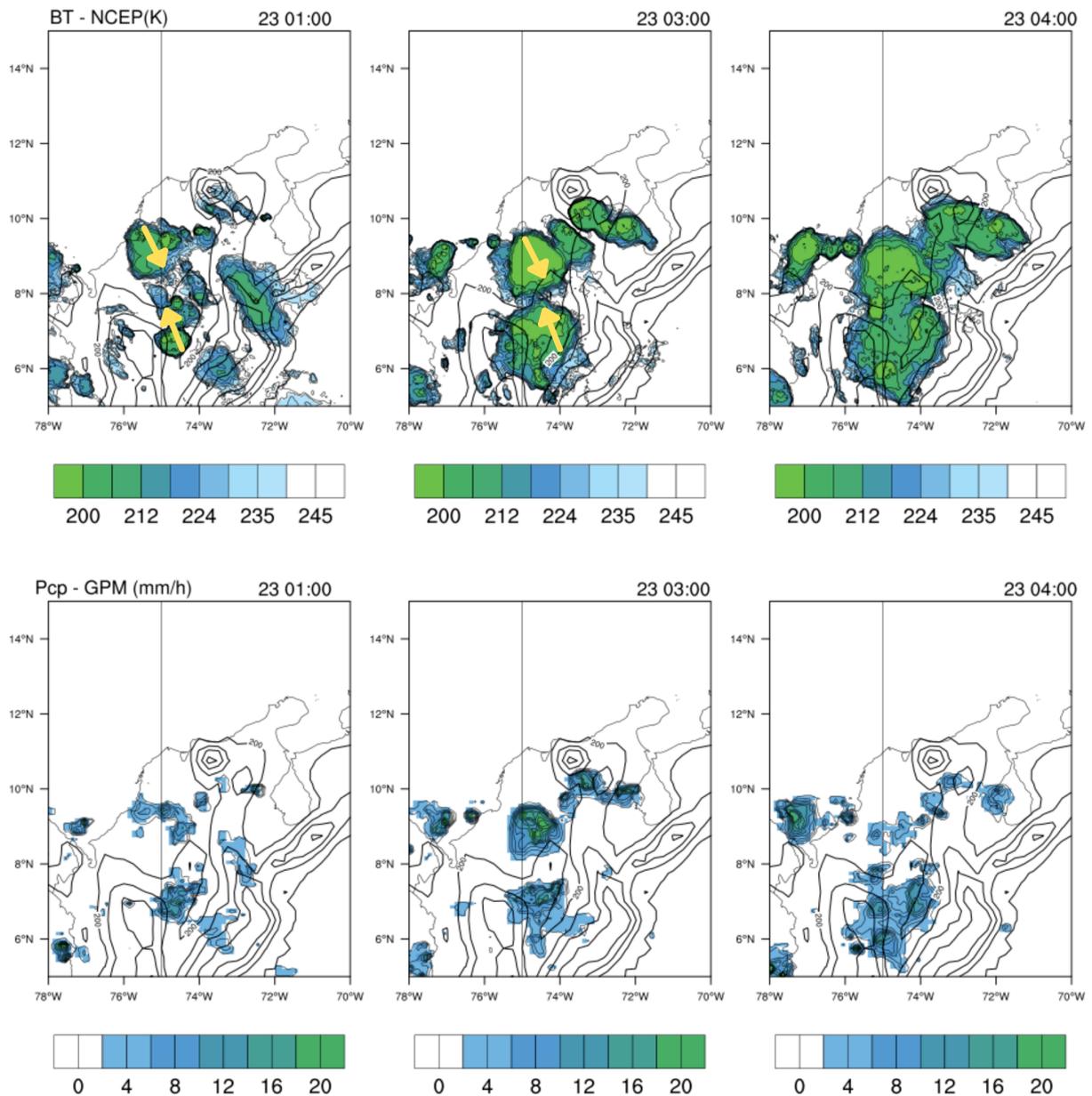


Figura 5. S2. Campos de temperatura de brillo de NCEP-MERGIR (K) y precipitación de GPM (mm/h), durante la fusión presentada en la etapa de génesis del evento Córdoba. Las horas se encuentran en UTC (LST - 5h).

La Figura 5.S3 presenta la comparación entre la precipitación asociada al SCM para GPM y la simulada por WRF. Las primeras señales de precipitación de WRF se observaron en las cercanías a la cordillera occidental, alrededor de las 21:30 LST del 22 de julio. Una vez el SCM fue una estructura más organizada en su etapa de génesis, la precipitación se desplazó hacia el noroeste, como puede apreciarse en la Figura 5.S3 d. En las estimaciones de GPM, la iniciación del SCM fue generada por la fusión de dos sistemas convectivos, similar a lo observado por NCEP-MERGIR (Figuras 5.S3 y 5.S1). En términos de precipitación, el modelo representó la iniciación de las lluvias con 2 horas de retraso con respecto a GPM (Figura 5.S3 a y d).

Las lluvias del modelo presentó un desplazamiento hacia el este, hasta alcanzar el departamento de Bolívar, donde el SCM presentó su etapa de maduración (Figura 5.S3 e). Sin embargo, la precipitación de GPM tuvo un área mucho mayor que la simulada por WRF. Los estimados satelitales sugieren que la precipitación afectó gran parte de Córdoba, Sucre y Bolívar, mientras que la precipitación simulada afectó principalmente la última región (Figura 5.S3 b y e). El pico de precipitación en el modelo estuvo alrededor de las 23:00 LST del 22 de julio, mientras que en GPM ocurrió a las 02:00 LST del 23 de julio (Figura 5.S3 b y e).

La lluvia del modelo se disipó a las 02:00 LST del 23 de julio (Figura 5.S3 f), lo cual indica que la precipitación simulada duró aproximadamente 7 horas. Por su parte, la precipitación reportada por GPM se disipó a las 08:00 LST del 23 de julio (Figura 5.S3 c), es decir, tuvo una duración de aproximadamente 10 horas. Las diferencias señaladas anteriormente sugieren que el modelo subestimó el área y duración de la precipitación asociada al SCM.

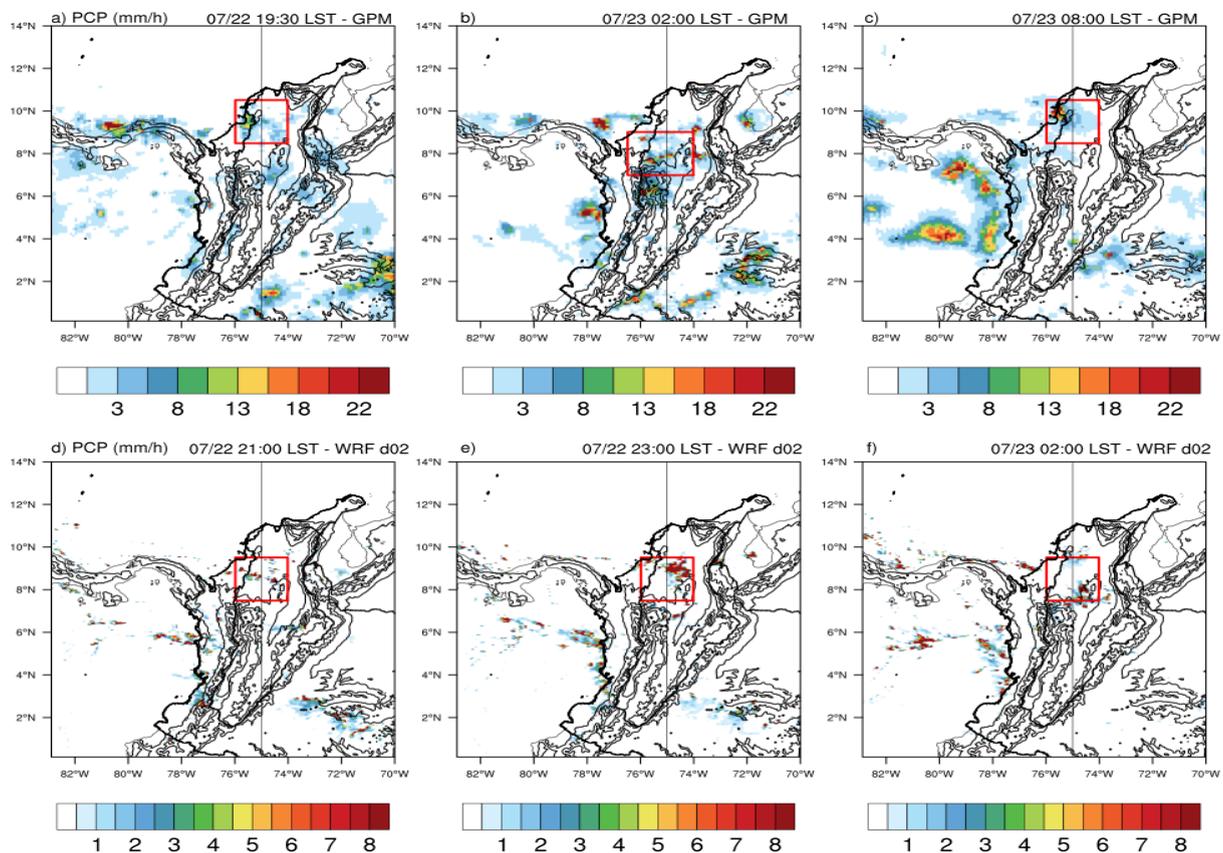


Figura 5. S3 Campos de precipitación (PCP) de GPM (a-c) y de WRF-d02 (d-f); para las etapas del evento Córdoba. Los rectángulos definen las regiones donde fueron calculados los promedios espaciales de la Figura 5.16.

6. Evento “Ayapel 2021”

El mes de Agosto de 2021 fue un mes con una alta actividad de eventos de precipitación intensa sobre el Caribe colombiano, los cuales causaron desastres a lo largo de la región (Tiempo, 2021). Durante este mes, varios eventos de precipitación duraron más de 6 horas, generando inundaciones en diferentes cuerpos de agua de la región como la ciénaga de Ayapel, los ríos San Marcos y San Juan, además de otros cuerpos de agua dentro de la depresión Momposina. Estos desastres generaron el desplazamiento forzado de miles de familias, además de pérdidas materiales (por ejemplo, cultivos, edificaciones, etc; Heraldo, 2021; Semana, 2021). Los eventos de precipitación extrema sucedieron bajo condiciones La Niña del fenómeno ENSO. El índice trimestral ONI presentó valores de -0.5 para el trimestre JJA de ese año (NOAA, 2022).

Esta sección desarrolla un diagnóstico de uno de los eventos de precipitación ocurridos durante el mes de agosto de 2021. A diferencia de la selección de los otros dos eventos analizados en las secciones 4 y 5 (Magdalena 2018 y Córdoba 2019, respectivamente), este tercer evento no fue reportado por la base de datos de núcleos convectivos de la Universidad de Washington. El evento seleccionado tomó lugar durante la madrugada del 3 de agosto de 2021 y acorde a sus dimensiones y patrones de nubosidad y precipitación (basados en NCEP, GPM, PERSIANN y IDEAM), cumplió con las condiciones para clasificarse como SCM. De aquí en adelante éste será llamado evento *Ayapel*, debido a que su ubicación geográfica se centró en esta región. El boletín de condiciones hidrometeorológicas de IDEAM reportó que el SCM tuvo una alta actividad eléctrica, además de que sus lluvias causaron el levantamiento de alertas rojas por posibles crecientes en los cuerpos de agua del Golfo de Morrosquillo y la Mojana (por ejemplo, el río San Jorge); análogamente, se emitieron alertas naranjas por causas similares en los ríos Sinú, León, entre otros (IDEAM, 2021).

6.1 Patrones de nubosidad y precipitación a partir de NCEP, PERSIANN, GPM e IDEAM

Las primeras señales de actividad convectiva fueron observadas sobre la cordillera central alrededor de las 23:00 LST del 2 de agosto (Figura 6.1 a-c). Es posible que esta haya sido producto de las dinámicas convectivas nocturnas dentro de la parte baja-media del valle MC (Ríos, 2019; Hernandez-Deckers, 2022). Una vez el sistema tuvo una estructura organizada, presentó un desplazamiento hacia el noroeste, pasando sobre las cordilleras central y occidental, y alcanzando el Caribe colombiano alrededor de las 01:00 LST del 3 de agosto (no se muestra). Durante esta trayectoria, el SCM ganó área y profundidad, y posiblemente se vio favorecido por ascensos orográficos al pasar sobre los Andes. Así, el periodo entre las 23:00 LST del 2 de agosto y las 01:00 LST del 3 de agosto, constituye la etapa de génesis del SCM, mostrando una tasa de crecimiento de precipitación positiva (tanto en

NCEP-MERGIR como en GPM), superando el umbral de 10000 km² de área (Figura 6.2). Vale la pena resaltar que dentro de este periodo se dio un pico de precipitación alrededor de las 20:00 LST del 2 de agosto (Figura 6.2).

Después de las 01:00 LST del 3 de agosto, el SCM continuó creciendo sobre el Caribe colombiano, manteniéndose sobre la cordillera occidental-central, hasta alcanzar su etapa de más madura alrededor de las 03:00 LST del 3 de agosto (Figura 6.1 d-f). En esta etapa, el SCM alcanzó un área de 110000 km² y 80000 km² acorde a la BT de NCEP-MERGIR y la precipitación de GPM, además de presentar un pico de precipitación, como es usual de los SCMs durante la etapa madura (Figura 6.2; Feng et al., 2018; Houze, 2018). Dentro del periodo de su etapa de maduración, el evento Ayapel afectó los departamentos de Córdoba, Sucre, Bolívar y el norte de Antioquia y Chocó (Figura 6.1 d-f). La precipitación intensa sobre los Andes, como la ocurrida durante este evento, representa un riesgo debido a que aumenta la probabilidad de avenidas torrenciales e inundaciones (Poveda et al., 2020).

Desde las 04:00 LST del 3 de agosto, los campos horizontales de nubosidad y precipitación mostraron que el SCM aceleró su desplazamiento hacia el noroeste y para las 08:00 LST del 3 de agosto, su extensión estaba principalmente sobre el mar Caribe (Figura 6.1 g-i). Durante su recorrido, el SCM comenzó a tener una tasa de crecimiento negativa acorde a los estimados de NCEP-MERGIR y GPM, sugiriendo que el SCM estaba perdiendo extensión horizontal (Figura 6.2). Análogamente, la tasa de precipitación del SCM decae hasta disiparse a las 09:00 LST del 3 de agosto (Figura 6.2). Esto marcó la etapa de decaimiento del SCM.

La Figura 6.3 muestra los acumulados de precipitación registrados por GPM, PERSIANN e IDEAM. Todas las bases de datos mostraron un acuerdo en un marcado crecimiento en los acumulados sobre el Caribe colombiano, tras la iniciación del evento a las 22:00 LST del 2 de agosto. El promedio entre las estaciones de IDEAM indica que la precipitación asociada al evento duró alrededor de 8-10 horas, alcanzando unos 70 mm. Mientras que los acumulados de PERSIANN y GPM mostraron una precipitación con una duración similar (aproximadamente 10-11 horas) pero con acumulados alrededor de los 30 mm, lo cual es cerca de la mitad de lo reportado por IDEAM (Figura 6.3).

Los píxeles con máxima precipitación diaria reportados por las diferentes bases de datos (GPM, PERSIANN y CHIRPS) presentados en la Figura 6.3, confirman la alta intensidad de las lluvias asociadas al SCM de este evento. En el caso de PERSIANN, esta base de datos muestra un máximo de precipitación de 58 mm/día; CHIRPS muestra 72 mm/día; y GPM indica un máximo con valores de 164 mm/día.

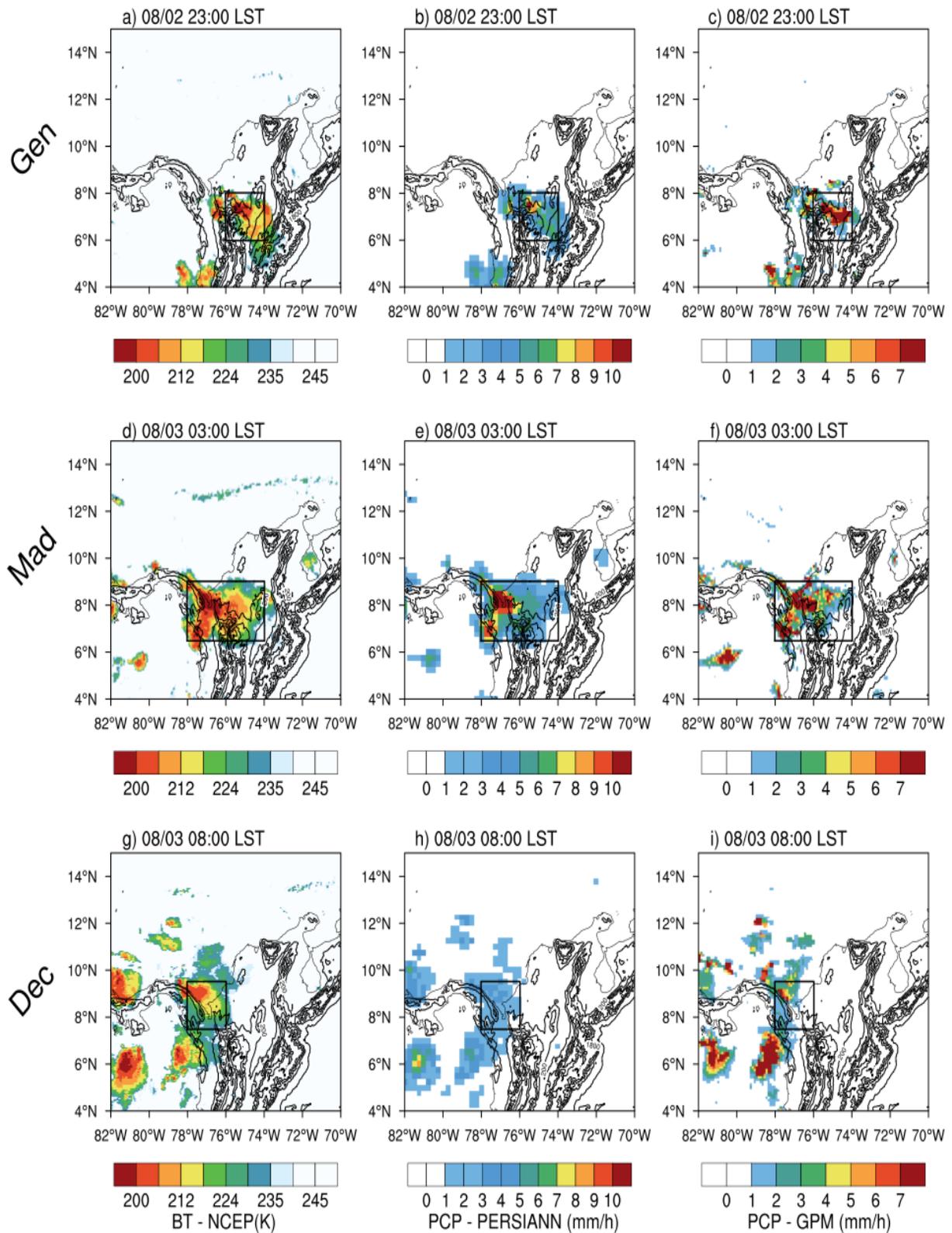


Figura 6.1 Campos de temperatura de brillo (BT, por sus siglas en inglés) de NCEP-MERGIR y precipitación (PCP) de PERSIANN y GPM para las etapas de génesis (a-c), maduración (d-f) y decaimiento (g-i) del ciclo de vida del evento Ayapel. Los cuadros negros marcan las regiones en las que se estimaron las áreas y promedios espaciales de las **Figuras 6.2** y **6.3**.

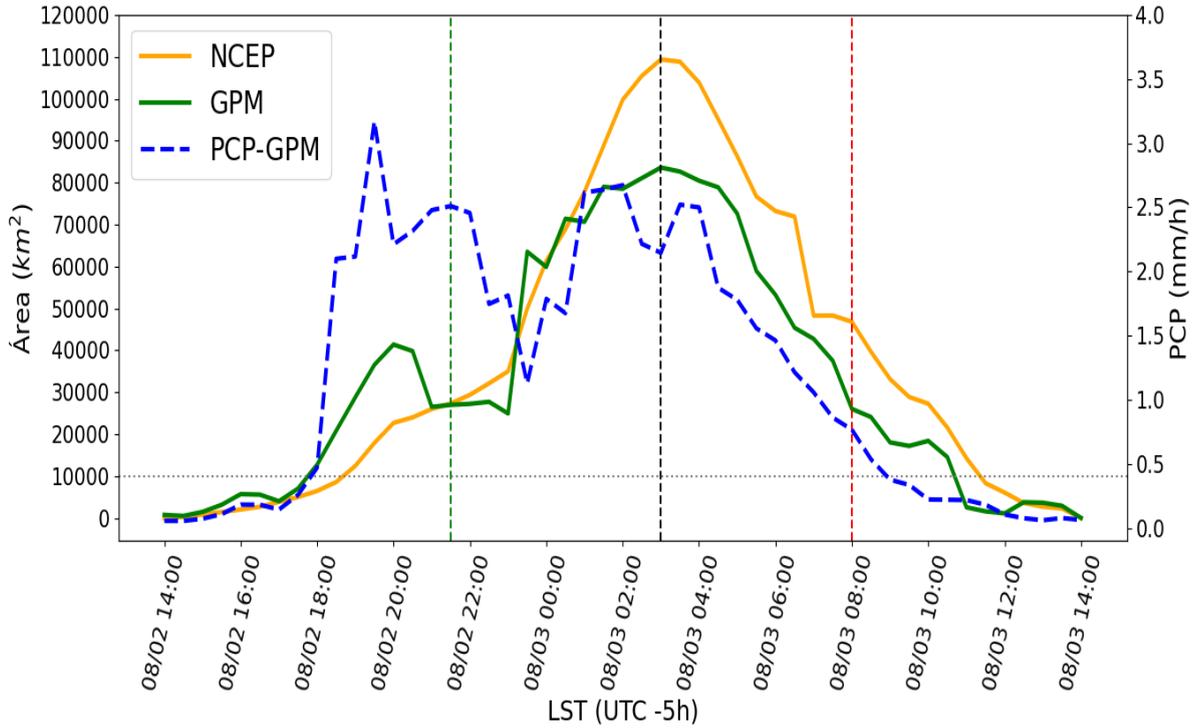


Figura 6.2 Series de tiempo del área registrada por la temperatura de brillo NCEP-MERGIR (curva naranja) y GPM (curva verde), y tasa de precipitación de GPM (curva en rayas azules) para el evento Ayapel. La línea verde marca el momento de génesis, la línea negra el momento de maduración, y la línea roja el momento de decaimiento del evento Ayapel.

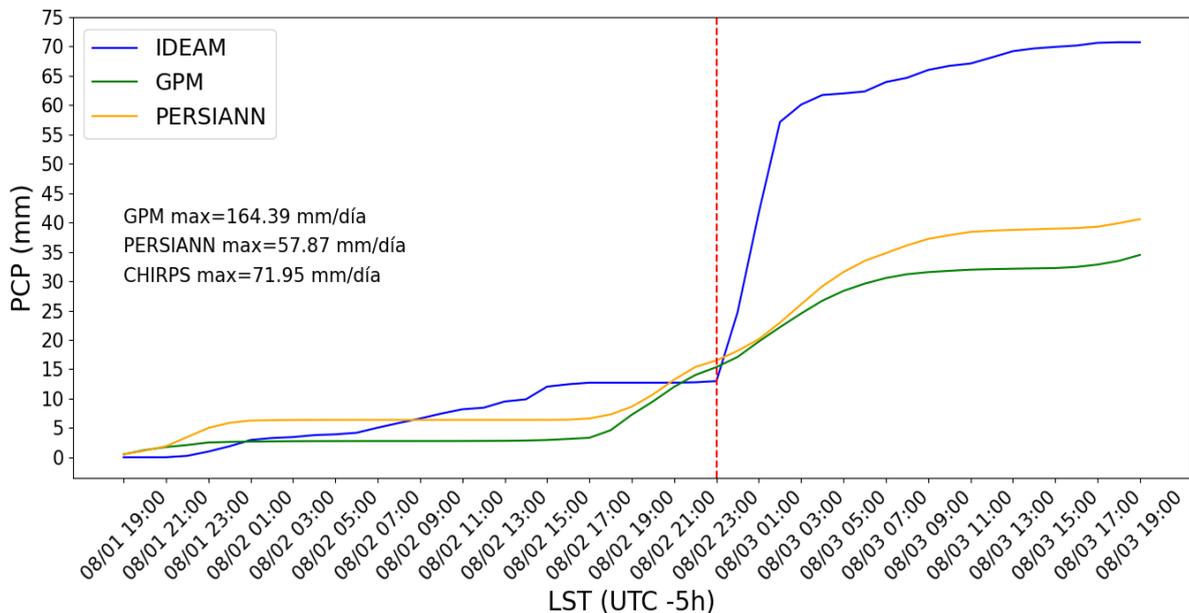


Figura 6.3 Series de tiempo de precipitación acumulada estimada por GPM (curva verde), PERSIANN (curva naranja), e IDEAM (curva azul) para el evento Ayapel. Los valores corresponden al píxel con el estimado más alto de precipitación acumulada. La línea roja indica el momento de iniciación del evento.

6.2 Condiciones sinópticas

6.2.1 Ondas del Este y CLLJ

Las variables mostradas en la Figura 6.4 están relacionadas con el avance de una EW durante dos días alrededor de la ocurrencia del evento Ayapel (es decir entre el 01 y 03 de agosto). Las líneas de corriente en todos los niveles estudiados (i.e. 700, 850 y 925 hPa) presentaron un patrón de V invertida alrededor de $\sim 15^{\circ}\text{N}$, 50°W 2 días antes del evento (Figura 6.4 a, d y g), especialmente al nivel de 700 hPa, donde incluso pudo observarse una rotación ciclónica (Figura 6.4 a). Para el día antes del evento, el patrón de V invertida en las líneas de corriente se desplazó hacia el oeste. En coherencia con el movimiento de los vientos, se observó un desplazamiento hacia el oeste de las anomalías positivas de vorticidad y viento meridional hacia el norte (Figura 6.4 d y f). Este comportamiento es consistente con la actividad de una EW (Gomes et al., 2015; Giraldo-Cardenas et al., 2022).

El día del evento, los patrones de V invertidas (en las líneas de corriente, especialmente a 700 hPa; Figura 6.4 g) y vorticidad positiva asociados a la EW estaban sobre el noroeste de Suramérica (Figura 6.4 g-i). El paso de la EW favorece la formación de ambientes convectivos (Kouadio et al., 2012; Giraldo-Cardenas et al., 2022) y considerando los altos niveles de PW sobre el noroeste de Suramérica (Figura 6.4 h), esta pudo favorecer la formación de convección húmeda. Estas condiciones sinópticas fueron propicias para el desarrollo de sistemas convectivos, en este caso, la formación del evento Ayapel.

El diagrama Hovmöller presentado en la Figura 6.5 confirma la actividad de una EW en los días alrededor de la ocurrencia del evento Ayapel. El diagrama mostró un desplazamiento hacia el oeste de las anomalías positivas de vorticidad positiva (asociadas a la EW). La Figura 6.5 b muestra que la EW alcanzó el noroeste de Colombia (o la costa Caribe colombiana, entre $70-80^{\circ}\text{W}$) alrededor de las 12:00 LST del 2 de agosto, varias horas antes de la iniciación del evento a las 23:00 LST. En particular, hubo una congruencia en el paso de la onda y las señales de precipitación asociadas al SCM (estrella en Figura 6.5 c), confirmando la posible influencia de la EW sobre el ambiente atmosférico asociado al SCM.

Los patrones sinópticos asociados a la EW pudieron haber favorecido la formación de un ambiente de convección húmeda, brindando ingredientes importantes para el desarrollo del SCM. Sin embargo, esta onda en particular no presentó un desplazamiento de PW hacia al oeste, a diferencia de la observada en el evento Córdoba (ver Figura 3.4, sección 3). Este comportamiento de la EW ocurrida durante el evento Ayapel (01-03 de agosto de 2021) es similar a las EW secas estudiadas por (Giraldo-Cardenas et al., 2022).

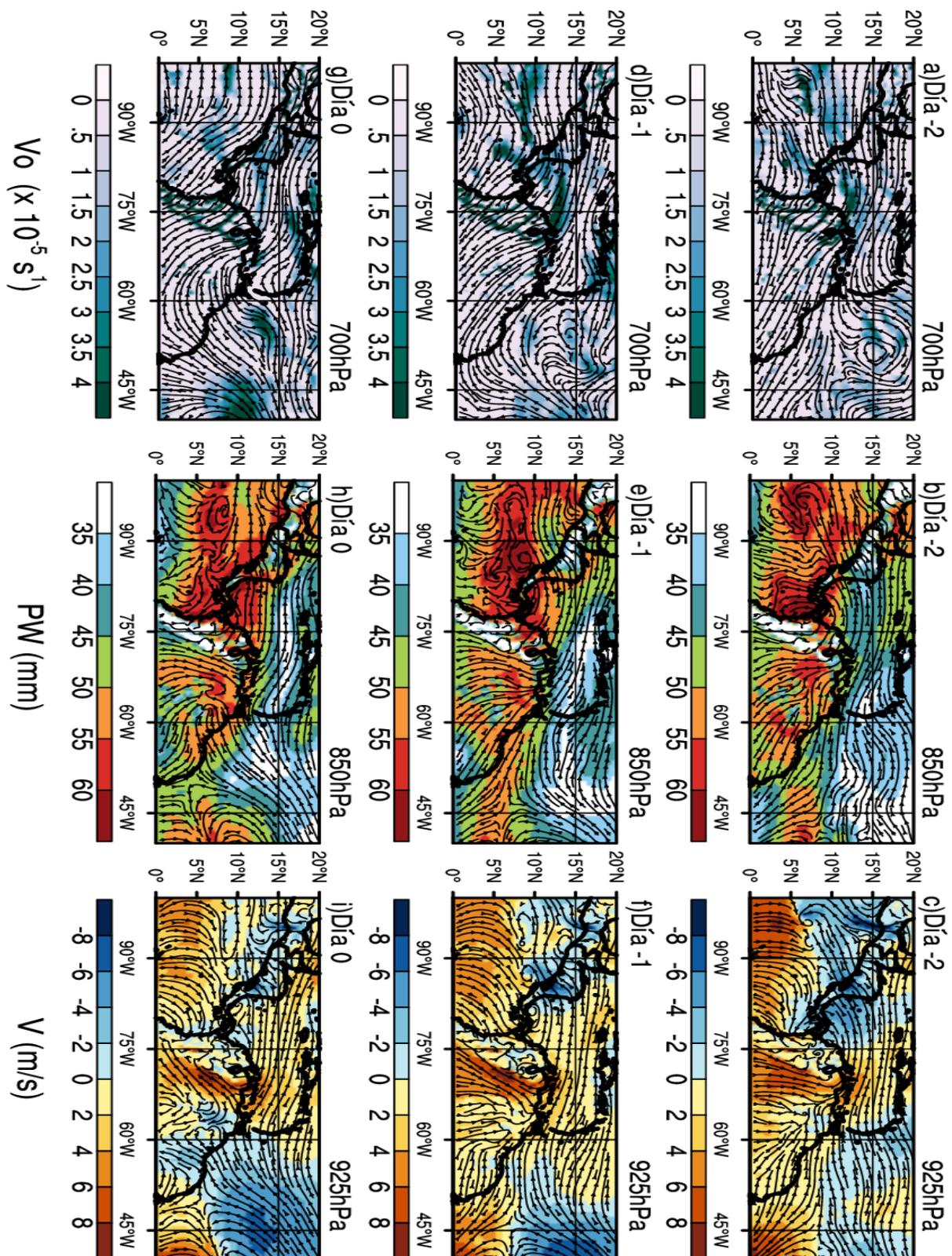


Figura 6.4 Campos de vorticidad filtrada (V_o) con líneas de corriente a 700 hPa (a, d y g), agua precipitable (PW) con líneas de corriente a 850 hPa (b, e y h), y viento meridional (V) y líneas de corriente a 925 hPa (c, f y i) para varios días antes de la ocurrencia del evento Ayapel, a partir de información de ERA5. El día -2 corresponde al 1 de agosto de 2021, el día -1 corresponde al 2 de agosto, y el día 0 corresponde al 3 de agosto (día del evento).

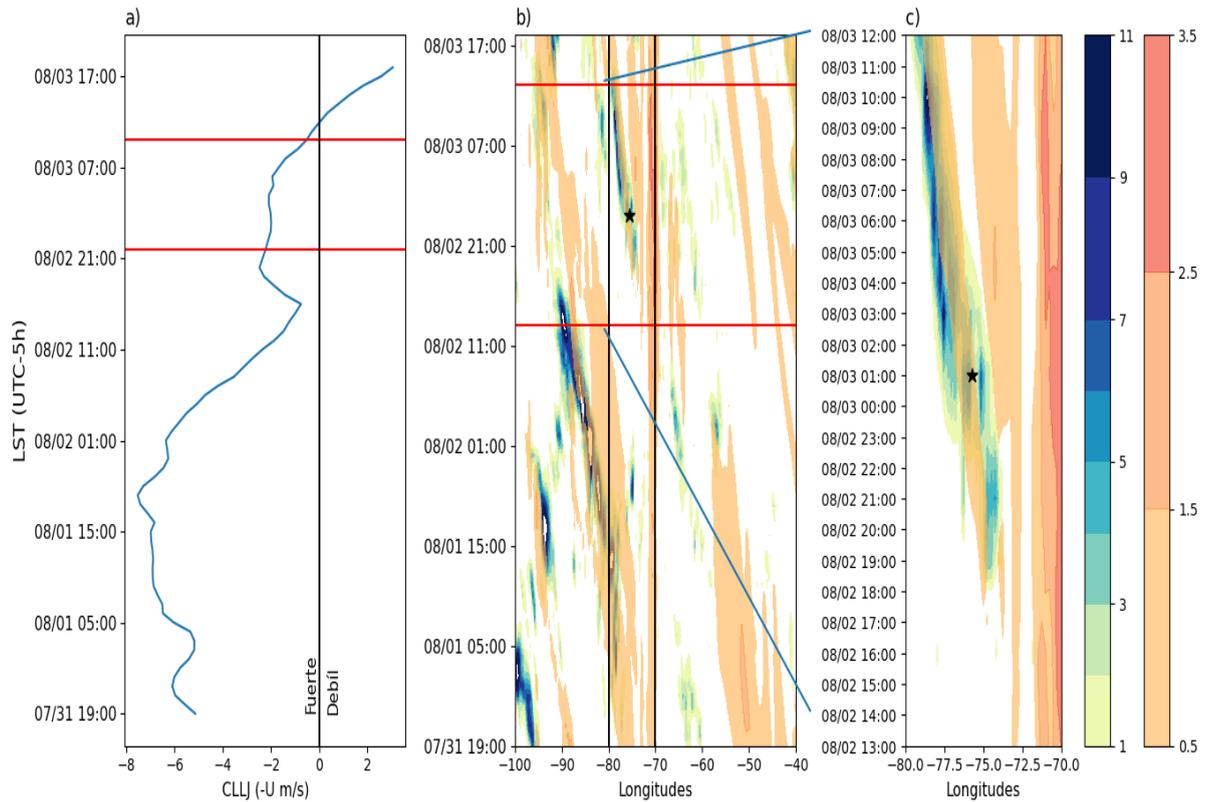


Figura 6.5 a) Serie de tiempo del índice del CLLJ. Las líneas rojas delimitan el tiempo de actividad del evento Ayapel. b) Diagrama Hovmöller de vorticidad positiva (contornos rojos) y precipitación (contornos azules) durante la duración del evento. Las líneas negras delimitan las longitudes del norte de Colombia y las líneas rojas delimitan 24 horas alrededor del evento. c) Un acercamiento a la región y periodo delimitado en la **Figura 6.5 b**. Las series de tiempo y campos son estimados a partir de información de ERA5.

De otro lado, el CLLJ fue más fuerte de lo usual durante los días alrededor del evento Ayapel (Figura 6.5 a). El estudio de Cook y Vizy (2010) sugiere que un CLLJ fortalecido favorece la divergencia de humedad en el norte de Colombia; por lo tanto, el evento de CLLJ ocurrido durante las fechas de ocurrencia del SCM pudo haber desfavorecido la formación de un ambiente húmedo en el Caribe colombiano. Sin embargo, el SCM logró desarrollarse durante la madrugada del 3 de agosto de 2021. Esto sugiere que el CLLJ no tuvo influencia en las condiciones atmosféricas que formaron el evento Ayapel.

6.2.2 Altura geopotencial sobre el norte de Suramérica

La Figura 6.6 muestra los gradientes sinópticos de presión a 850 hPa sobre Suramérica y parte del Caribe. Los campos de anomalías y totales de altura geopotencial mostraron un gradiente a lo largo del continente, localizando las regiones de alta presión al sur de los Andes (Bolivia, Paraguay y el sur de Brasil), y las presiones más bajas sobre el norte del continente (Venezuela y Colombia; Figura 6.6 a y b). Bajo esta distribución de presión continental, los vientos a 850 hPa

tomaron una dirección hacia el norte, recorriendo desde la cuenca Amazónica hasta el mar Atlántico (Figura 6.6 a y b). El estudio realizado por Espinoza et al. (2020) sugiere que esta distribución de vientos y presión favorece la ocurrencia de precipitación en el norte del continente.

Sobre el noroeste del continente (Pacífico y Caribe colombiano) hubo una región con bajas presiones en niveles bajos (Figura 6.6 a). Esta configuración favorece la convergencia, por ejemplo, la entrada de vientos desde el Pacífico hacia el Caribe y/o incursiones de vientos desde el valle MC (Sakamoto et al., 2011; Poveda et al., 2014; Ríos, 2019). La incursión de vientos desde MC fue un patrón observado en el evento Magdalena (ver sección 4). Así, se favoreció la formación de un ambiente con condiciones aptas para la formación de fenómenos convectivos húmedos.

En resumen, las condiciones sinópticas involucradas en el desarrollo del evento Ayapel son: el paso de una EW, y una configuración de presión continental que favorece la incursión de vientos amazónicos hacia el norte del continente. Estas configuraciones atmosféricas fueron forzantes sinópticas que promovieron la convergencia y la formación de fenómenos convectivos organizados sobre el Caribe colombiano, favoreciendo así el desarrollo del evento Ayapel.

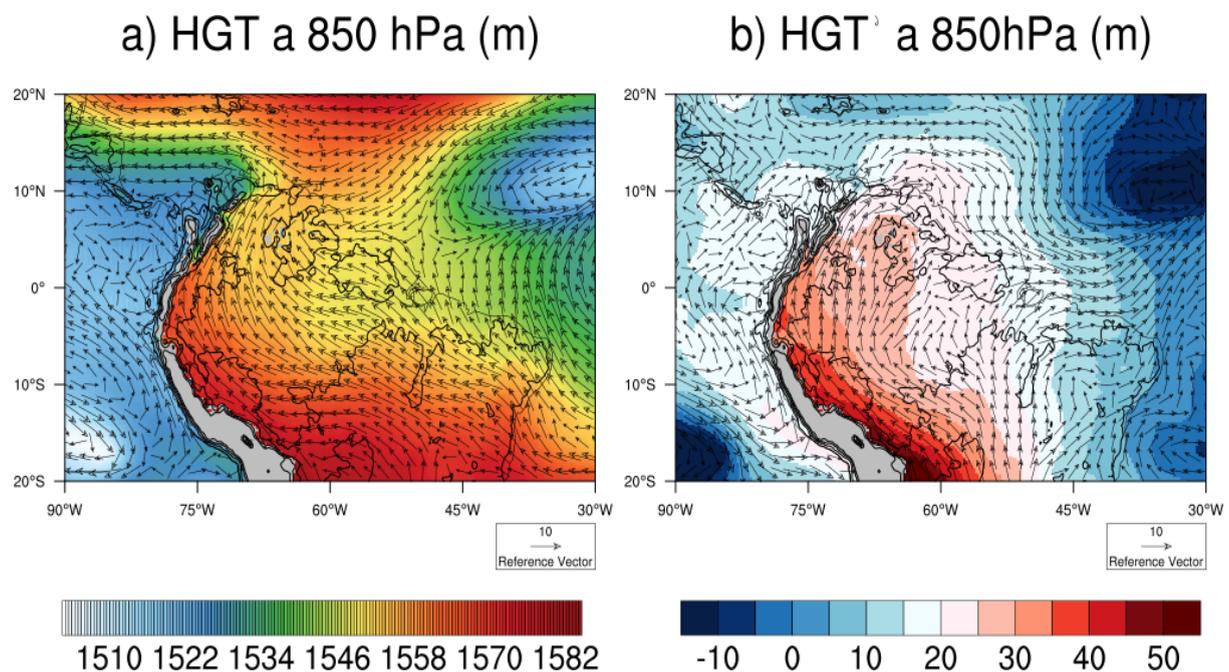


Figura 6.6 (a) Campos del promedio diario de altura geopotencial (HGT) a 850 hPa y sus anomalías (HGT') para el día 3 de agosto de 2021 (día del evento Ayapel), a partir de información de ERA5.

6.3 Acumulación y transporte de humedad asociados al evento Ayapel según el reanálisis ERA5

6.3.1 Baja troposfera: 925 hPa ~ 600 m.s.n.m

El reanálisis ERA5 mostró que 6 horas antes de la iniciación del evento (23:00 LST del 2 de agosto) hubo vientos con dirección mar-tierra sobre las costas Caribe y Pacífica (Figura 6.7 a y b), los cuales se fortalecieron dos horas después (es decir, -4h; Figura 6.7 g). El fortalecimiento de estos vientos promovió la entrada de masas de aire desde las costas hacia continente adentro, favoreciendo la convergencia sobre la región (Figura 6.7 e) y la acumulación de de humedad, como se observó en los aumentos de PW y anomalías positivas de q (Figura 6.7 f y h).

Durante las horas siguientes (es decir, -2h), los vientos se mantuvieron tierra-mar sobre las costas Caribe y Pacífica, aunque se debilitaron (Figura 6.7 k). Las señales de convergencia se mantuvieron, especialmente en el piedemonte de la cordillera occidental (Figura 6.7 i). Además, hubo valores altos de PW sobre el continente (Figura 6.7 j). Para el momento en que inició el SCM (es decir, 0h), los vientos se debilitaron aún más (Figura 6.7 o) y no hubo señales claras de convergencia (Figura 6.7 m).

El reanálisis ERA5 muestra que las condiciones precursoras a la formación del SCM tomaron lugar desde 4 horas antes de la iniciación del mismo, cuando se evidenció la convergencia de vientos sobre el Caribe, causada por la entrada de flujos de corrientes húmedas desde las costas Caribe y Pacífica, las cuales favorecieron al aumento en los contenidos de humedad a lo largo de la columna atmosférica (como se evidenció en los campos de PW; Figura 6.7 e-l).

6.3.2 Media y baja troposfera: 500 y 850 hPa ~ 5500 y 1500 m.s.n.m

Al nivel de 500 hPa hubo vientos desde el sureste durante todo el periodo de ocurrencia del evento Ayapel (es decir, -6h a 0h; 17:00 a 23:00 LST del 2 de agosto). Sin embargo, después de las -2h, se evidenció un debilitamiento de estos vientos (Figura i y m). Durante el periodo del evento, hubo anomalías positivas de PW y RH, especialmente para -4h y 0h, sobre la cordillera central y occidental, donde se dio la formación del SCM (Figura 6.8 k, l, o y p). Por otro lado, los vientos a 850 hPa sobre el Caribe colombiano mostraron una dirección hacia el suroeste, alcanzando la cordillera occidental (Figura 6.8 j y n).

Las condiciones de vientos desde el sureste a 500 hPa, y hacia el suroeste a 850 hPa sobre el Caribe colombiano, en conjunto con los contenidos anómalos de humedad (Figura 6.8 e-p), favorecieron la formación de un ambiente húmedo y de convergencia de vientos sobre la región de formación del SCM, aportando ingredientes importantes para el desarrollo del mismo. En este caso, ERA5 mostró que los patrones se configuraron al menos 2 horas antes de la iniciación del evento.

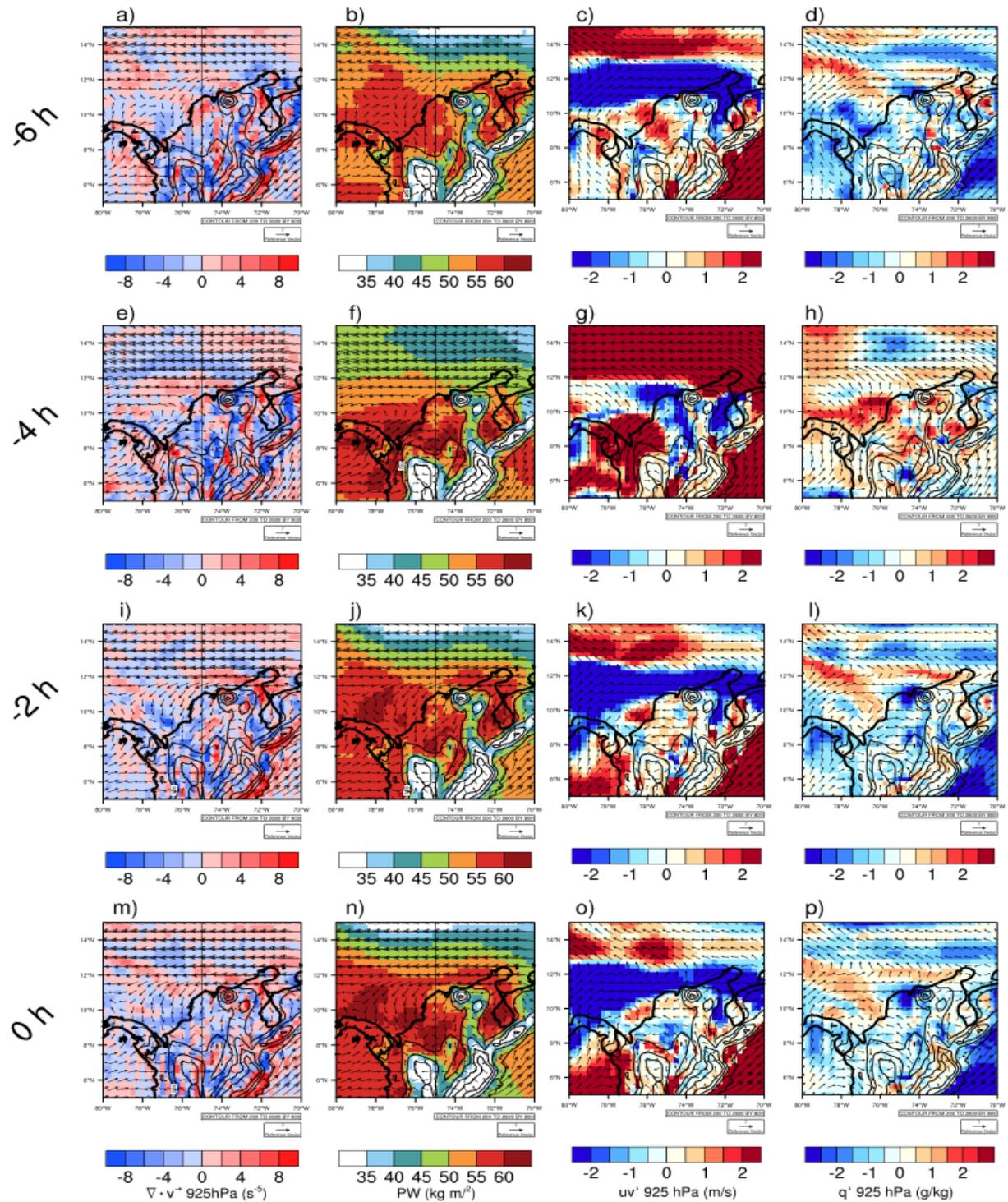


Figura 6.7 Campos de vientos, divergencia y humedad específica a 925 hPa, y PW para 6 (a-d), 4 (e-h), 2 (i-l) y 0 (m-p) horas antes de la iniciación del evento Ayapel, a partir de información de ERA5. Primera columna: vientos a 925 hPa y su divergencia ($\nabla \cdot \vec{v}$). Segunda columna: agua precipitable (PW) y vientos a 925 hPa. Tercera columna: anomalías de la magnitud (uv') y dirección viento a 925 hPa. Cuarta columna: anomalías de humedad específica (q') y vientos a 925 hPa.

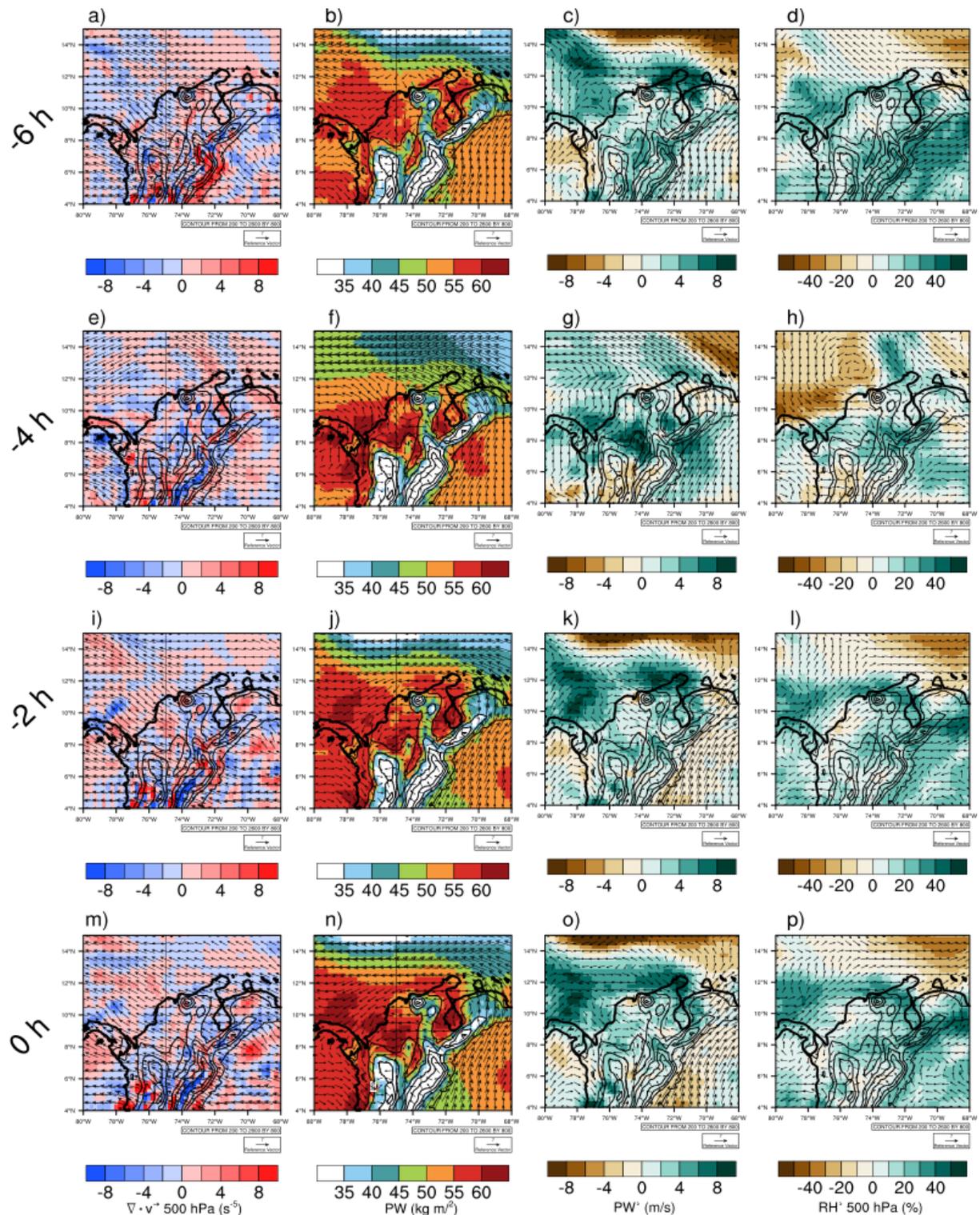


Figura 6.8 Campos de vientos, divergencia, PW, anomalías de PW y humedad relativa para 6 (a-d), 4 (e-h), 2 (i-l) y 0 (m-p) horas antes de la iniciación del evento Ayapel, según información de ERA5. Primera columna: vientos a 500 hPa y su divergencia ($\nabla \cdot \vec{v}$). Segunda columna: agua precipitable (PW) y vientos a 850 hPa. Tercera columna: anomalías de PW y dirección viento a 850 hPa. Cuarta columna: anomalías de humedad relativa (RH) y vientos a 500 hPa.

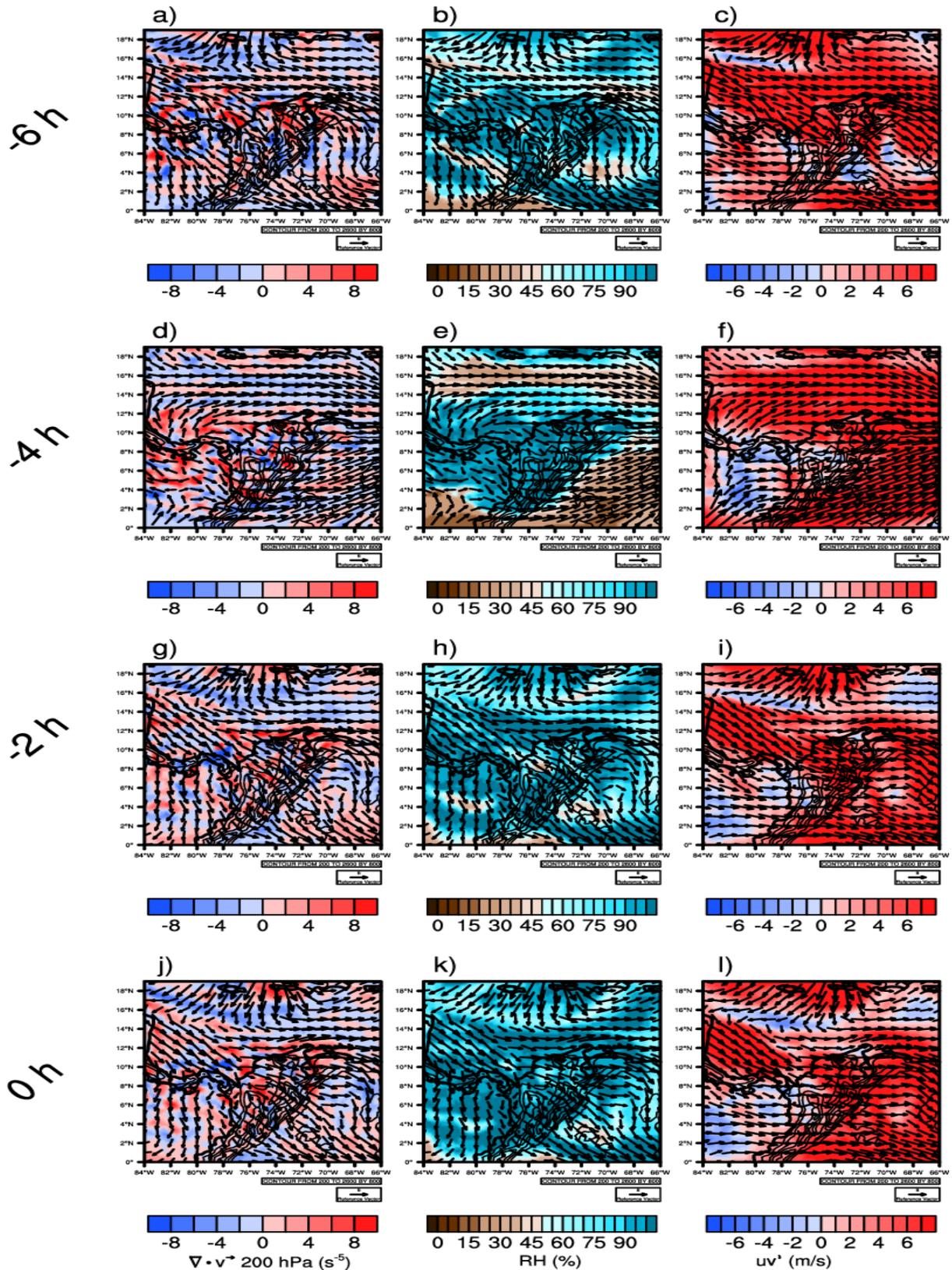


Figura 6.9 Campos de vientos, divergencia, humedad relativa y anomalías magnitud del viento para 6 (a-d), 4 (e-h), 2 (i-l) y 0 (m-p) horas antes de la iniciación del evento Ayapel, según información de ERA5. Primera columna: vientos a 200 hPa y su divergencia ($\nabla \cdot \vec{v}$). Segunda columna: humedad relativa (RH) y vientos a 200 hPa. Tercera columna: anomalías de magnitud y dirección viento a 200 hPa.

6.3.3 Alta troposfera: 200 hPa ~ 10000 m.s.n.m

En la alta troposfera, ERA5 mostró vientos más fuertes de lo usual desde el noroeste, durante las 6 horas estudiadas (Figura 6.9 a, c, d, f, g, i, j y l). Además, se observaron condiciones cercanas a la saturación ($RH > 90\%$) en las masas de aire sobre el continente (Figura 6.9 b, e, h y k). Por otro lado, desde las -2 horas (es decir, 21:00 LST del 2 de agosto) se observaron patrones de divergencia sobre la cordillera central y occidental (Figura 6.9 g y j). Las condiciones de divergencia y saturación en la alta troposfera son aspectos precursores para el desarrollo de convección profunda, además de la formación y mantenimiento de los SCMs (Houze, 2018; Schumacher y Rasmussen, 2020). Esta configuración de aire saturado y divergencia se observó desde 2 horas antes de la iniciación del evento, según el reanálisis ERA5.

6.3.4 Humedad y convergencia sobre el Caribe colombiano

La Figura 6.10 presenta las regiones donde los promedios espaciales de algunas variables relacionadas con los contenidos de humedad y su acumulación sobre la fueron calculados. En la región influenciada por el SCM (cuadro azul, Figura 6.10) el reanálisis ERA5 mostró aumentos en los contenidos de PW desde 6 horas antes de la iniciación del evento, a las 23:00 LST del 2 de agosto; dichos aumentos fueron consistentes con los aumentos convergencia de humedad a lo largo de la columna atmosférica (Figura 6.11 a).

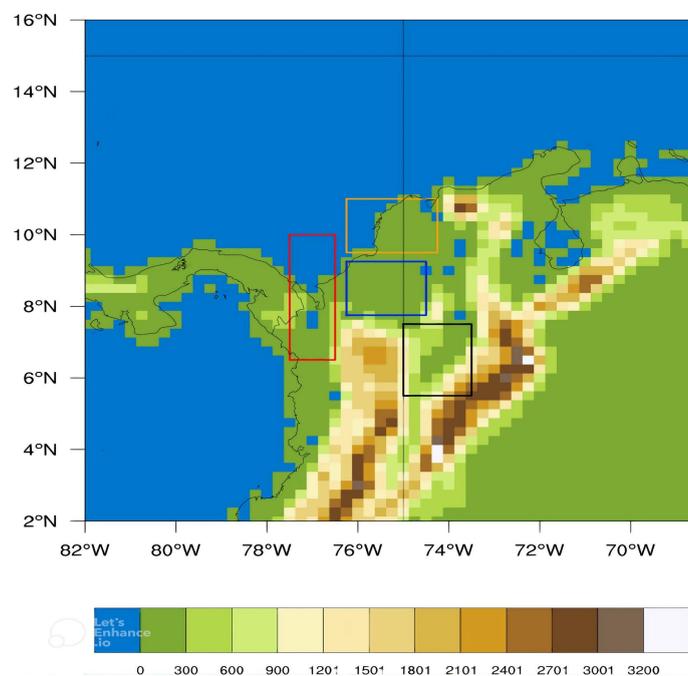


Figura 6.10 Definición de regiones para los promedios espaciales considerados en la Figura 6.11: Pacífica (cuadro rojo), Ayapel (cuadro azul), Magdalena-Cauca (cuadro negro), y Caribe (cuadro amarillo). Los contornos representan la topografía (m) de ERA5.

Otro factor que pudo contribuir a los aumentos de humedad es la convergencia de vientos sobre la región en los niveles de 925 y 500 hPa, que tuvo lugar alrededor de 6 y 2 horas antes de la iniciación del evento, respectivamente (Figura 6.11 b). Estos patrones son consistentes con la convergencia de vientos a 925 hPa desde el norte, y a 500 hPa desde el sureste (Figura 6.7 y 6.8). Adicionalmente, desde 6 horas antes de la iniciación del evento (es decir, 17:00 LST del 2 de agosto) se dieron señales de divergencia al nivel del 200 hPa (Figura 6.11 b). El acople entre convergencia en los niveles medios y bajos con divergencia en los niveles altos es un mecanismo que promueve la convección, la cual fue húmeda para este evento, según los aumentos en PW y conQ (Figura 6.11 a y b).

Alrededor de 4 horas antes de la iniciación del evento, se dieron aumentos en las anomalías positivas de humedad relativa a 925 y 850 hPa, las cuales alcanzaron valores de 20% tras la iniciación del SCM (23:00 LST del 2 de agosto). Al nivel de 500 hPa, a la hora de iniciación del SCM, las anomalías de RH pasaron a ser positivas (Figura 6.11 c). Posiblemente la convergencia de vientos en niveles más bajos promovió el ascenso de masas, lo cual aumentó paulatinamente los contenidos de humedad en la troposfera media. Las anomalías de humedad específica tuvieron un comportamiento similar en los niveles de 850 y 500 hPa (Figura 6.11 d). Sin embargo, las anomalías a 925 hPa se mantuvieron negativas, especialmente tras la maduración del SCM (~ 03:00 LST del 3 de agosto; Figura 6.11 d).

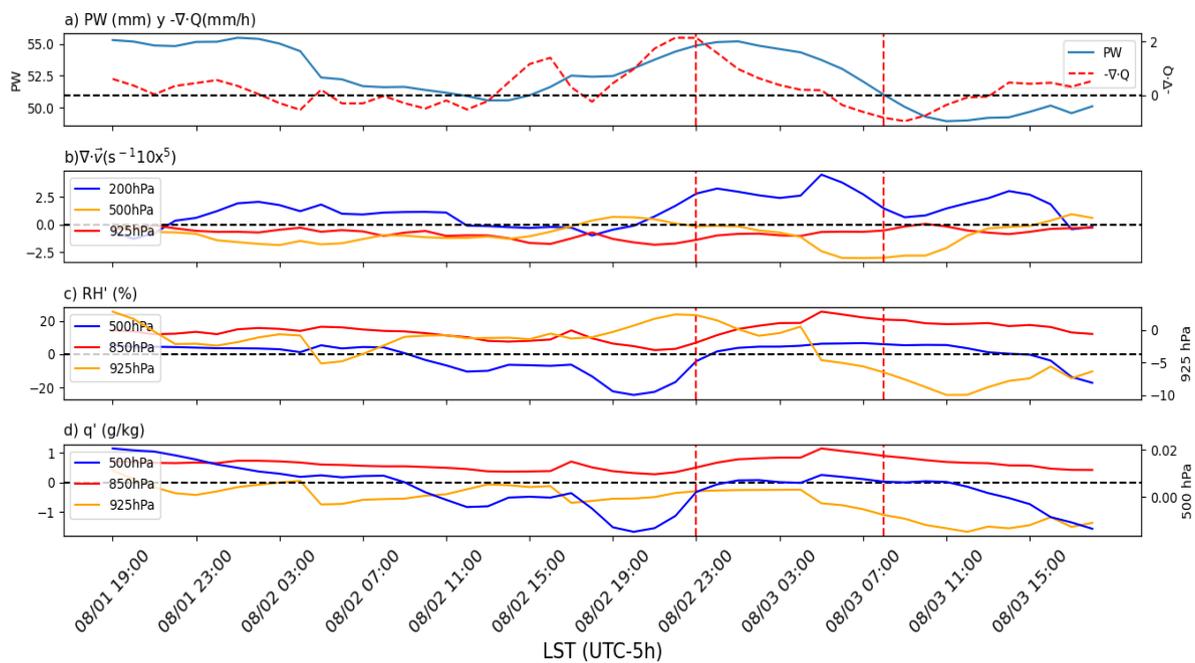


Figura 6.11 Series de tiempo de: a) agua precipitable (PW) e integral vertical de convergencia de humedad ($\nabla \cdot \mathbf{Q}$), b) divergencia ($\nabla \cdot \mathbf{v}$) a 200, 500 y 925 hPa, c) anomalías de humedad relativa (RH') a 500, 850 y 925 hPa, y d) anomalías de humedad específica (q') a 500, 850 y 925 hPa en la región delimitada en la Figura 6.10 durante la duración del evento Ayapel, según información de ERA5.

Una vez el SCM inició su actividad y alcanzó su etapa madura alrededor de las 03:00 LST del 3 de agosto, algunas condiciones comenzaron a desorganizarse. Por ejemplo, los contenidos y convergencia de humedad a lo largo de la columna comenzaron a decaer, posiblemente debido a la precipitación de la tormenta (Figura 6.11 a). La divergencia (convergencia) en los niveles de 200 (925) hPa se debilitó, lo cual desfavorece el acople convectivo a lo largo de la columna atmosférica (Figura 6.11 b). Esta serie de condiciones favoreció la desorganización del SCM, el cual cesó su actividad alrededor de las 08:00 LST del 3 de agosto.

La Figura 6.12 muestra los promedios espaciales de algunas variables que caracterizan el transporte de humedad desde el Pacífico (cuadro rojo en Figura 6.10), el Valle MC (cuadro negro en Figura 6.10) y el Caribe (cuadro amarillo en la Figura 6.10). Sobre el Pacífico, las anomalías de humedad relativa (RH') al nivel de 925 y 850 hPa, pasaron a ser positivas un par de horas antes de la iniciación del evento (es decir, desde las 21:00 LST del 2 de agosto), aunque con magnitudes débiles (Figura 6.12 a). Por otro lado, la RH' a 500 hPa se mantuvo positiva, con un periodo en el que disminuyeron (entre 14:00 y 23:00 LST del 2 de agosto; 9 horas antes de la iniciación del evento). Las anomalías de viento zonal oscilaron alrededor de 0 m/s varias horas antes y durante la actividad del SCM (Figura 6.12 d). No obstante, al nivel de 925 hPa se observó un flujo de humedad hacia el este (es decir, hacia el Caribe) durante todo el 2 de agosto y la madrugada del 3 de agosto (Figura 6.12 g). Posiblemente, las masas de aire a 925 hPa sobre el Pacífico estaban un poco más secas de lo usual ($RH' < 0$; Figura 6.12 a), sin embargo, los patrones observados en la Figura 6.7 b, f, j y n sugieren que la incursión de estos vientos favorece la convergencia y aumentos de humedad en el Caribe.

Sobre la región MC hubo anomalías negativas de humedad relativa al nivel de 925 y 850 hPa durante la mayor parte del periodo de ocurrencia del evento (Figura 6.12 b). Se observó que los momentos más secos sobre MC, es decir entre 19:00 LST del 1 de agosto y las 05:00 LST del 2 de agosto y entre 01:00 y 12:00 LST del 3 de agosto, se presentaron vientos anómalos hacia el norte, además de flujo de humedad hacia el norte (Figura 6.12 e y h). Este patrón sugiere que la entrada de vientos desde el sur hacia la región MC posiblemente esté asociada a la entrada de aire seco. Particularmente, se observó un fortalecimiento del viento hacia el norte desde ~ 6 horas antes a la iniciación del evento (es decir, desde las 17:00 LST del 2 de agosto), generando un transporte de aire seco (Figura 6.12 e y h). Este patrón sugiere que los vientos que llegan a esta región favorecen la convergencia de masa, más no necesariamente la de humedad.

Al nivel de 500 hPa, hubo anomalías positivas de RH' y de viento meridional sobre la región MC durante la mayor parte del periodo de ocurrencia del evento (Figura 6.12 b y e). Lo anterior soporta el hecho de que hubo un flujo de humedad hacia el norte durante el evento (Figura 6.12 h). Alrededor de 8 horas antes de la iniciación del evento (a las 23:00 LST del 2 de agosto), hubo un debilitamiento del viento

meridional hacia el norte, que pudo haber contribuido a la acumulación de humedad sobre la región MC, la cual es aledaña a la región donde se formó el evento Ayapel.

Sobre la región Caribe, también hubo anomalías positivas de humedad relativa al nivel de 500 hPa (Figura 6.12 c). Sin embargo, los vientos presentaron una dirección anómala hacia el norte, al igual que un flujo de humedad en la misma dirección durante una gran parte del periodo de ocurrencia del evento, incluyendo los momentos antes y durante la actividad del SCM (Figura 6.12 f y i). Esta configuración de los vientos es consistente con los patrones observados en los vientos a 500 hPa desde el sureste, observados en la Figura 6.8. Lo anterior sugiere que al nivel de 500 hPa, no hubo transporte de humedad o convergencia de vientos sobre la región Caribe.

En la baja troposfera hubo anomalías negativas de humedad relativa en las horas cercanas y tras la iniciación del SCM (Figura 6.12 c). No obstante, alrededor de 8 horas antes de la formación del SCM (es decir, desde las 14:00 LST del 2 de agosto), hubo vientos anómalos hacia el sur, los cuales presentaron un flujo de humedad en la misma dirección, especialmente a 925 hPa (Figura 6.12 f y i). La entrada de viento desde el Caribe hacia el continente presentó condiciones similares a las del patrón de brisas marinas, el cual es característico de la región en la temporada de junio-agosto (Pérez et al., 2018; Camacho y Bedoya, 2020). Este patrón de vientos favorece el transporte de aire húmedo desde el mar hacia el continente, brindando convergencia y humedad, y favoreciendo la convección húmeda. Los vientos mar-tierra se mantuvieron incluso varias horas tras la iniciación del evento, transportando *combustible* para el desarrollo del SCM (Figura 6.12 i).

6.4 Experimento de convección permitida con WRF

Esta sección analiza los patrones asociados a la iniciación del evento Ayapel y algunos aspectos dentro de su ciclo de vida, a partir de la simulación a resolución CP con el modelo WRF. La resolución más fina de la simulación desarrollada (12 y 4 km) permite estudiar con mayor detalle algunos aspectos relacionados con las circulaciones de bajo nivel. El análisis que se presenta a continuación está basado en la atmósfera simulada por el dominio d02 (4 km; Figura 6.13 b). En una primera instancia, se evaluó el desempeño del modelo en su representación de los patrones de nubosidad y precipitación, usando las estimaciones satelitales (NCEP-MERGIR y GPM) y estaciones (IDEAM) como lo más cercano a la realidad. Además, se analizaron los ambientes atmosféricos en la baja y media troposfera asociados al SCM.

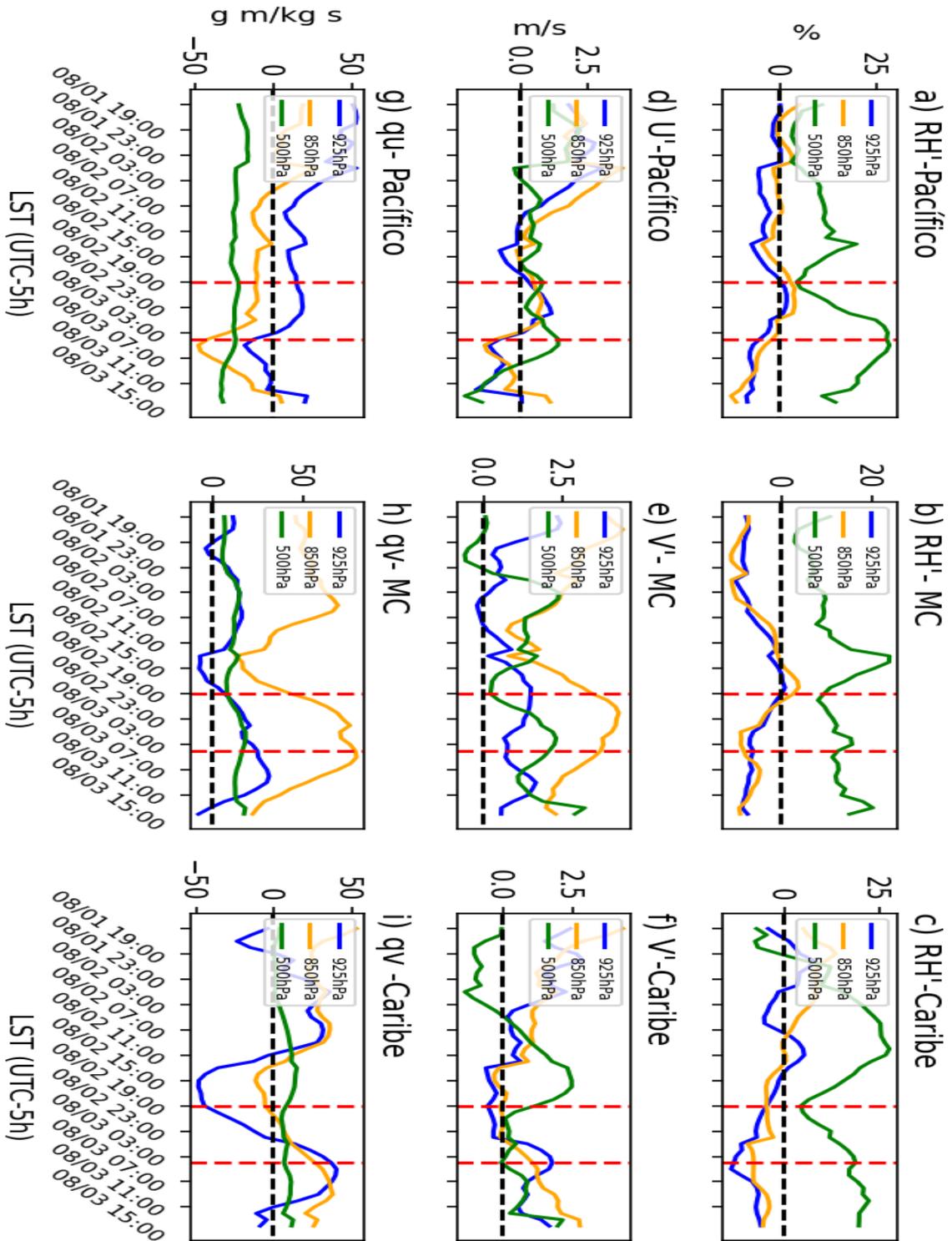


Figura 6.12 Series de tiempo de anomalías de humedad relativa (RH' ; a-c), anomalías de viento zonal (U' ; d) y meridional (V' ; e y f), y flujos de humedad zonal (qu ; g) y meridional (qv ; h y i) durante la ocurrencia del evento Ayapel, según información de ERA5, para las regiones Pacífico (primera columna), Magdalena-Cauca (MC; segunda columna) y Caribe (tercera columna), presentadas en la **Figura 6.10**.

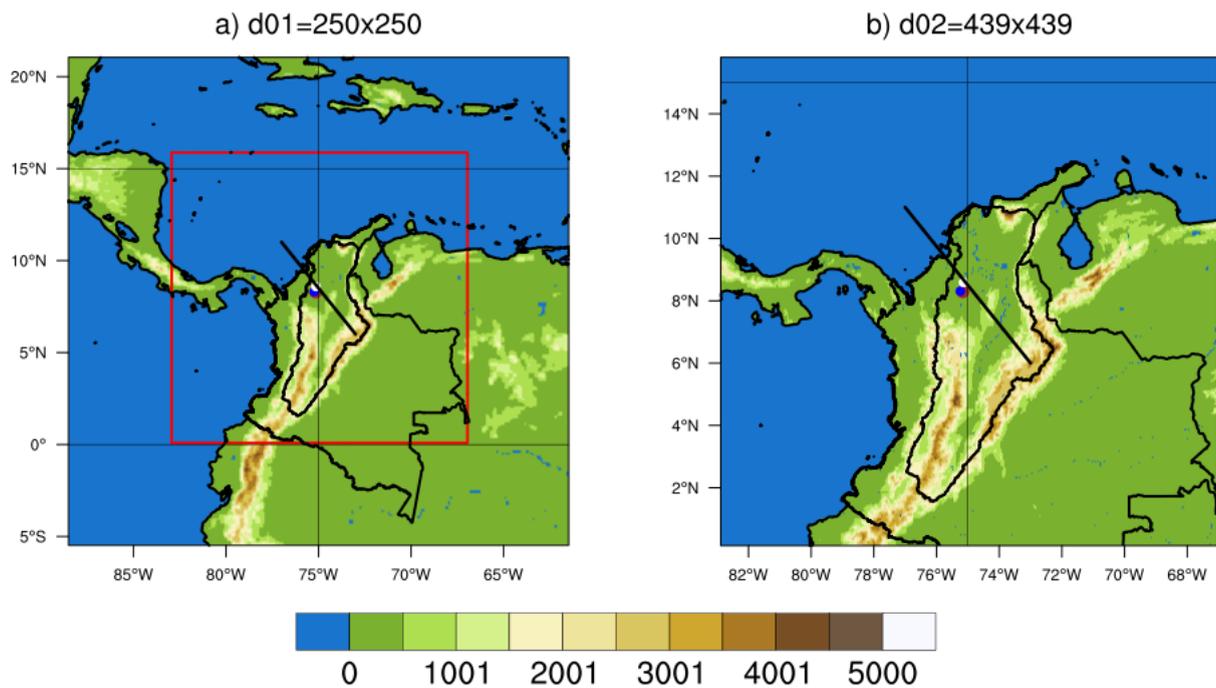


Figura 6.13 Dominios utilizados para la simulación de CP con el modelo WRF para el evento Ayapel. El dominio más grande tiene un tamaño de celda de 12 km ($d01$), con 250 x 250 píxeles (a). El segundo dominio tiene un tamaño de celda de 4 km ($d02$), con 439 x 439 píxeles. La línea negra representa la región para la que se obtuvo la sección vertical presentada en la **Figura 6.17**. Los puntos representan la ubicación de las estaciones de IDEAM utilizadas para la evaluación de la simulación en el dominio $d02$.

6.4.1 Evaluación de la simulación de convección permitida con WRF

6.4.1.1 Nubosidad

El evento simulado por el modelo mostró que las primeras señales de convección profunda se dieron al este de la cordillera occidental, en una ubicación relativamente similar a lo mostrado por NCEP-MERGIR (Figura 6.14 a y d). Adicionalmente, hubo un acuerdo en que el SCM inició su actividad alrededor de las 23:00 LST del 2 de agosto (Figura 6.14 a y d).

Durante las horas siguientes, tanto el SCM simulado como el observado por NCEP-MERGIR, aumentó sus dimensiones horizontales y verticales, hasta alcanzar su etapa más madura alrededor de las 03:00 LST del 3 de agosto (Figura 6.14 b y e). Entre la etapa de iniciación y maduración del SCM simulado (es decir, 23:00 LST del 2 de agosto y 03:15 LST del 3 de agosto, respectivamente), no hubo un desplazamiento diferenciable y el SCM se mantuvo sobre la cordillera occidental y central, mientras que el SCM observado por NCEP-MERGIR presentó un desplazamiento hacia el noroeste (Figura 6.14 b y e).

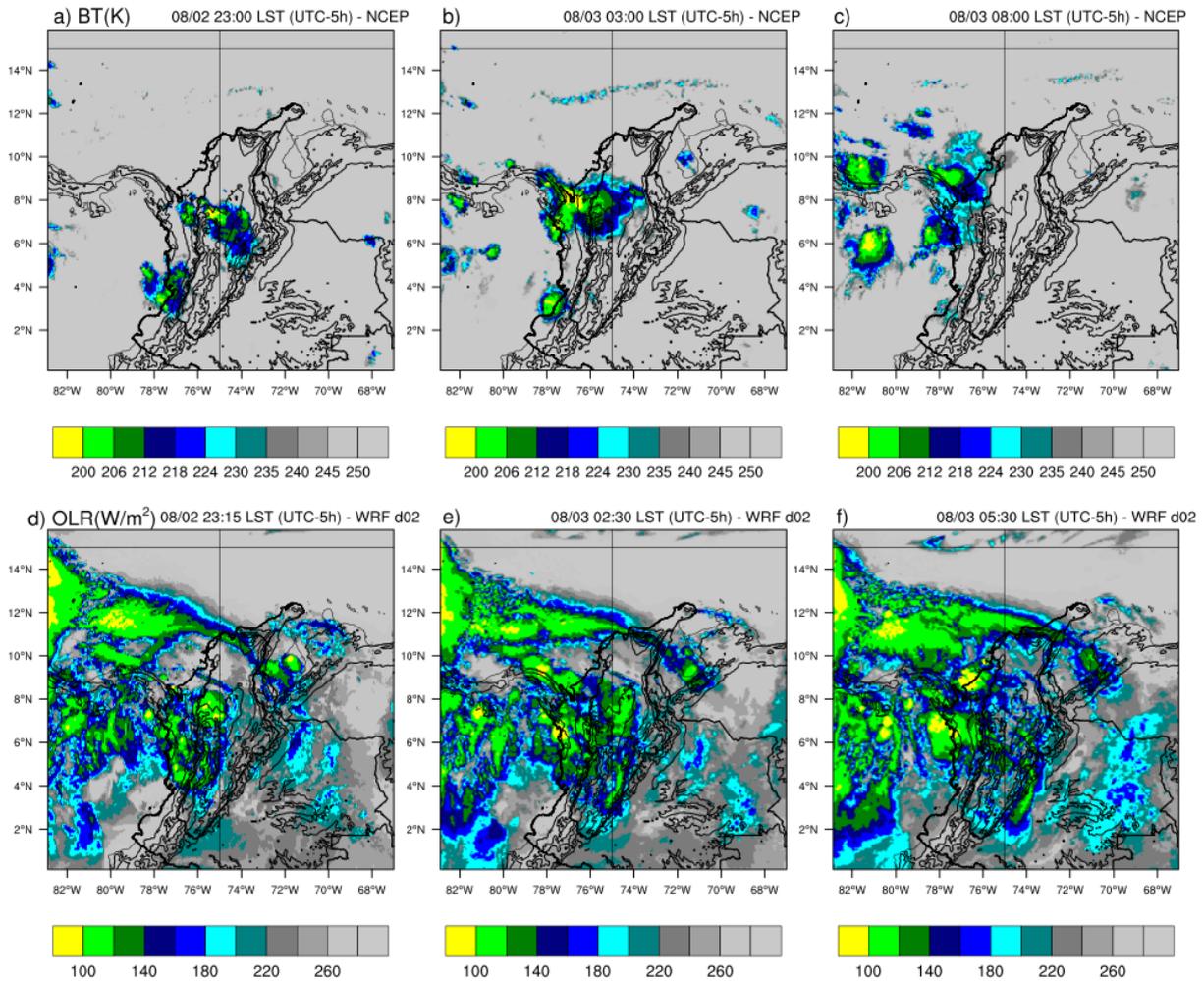


Figura 6.14. Campos de temperatura de brillo (BT) de NCEP–MERGIR (a–c). Campos de onda larga emergente (OLR) en el tope de la atmósfera para el dominio d02 de WRF (d–f), para las diferentes etapas del evento Ayapel.

Tras su etapa de maduración, el SCM simulado presentó un desplazamiento hacia la costa de Córdoba, lo cual fue consistente con el SCM observado por NCEP–MERGIR (Figura 6.14 c y f). No obstante, el SCM simulado presentó un desplazamiento y decrecimiento alrededor de 2 horas antes que el SCM observado por NCEP–MERGIR (Figura 6.14 c y f). Lo anterior sugiere que el SCM simulado duró aproximadamente 7 horas mientras que el SCM real duró aproximadamente 9 horas.

6.4.1.2 Precipitación

La Figura 6.15 compara los acumulados de precipitación acumulada para diferentes períodos, según lo reportado por GPM y simulado por WRF. Para el periodo de 6 horas de precipitación acumulada, el satélite mostró que la precipitación se concentró principalmente entre la cordillera central y occidental, al sur del Caribe colombiano (Figura 6.15 a). Mientras que en la simulación la precipitación estuvo principalmente sobre la cordillera occidental (Figura 6.15 b).

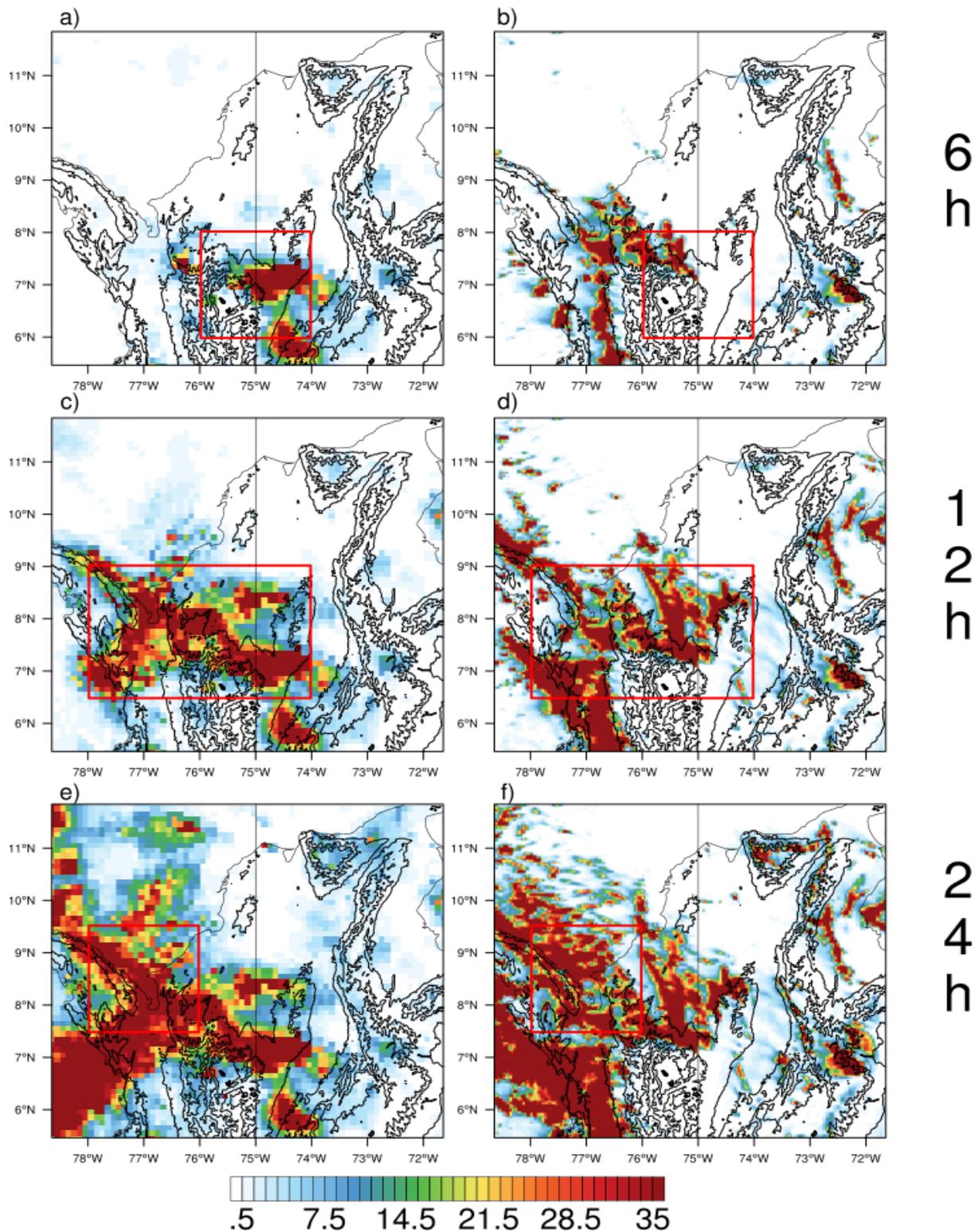


Figura 6.15 Campos de precipitación acumulada para GPM (a, c y e), WRF-do2 (b, d y f) para los periodos de 6 horas, 12 horas y 24 horas, usando las 19:00 y 18:00 LST del 02 de agosto como momento en que GPM y WRF comenzaron a precipitar, respectivamente. El periodo de 12 horas (a-b) contiene la etapa Madura del evento Ayapel. Los cuadros rojos representan las regiones donde los promedios espaciales de la **Figura 6.16** fueron calculados.

A pesar de que las lluvias fueron ubicadas en regiones diferentes, ambas fuentes de información tuvieron acumulados con magnitudes similares de más de 30 mm (Figura 6.15 a y b). Para el periodo de 12 horas de precipitación acumulada hubo un mayor acuerdo entre las señales reportadas por GPM y simuladas por WRF, mostrando un desplazamiento de la lluvia a lo largo de la parte norte de la cordillera occidental y central, hasta la costa (Figura 6.15 c y d). No obstante, la precipitación reportada por GPM mostró un patrón más organizado y de mayor extensión, a las simuladas por el modelo (Figura 6.15 c y d). Finalmente, para el periodo de 24 horas, no hubo aumentos aparentes de la precipitación en la regiones afectadas por el SCM, posiblemente asociados a la finalización del mismo (desde las 06:00 LST del 03 de agosto), sin embargo, si hubieron aumentos sobre el Pacífico colombiano, estos patrones fueron observados en los campos de GPM, y el modelo logró reproducir señales similares (Figura 6.15 e y f).

La Figura 6.16 presenta las series de tiempo de los promedios espaciales de los acumulados y la tasa de precipitación para IDEAM, GPM, ERA5 y lo simulado por WRF. Las mediciones de IDEAM fueron tomadas como lo más cercano a la realidad. Todas las bases de datos mostraron un acuerdo en el aumento de precipitación acumulada después de las 23:00 LST del 2 de agosto (momento de iniciación del SCM). Vale la pena resaltar que los acumulados simulados por WRF mostraron una mayor cercanía a los acumulados de IDEAM (Figura 6.16 a), lo cual podría estar relacionado con que el modelo WRF obtuvo el menor valor de RMSE entre las bases de datos consideradas. Sin embargo, todas las bases de datos (reanálisis, satélite y modelo) subestimaron los valores de la precipitación acumulada (Figura 6.16 a).

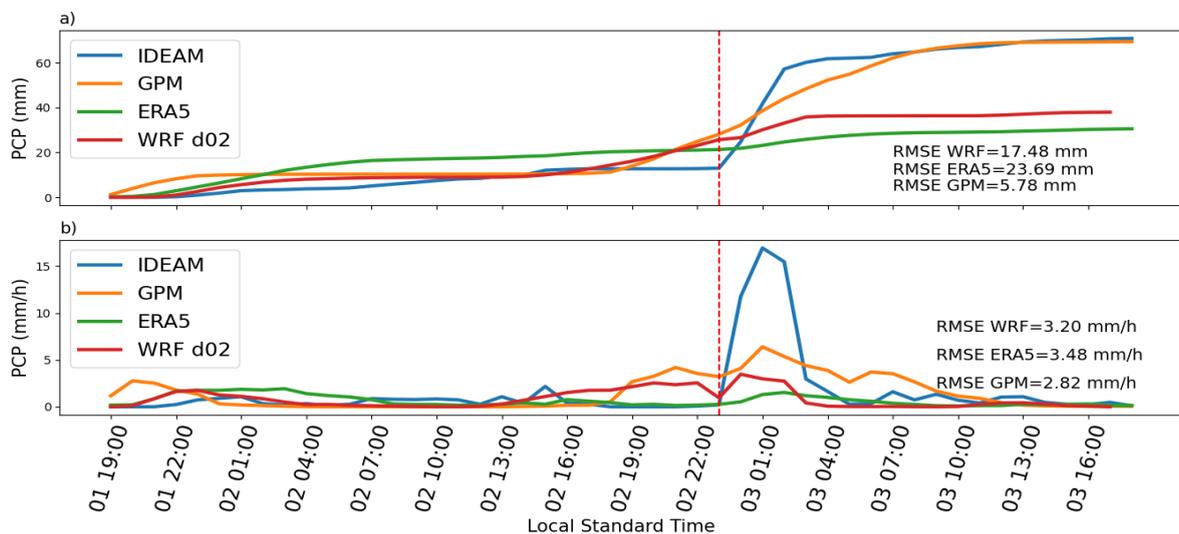


Figura 6.16 Series de tiempo de a) precipitación acumulada y b) tasa de precipitación, para IDEAM (línea azul), GPM (línea naranja), ERA5 (línea verde) y WRF-do2 (línea roja). La línea roja vertical marca el inicio del evento Ayapel. Las series de tiempo corresponden a promedios espaciales en la región delimitada por el recuadro rojo en la Figura 6.15.

En la tasa de precipitación también se pudo observar los aumentos de precipitación tras la iniciación del evento, especialmente en las mediciones de IDEAM, que presentó un pico de precipitación alrededor de las 01:00 LST del 3 de agosto, momento de maduración del SCM (Figura 6.16 b). Las bases de datos también presentaron un pico de precipitación en un momento coherente con IDEAM, aunque con valores menores (Figura 6.16 b).

La precipitación simulada por WRF presentó aumentos varias horas antes de la iniciación del SCM (~ 10 horas antes), pero cesó su actividad solo 1 hora antes que IDEAM (Figura 6.16 b). Los estimados de GPM mostraron señales de lluvia ~ 6 horas antes de la iniciación del evento, pero duró ~ 3 horas más que las lluvias reportadas por IDEAM (Figura 6.16 b). Los valores de RMSE para la tasa de precipitación horaria sugieren que las menores subestimaciones fueron las de GPM, seguidas por WRF y finalmente ERA5.

6.4.2 Estructura vertical del evento Ayapel

El modelo WRF fue capaz de producir la sucesión organizada de celdas convectivas anchas y profundas, las cuales mantuvieron el ciclo de vida del evento Ayapel (Figura 6.17). Las primeras señales de convección profunda y organizada (celda 1) se dieron alrededor de las 00:45 del 3 de agosto, cerca al piedemonte de la cordillera central de los Andes (Figura 6.17 a). Esta celda presentó una región con un marcado ascenso de aire, el cual favoreció el crecimiento de la nube hasta más de 10 km de profundidad, donde alcanzó su tope (Figura 6.17 a). Tras alcanzar su tope, la celda 1 crece horizontalmente. Para las 02:30 LST del 3 de agosto se pudo diferenciar su región convectiva ($\text{dBZ} > 30$; Feng et al., 2018) y su región estratiforme ($\text{dBZ} < 30$; Feng et al., 2018). Además, para este mismo momento, se observó la formación de una nueva celda convectiva (celda 2; Figura 6.17 b), la cual se acopló a la celda 1, dando pie a la sucesión de celdas convectivas que iniciaron el SCM.

La celda 2 decayó alrededor de las 05:00 LST del 3 de agosto, momento en el que su estructura fue principalmente de precipitación estratiforme (Figura 6.17 c). Para este momento, el modelo produjo una tercera celda convectiva, al frente de la celda 2 (Figura 6.17 c). La celda 3 se ubicó sobre la costa de Córdoba y presentó una región principalmente convectiva ($\text{dBZ} > 30$), con marcados vientos verticales positivos y negativos (Figura 6.17 c). La celda 3 se mantuvo durante 3 horas mientras alcanzaba el mar Caribe, donde cesó su actividad alrededor de las 08:15 del 3 de agosto (Figura 6.17 d). El modelo produjo una cuarta celda convectiva con características similares a la celda 3; no obstante, esta se encontraba principalmente sobre el mar Caribe y marcó el decaimiento del evento Ayapel (Figura 6.17 d).

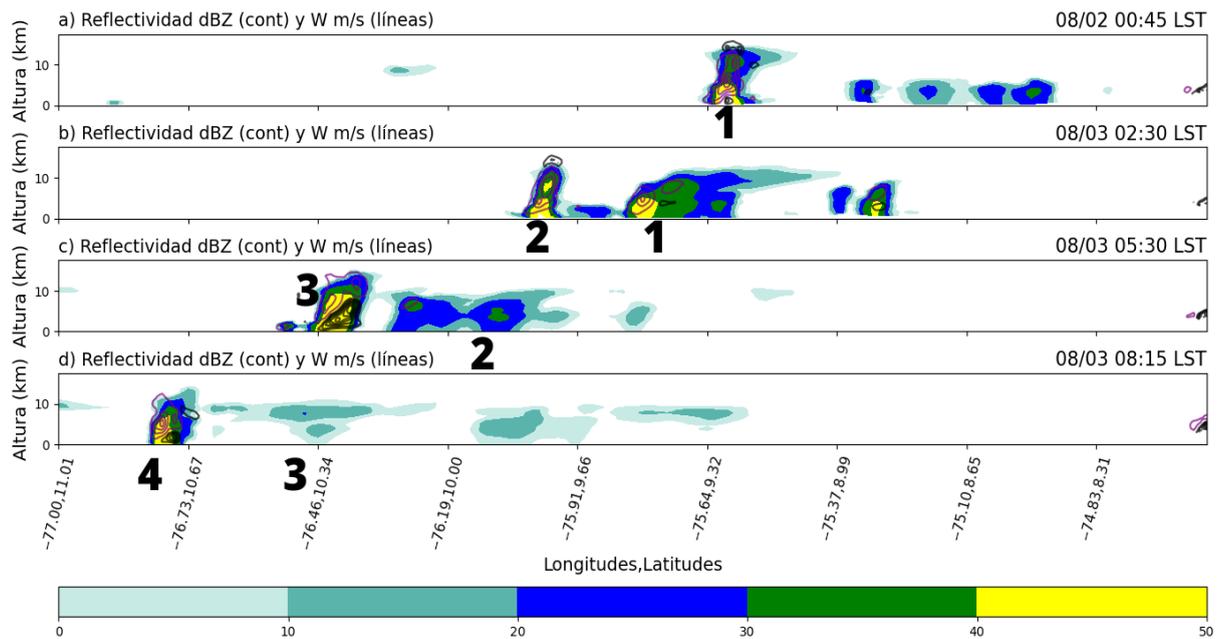


Figura 6.17 Sección vertical y campos horizontales de reflectividad (dBZ) para diferentes etapas del ciclo de vida del evento Ayapel para la simulación WRF do2. Las líneas moradas y negras representan vientos de ascenso y descenso, respectivamente. Los números indican las celdas convectivas simuladas por el modelo WRF, asociadas al evento Ayapel. La sección vertical fue calculada sobre la línea en la **Figura 6.13**.

La sucesión de celdas convectivas producida por el modelo WRF sugiere que las celdas jóvenes (nuevas) se dieron al norte de las celdas viejas (maduras), es decir, la actividad convectiva detrás del SCM comenzó cerca a las montañas (Andes) y se desplazó hacia el mar Caribe, donde cesó su actividad (Figura 6.17).

6.4.3 Ambientes atmosféricos asociados al evento Ayapel simulado por WRF

6.4.3.1 Lluvia, nubosidad, ambientes convectivos y divergencia

La Figura 6.18 a muestra que hubo una tasa de crecimiento en la disponibilidad de humedad a lo largo de la columna atmosférica desde ~6 horas antes de la iniciación del evento, a las 23:00 LST del 2 de agosto, alcanzando valores de más de 50 mm. El modelo mostró que, junto con los aumentos de humedad sobre la región, el SCM se comenzó a precipitar. Esto sugiere que no solo los contenidos de humedad sino también la tasa a la que aumentan los niveles de humedad en la columna atmosférica, tiene un efecto sobre la precipitación de la región (Figura 6.18 a; Adams et al., 2013). Análogamente, se dieron aumentos en la reflectividad similares a la humedad y a la precipitación, especialmente a la hora de iniciación del evento (23:00 LST del 2 de agosto), cuando el promedio espacial mostró valores positivos de reflectividad, sugiriendo una alta concentración de hidrometeoros sobre la región Caribe (Figura 6.18 b). Alrededor de las 02:30 LST del 3 de agosto se dio un pico de

reflectividad y precipitación (Figura 6.18 a y b), el cual pudo estar asociado con el momento de maduración del SCM.

Los aumentos en los contenidos de humedad a lo largo de la columna atmosférica requieren no solo de la entrada de flujos húmedos sino también del ascenso de estos (es decir, convección húmeda). Dichas condiciones pudieron haber sido producidas por los altos valores de Max CAPE observados desde las 16:00 LST del 2 de agosto (Figura 6.18 c), además de la convergencia en la baja troposfera (850, 925 hPa y 10m), especialmente al nivel de 925 hPa (Figura 6.18 d). Dicha configuración dio pie a condiciones de inestabilidad atmosférica y acumulación de masas de aire sobre la región, generando un ambiente propicio para el desarrollo de sistemas convectivos.

Tras la maduración del evento a las 02:30 LST del 3 de agosto, se dio una reducción de PW (Figura 6.18 a). Este pudo estar asociado a los aumentos de precipitación y a los aumentos en la formación de hidrometeoros (es decir, condensación de vapor de agua; Figura 6.18 a y b). Adicionalmente, el CAPE comenzó a consumirse y los patrones de convergencia en la baja troposfera comenzaron a desorganizarse, incluso pasando a divergencia en el nivel de 925 hPa (Figura 6.18 c y d). Estas condiciones no pudieron mantener activo el SCM, por lo que éste cesó su actividad 4 horas después.

6.4.3.2 Convergencia en la baja troposfera

Los patrones de nubosidad observados en las Figuras 6.14 y 6.17 sugieren que la iniciación del SCM se dio en los piedemontes de las cordilleras central y occidental. Sobre esta región, el modelo produjo una zona de fuerte convergencia en la baja troposfera (Figura 6.19 a y b). Al nivel de 925 hPa, la convergencia pudo estar asociada a los vientos desde el norte, viajando continente adentro desde la costa de Córdoba; además de vientos canalizados por la topografía de los Andes, desde el noroeste, y vientos desde el sur, recorriendo el valle MC. Estas tres corrientes de vientos convergen al sur de Córdoba (Figura 6.19 a).

Al nivel de 850 hPa, se observó los vientos desde el valle MC con mayor claridad y velocidad que al nivel de 925 hPa; sin embargo, generaron convergencia en la misma región (Figura 6.19 b). Adicionalmente, una segunda corriente de vientos desde el sureste (bordeando el costado oeste de la cordillera occidental) que logró alcanzar el sur de Córdoba (Figura 6.19 b).

Los vientos provenientes de la costa y el noreste al nivel de 925 hPa se pudieron observar desde 4 horas antes de la iniciación del evento (es decir, desde las 19:00 LST del 2 de agosto); sin embargo, la intensificación de la convergencia e iniciación del SCM no se dio sino hasta las 23:00 LST del 2 de agosto, momento en el que los vientos (tanto a 925 y 850 hPa) desde el valle MC alcanzaron la región (Figura 6.19 a

y b). Lo anterior sugiere que los vientos desde el sur tuvieron un efecto detonante en la formación de convergencia y convección organizada.

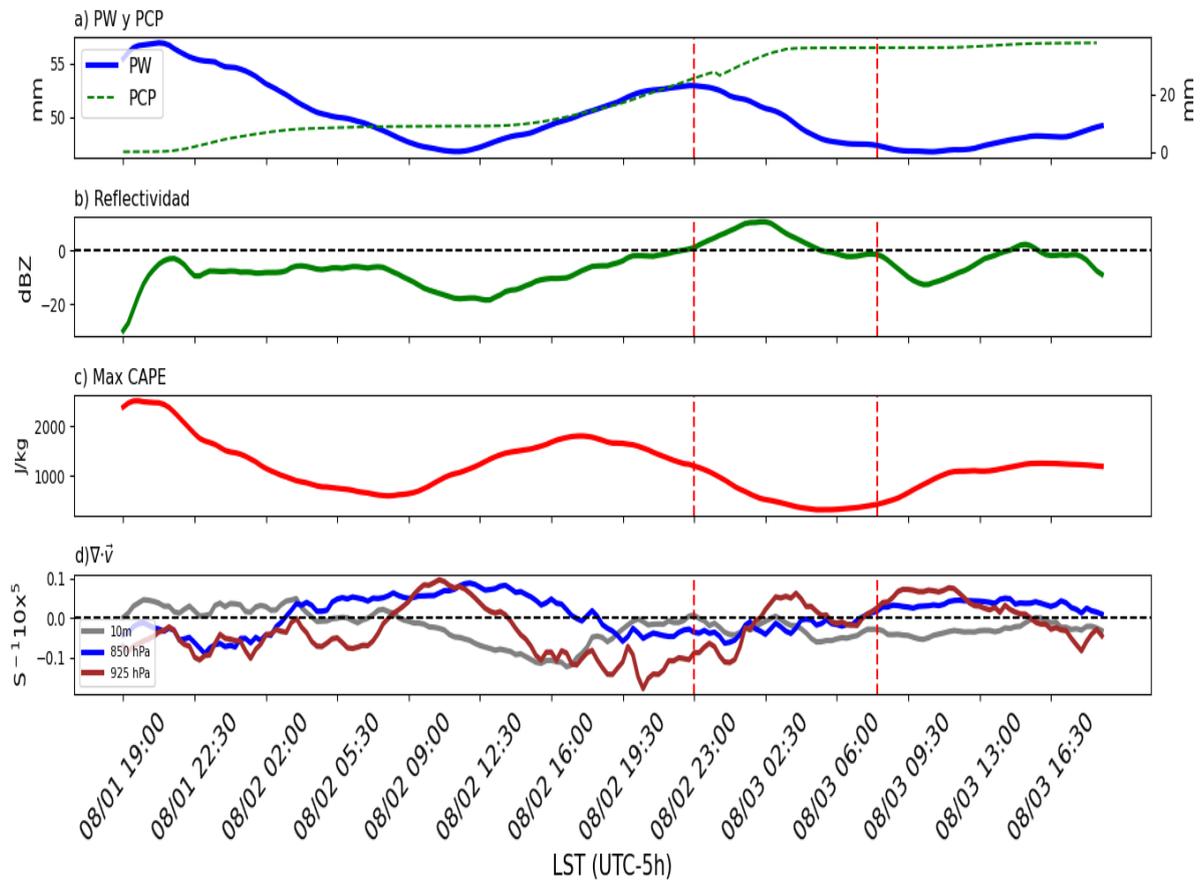


Figura 6.18 Series de tiempo de: a) agua precipitable (PW) y precipitación acumulada (PCP), b) reflectividad, c) Max CAPE e Índice de Inhibición de Convección y (CIN, por sus iniciales en inglés), d) divergencia de vientos $\nabla \cdot \vec{v}$ en la baja y media troposfera para la simulación WRF do2 del evento Ayapel. Las líneas rojas señalan el periodo de actividad del SCM. Los promedios fueron calculados sobre las regiones resaltadas (cuadros azul y rojos) en la **Figura 6.10** y **Figura 6.19**.

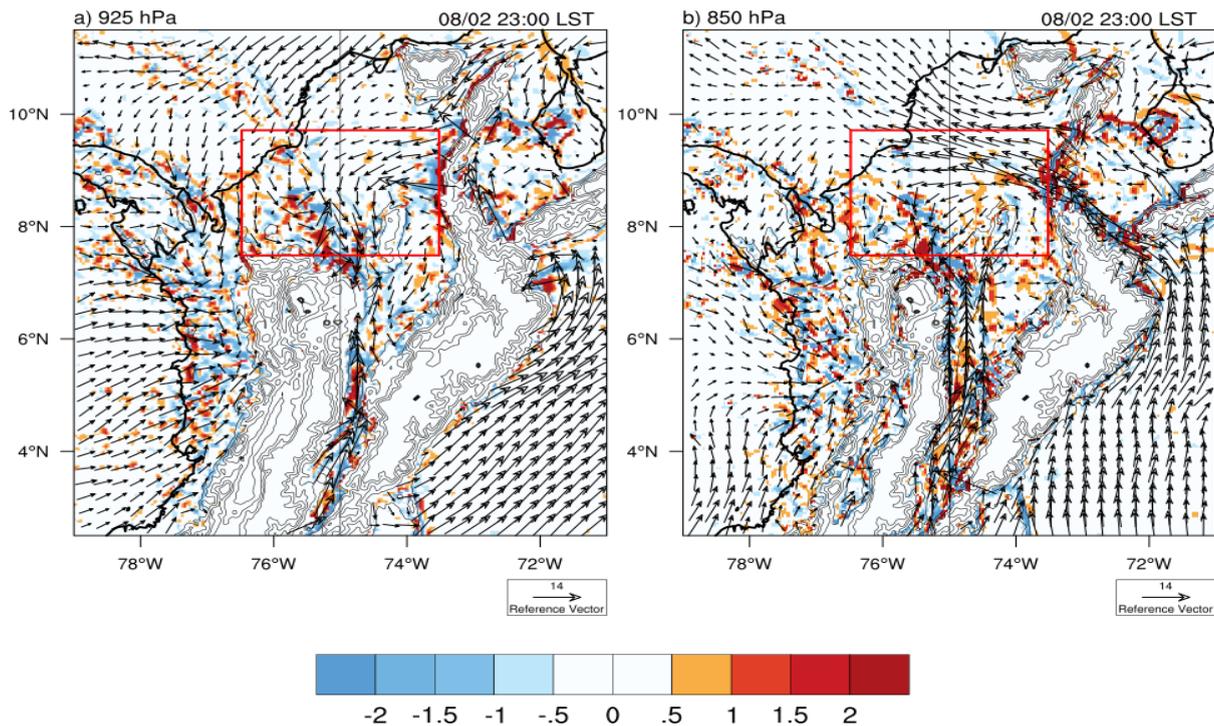


Figura 6.19 Campos de divergencia (s^{-1}) y vientos al nivel de: a) 925 hPa y b) 850 hPa para el momento de iniciación del evento Ayapel, según la simulación WRF do2. Los cuadros rojos marcan la región para la que estimaron los promedios espaciales de la Figura 6.18.

6.4.3.3 Vientos del valle Magdalena-Cauca

La corriente de vientos canalizados a través del valle MC puede estar asociada a los vientos observados desde el Amazonas según el reanálisis ERA5 (Figuras 6.4 h, y 6.6 a). Lo anterior sugiere que esta podría ser una perturbación de escala sinóptica. La mayor resolución del modelo WRF permitió analizar los vientos dentro del valle MC y su incursión hacia el Caribe colombiano durante el evento Ayapel.

El modelo sugiere que esta corriente de vientos es más clara al nivel de 850 hPa, y además está asociada al transporte de aire seco (Figura 6.20). Alrededor de las 17:00 LST del 2 de agosto (6 horas de la iniciación del evento; Figura 6.20 a), la corriente de vientos desde el sur alcanzó las costas de Córdoba. A lo largo de su trayectoria se observó más aire seco con valores de 10 g/kg (o menos). Durante las 6 horas siguientes, la corriente de vientos se retrajo hasta el sur de Córdoba y noreste de Antioquia (Figura 6.20 b); análogamente, se observaron mayores niveles de humedad sobre el Caribe colombiano. Es posible que cuando estos vientos desde el sur no entran al Caribe, se da pie para que los vientos desde la costa (a 925 hPa y 10m, principalmente) transporten aire húmedo desde el mar, el cual además puede ascender y aumentar los contenidos de vapor de agua en la columna atmosférica.

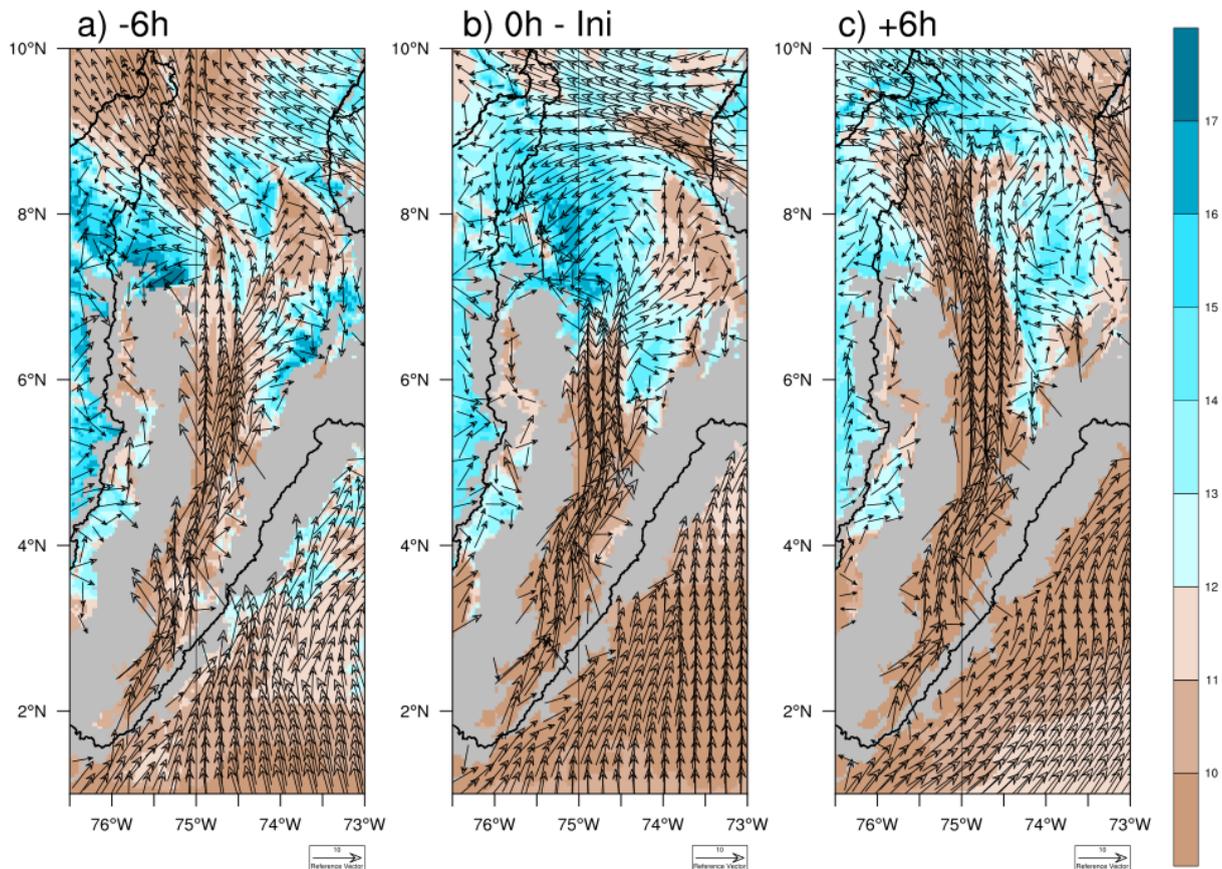


Figura 6.20 Campos de tasa de mezcla de vapor de agua y vientos a 850 hPa, durante 6 horas antes de la iniciación (17:00 LST del 2 de agosto), o horas (iniciación del SCM, 23:00 LST del 2 de agosto), y 6 horas después de la iniciación (05:00 LST del 3 de agosto) del evento Ayapel, según la simulación WRF do2.

Para las 05:00 LST del 3 de agosto (6 horas después de la iniciación del SCM), los vientos desde el sur habían ingresado de nuevo hacia el Caribe, alcanzando la costa de Córdoba, disminuyendo los contenidos de humedad sobre la región (Figura 6.20 c). Este patrón de cada 6 horas, observado en la Figura 6.20, podría sugerir que la corriente de vientos simulada desde el valle MC, caracterizada por oscilaciones intra-diurnas, puede tener un efecto sobre los vientos y los contenidos de humedad en el Caribe, al nivel de 850 hPa (y posiblemente en niveles cercanos, e.g. 925 hPa).

En resumen, la entrada (o no) de los vientos secos desde el valle MC fue un ingrediente importante en la formación del SCM. Por otro lado, se observó que 6 horas después de la iniciación del SCM (05:00 LST del 3 de agosto), estos vientos redujeron los contenidos de humedad en la baja troposfera (Figura 6.20 c), inhibiendo los procesos de convección húmeda. Esto pudo haber contribuido a que el SCM decayera alrededor de las 08:00 LST del 3 de agosto.

6.4.3.4 Vientos costeros nocturnos

El modelo simuló que a partir de las 14:00 LST del 2 de agosto, los vientos presentaron magnitudes débiles en tres regiones de interés (“Costa”, “Tierras bajas” y “Piedemonte”); Figura 6.21 a-c). A partir de este momento, la Figura 6.21 d muestra que los vientos presentaron una dirección mar-tierra (posiblemente asociado al fenómeno de brisas marinas; Pérez et al., 2018; Camacho y Bedoya, 2020) y a medida que esta incursionó continente adentro, su magnitud se debilitó (Figura 6.21 a-c). Dicha disminución puede estar asociada a que durante el día, el calentamiento radiativo favorece un aumento en los flujos turbulentos de momento y el ascenso de estos, generando una capa límite planetaria mezclada, la cual inhibe el movimiento horizontal de los vientos, sumado a los efectos de arrastre (o fricción superficial) asociados al terreno (Stensrud, 1996; Jiménez-Sánchez et al., 2020).

Un par de horas más tarde (es decir, a las 16:00 LST del 2 de agosto), los vientos hacia el sur alcanzaron las montañas al sur de la región (Serranía de San Lucas y los Andes), presentando magnitudes del viento mayores en todas las regiones (Figura 6.21 a-c y e), además de que la corriente de vientos hacia el sur superó los 1.0 km de profundidad (Figura 6.21 e).

En la noche, a partir de las 20:00 LST del 2 de agosto, los vientos presentaron una aceleración, especialmente en la región de “Tierras bajas” y “Piedemonte”, por debajo de los 1.5 km (es decir, una porción dentro de la capa límite planetaria). Dicho fortalecimiento puede estar asociado a la reducción de flujos turbulentos, debido al enfriamiento superficial nocturno, el cual genera una capa superficial más estable; en consecuencia, la capa límite planetaria está menos mezclada, desacoplando la capa superficial de los niveles encima de ésta, generando un efecto inercial que fortalece los vientos horizontales (Stensrud, 1996; Jiménez-Sánchez et al., 2020). Los vientos costeros son un fenómeno de capa límite, por lo cual también se ven afectados por dicho efecto inercial, fortaleciendo los vientos y contribuyendo a que estos mantengan su dirección previa, en este caso, vientos mar-tierra (es decir, el primer impulso de vientos mar-tierra logra mantenerse durante unas horas más debido al fortalecimiento de los vientos; Buckley y Kurzeja, 1997; Tijm et al., 1999; Viner et al., 2021).

Particularmente, en las “Tierras bajas” el aceleramiento se evidenció por debajo de 1.0 km de altura (Figura 6.21 b). La Figura 6.21 f muestra que el núcleo de estos vientos se encuentra cercano a la superficie. Dicho patrón es posible, ya que el fortalecimiento de los vientos necesariamente se restringe a regiones muy por encima de la capa superficial y puede tomar lugar en diferentes regiones dentro de la capa límite planetaria (Stensrud, 1996). En la región de “Piedemonte”, el máximo de vientos se observó entre los 0.5 - 1.0 km, donde el efecto inercial pudo estar asociado a la reducción de flujos turbulentos y la configuración del gradiente de

temperatura y presión sobre la pendiente de la montaña (Stensrud, 1996; Markowski y Richardson, 2010).

El fortalecimiento de los vientos tomó lugar aproximadamente 2-3 horas antes de la iniciación del SCM (23:00 LST del 2 de agosto). Las corrientes de vientos más fuertes facilitan la incursión de aire húmedo desde la costa hacia el continente, favoreciendo la formación de un ambiente húmedo. Además, promueven la formación de líneas de convergencia, donde fenómenos convectivos húmedos pueden tomar lugar, dando pie a la formación de un SCM. Otro factor importante puede ser la presencia de las montañas, debido a que estas pueden tener un efecto orográfico, el cual también contribuye al ascenso de aire.

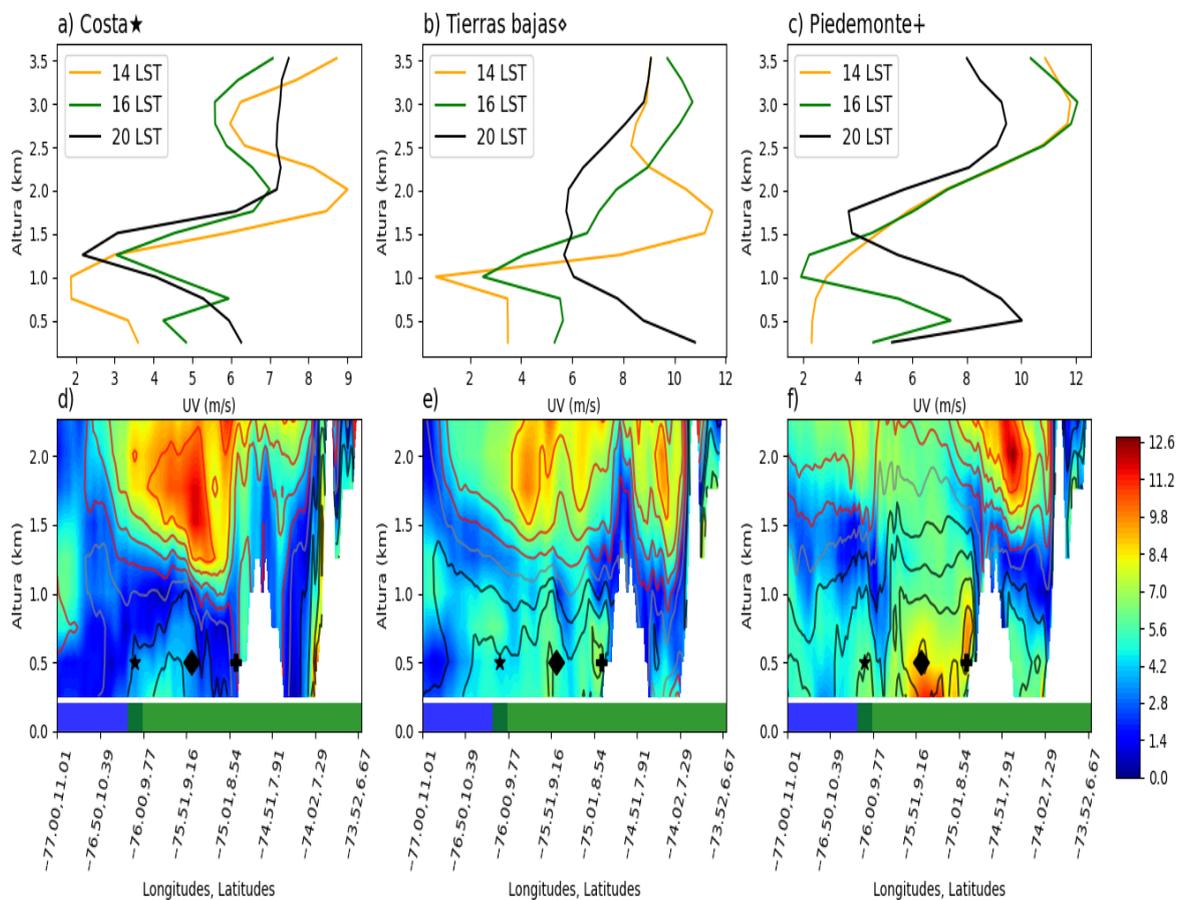


Figura 6.21 Perfil vertical de velocidad del viento sobre las regiones a) Costa (estrella en Figura 6.21 d-f), b) Tierras bajas (diamante en Figura 6.21 d-f), y c) Piedemonte (cruz en Figura 6.21 d-f) según la simulación WRF do2 del evento Ayapel. d-f) Perfiles verticales de magnitud del viento (contornos) y vientos meridionales (líneas) para las 14:00 LST (d), las 16:00 LST (e) y las 20:00 LST (f) del 2 de agosto. Las barras horizontales azules y verdes señalan la extensión marítima y continental, respectivamente. Los símbolos sobre d-f señalan las longitudes para las que se calcularon los perfiles verticales de a-c.

6.4.4 Ambientes atmosféricos durante la etapa de maduración y decaimiento del SCM

El SCM simulado por WRF alcanzó su etapa de maduración alrededor de las 02:30 LST del 3 de agosto, cuando el sistema presentó su máxima precipitación y reflectividad (Figura 6.18 a y b). Para este momento, se dieron patrones de divergencia sobre la región de actividad del SCM al nivel de 925 y 850 hPa (Figura 6.18 d y 6.22). Estos patrones pudieron estar asociados al debilitamiento de los vientos mar-tierra y a un fortalecimiento de los vientos desde el sur (Figura 6.22). La entrada de vientos desde el valle MC favoreció la entrada de aire más seco, reduciendo los niveles de humedad en la baja troposfera (Figura 6.22 b y q), inhibiendo así los procesos convectivos húmedos.

Para el momento de maduración del SCM, se notaron bajos valores de Max CAPE sobre la región de actividad del SCM, posiblemente asociados a que dicha energía fue consumida por fenómenos convectivos dentro del SCM; además, de la entrada de aire seco y frío, el cual pudo favorecer un ambiente más estable en la baja troposfera (Figura 6.22 b, c y e). Análogamente, los valores de PW fueron menores a los 50 mm (Figura 6.22 f), mostrando una reducción con respecto al momento de iniciación del SCM, cuando hubo valores por encima de los 55 mm (Figura 6.18 a).

La Figura 6.23 muestra el estado de la atmósfera alrededor de las 05:00 LST del 3 de agosto, momento en el que el SCM entró en su etapa de decaimiento. Para este momento, los vientos desde el valle MC se fortalecieron, alcanzando la costa de Córdoba, en los niveles de 925 y 850 hPa (Figura 6.23 a y d). Lo anterior causó un entrada de aire seco al Caribe (Figura 6.23 b y e), favoreciendo una baja troposfera con condiciones más estables (es decir, con menos CAPE; Figura 6.23 c). El fortalecimiento de los vientos a 925 y 850 hPa sugiere patrones de divergencia de vientos sobre el continente y una posible convergencia sobre el mar Caribe. Este patrón podría ser consistente con el hecho de que el SCM se ubicó principalmente sobre el mar en su etapa de decaimiento (Figura 6.17 d). Esto podría sugerir que los vientos desde el valle MC tienen un rol no solo en la convergencia de vientos, sino también en el desplazamiento de la línea de convergencia que alimentó al evento Ayapel (es decir, en el desplazamiento del SCM).

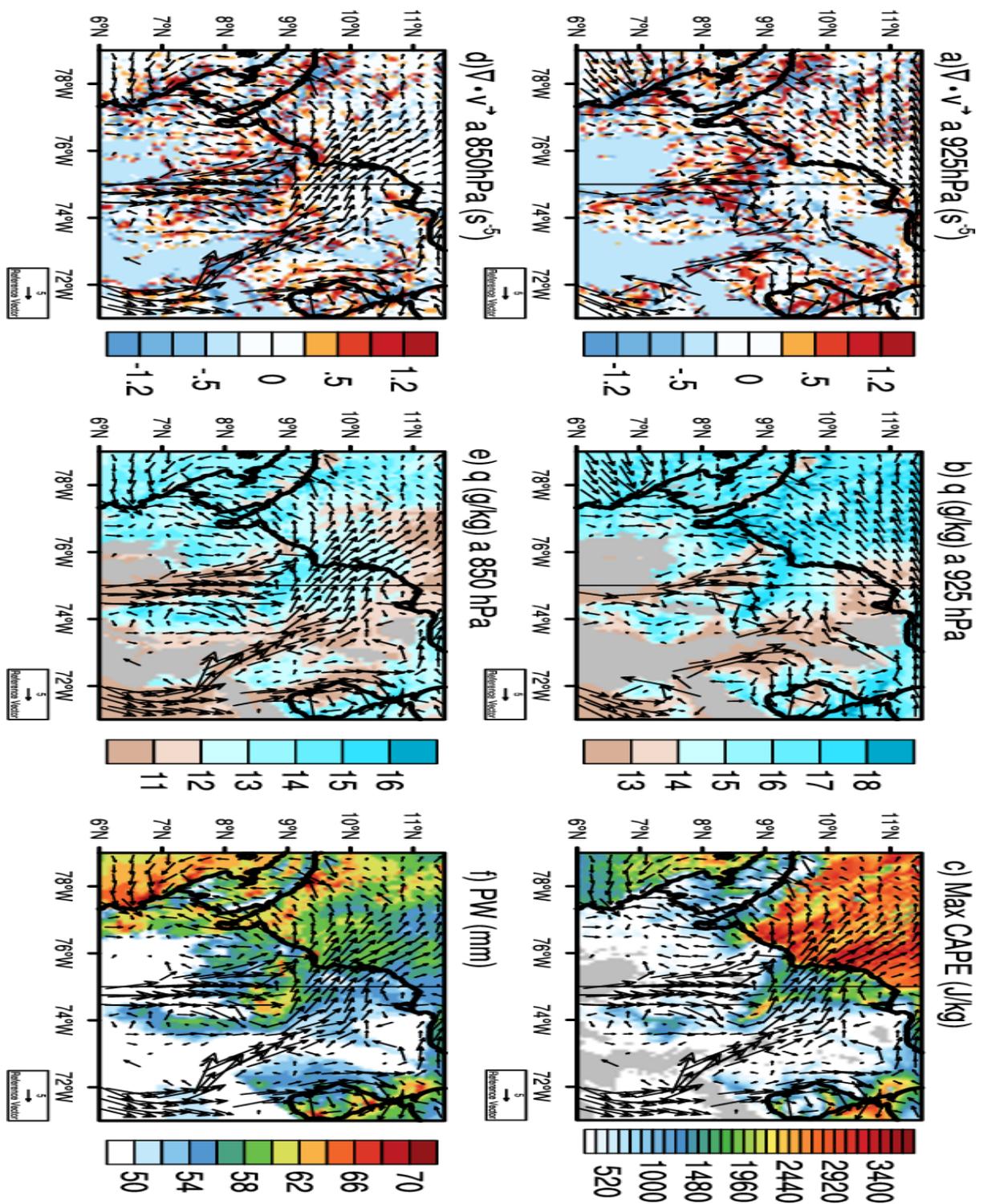


Figura 6.22 Campos de a) divergencia y vientos a 925 hPa, b) tasa de mezcla de vapor de agua y vientos a 925 hPa, c) Max CAPE y vientos a 850 hPa, d) divergencia y vientos a 850 hPa, e) tasa de mezcla de vapor de agua y vientos a 850 hPa, y f) agua precipitable y vientos a 850 hPa durante la etapa de maduración del SCM del evento Ayapel, para la simulación WRF do2.

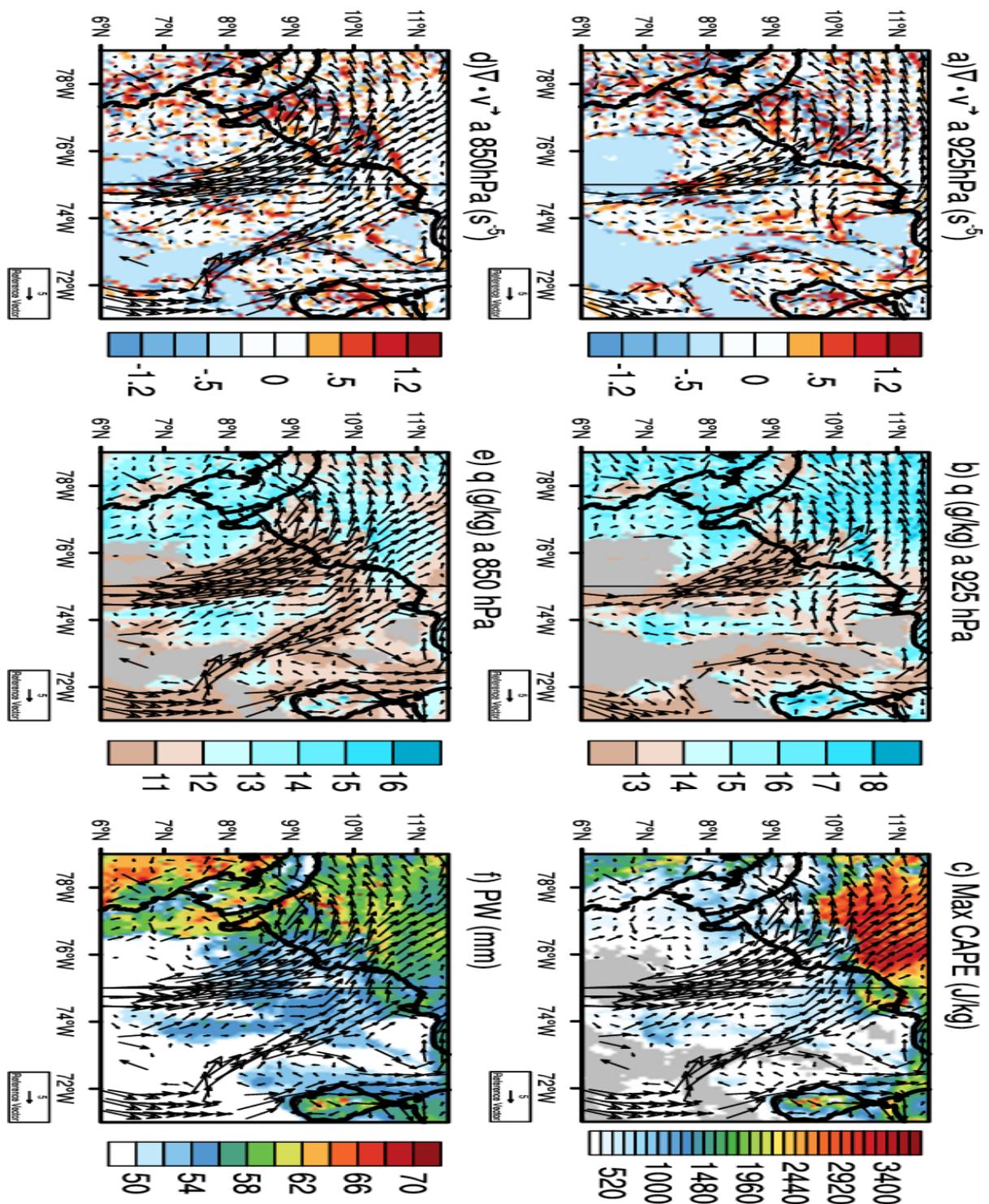


Figura 6.23 Campos de a) divergencia y vientos a 925 hPa, b) humedad específica y vientos a 925 hPa, c) Max CAPE y vientos a 850 hPa, d) divergencia y vientos a 700 hPa, e) humedad específica y vientos a 850 hPa, y f) agua precipitable y vientos a 850 hPa durante la etapa de decaimiento del SCM del evento Ayapel, para la simulación WRF do2.

6.4.5 Transporte de humedad en la baja troposfera

La Figura 6.24 describe el posible transporte de humedad hacia la región de actividad del SCM correspondiente al evento Ayapel, desde tres posibles regiones: la costa Pacífica, el valle MC, y la costa Caribe. Las regiones sobre las cuales se calcularon los promedios espaciales se encuentran definidas en la Figura 6.10.

Al nivel de 850 hPa, el modelo produjo vientos hacia el este durante la mayor parte de la simulación (Figura 6.24 a). Particularmente, alrededor de las 19:30 LST del 2 de agosto (2 ½ horas antes de la iniciación del evento), hubo un pico en los contenidos de vapor de agua a 850 hPa (Figura 6.24 d). Estas condiciones favorecieron el transporte de humedad hacia el Caribe colombiano, presentando valores del flujo de humedad hacia el este de $14 \text{ g m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ($q_u > 0$; Figura 6.24 g). Este patrón favorece la formación de un ambiente húmedo previo a la iniciación del evento. Al nivel de 925 hPa, no se observaron vientos ni flujo de humedad hacia el este previo a la iniciación (Figura 6.24 a y g); sin embargo, durante un breve periodo en la etapa de maduración del SCM (es decir, alrededor las 02:30 LST del 3 de agosto), hubo una entrada de humedad a 925 y 850 hPa desde el Pacífico hacia el Caribe, contribuyendo aire húmedo al SCM (Figura 6.24 a y g).

Sobre la región MC, el modelo produjo dos picos de vientos hacia el norte, alrededor de las 09:00 LST del 2 de agosto y las 06:00 LST del 3 de agosto (Figura 6.24 b). Durante este par de momentos, se dieron los mínimos contenidos de vapor de agua (Figura 6.24 e), lo cual es consistente con lo observado en la Figura 6.20, confirmando que estos vientos transportan masas de aire más secas desde el sur de Colombia. Aproximadamente 6 horas antes de la iniciación del evento (desde las 17:00 LST del 2 de agosto), los vientos desde el sur se debilitaron, inhibiendo el transporte de aire seco hacia la región (Figura 6.24 b y h). Esto favoreció los aumentos en los contenidos de humedad sobre la región MC (Figura 6.24 e), promoviendo el desarrollo de un ambiente húmedo en la región aledaña a las cordilleras central y occidental, donde el modelo produjo la formación del evento Ayapel.

Sobre la región Caribe, los vientos a 925 hPa y 850 hPa presentaron un ciclo diurno, con vientos hacia el norte (tierra-mar) durante las noches y la mañana temprana, y vientos hacia el sur (mar-tierra) durante las tardes y la noche temprana (Figura 6.24 c). Aparentemente, los contenidos de vapor de agua sobre la región aumentaron cuando se dieron los vientos mar-tierra, por ejemplo entre las 13:00 - 20:00 LST del 2 de agosto (Figura 6.23 f). Particularmente durante este periodo, se dio un pico de flujo meridional de humedad hacia el sur y se mantuvo un transporte de aire húmedo hacia el continente hasta la iniciación del SCM (23:00 LST del 2 de agosto). Así, este patrón de vientos favoreció la formación de un ambiente húmedo sobre el Caribe. Tras la iniciación del SCM, los vientos tomaron dirección hacia el norte, causando salidas de humedad (Figura 6.24 c y i). Dicho efecto pudo ser

causado por el ciclo diurno de vientos producido por el modelo, sumado a los posibles *gust fronts* en la región de mayor precipitación del SCM, el cual genera el desplazamiento horizontal de masas de aire en bajos niveles (Houze, 2018).

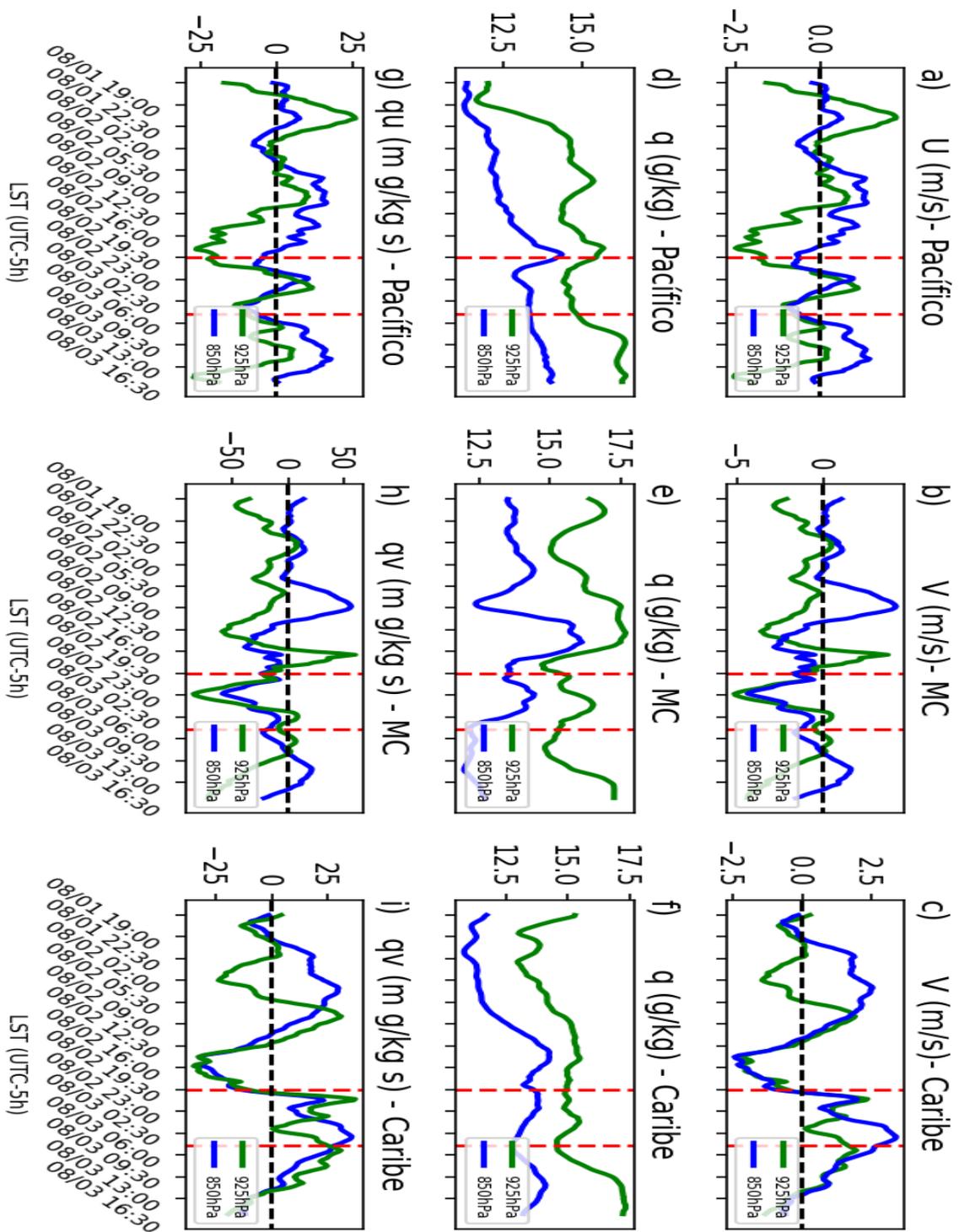


Figura 6.24 Series de tiempo de viento zonal (U), meridional (V), vapor de agua (q) y el flujo meridional y zonal de humedad (q_v y q_u) para las regiones del Pacífico (columna izquierda), Magdalena-Cauca (MC, columna central) y Caribe (columna derecha), definidas en la **Figura 6.10**, para la simulación WRF do2 del evento Ayapel.

6.4.6 Distribución vertical de reflectividad, vientos y humedad

Las secciones verticales contenidas en la Figura 6.25 fueron calculadas sobre la línea mostrada en las Figuras 6.13. Los patrones de nubosidad del evento Ayapel muestran que su fase de iniciación estuvo marcada por una región con marcado ascenso de masas de aire, sobre el piedemonte de la Serranía de San Lucas, la cual favoreció la formación de nubosidad con más de 10 km de altura (Figura 6.25 a). Dicho ascenso de masas estuvo asociado a la formación de una línea de convergencia entre vientos hacia el sur y vientos hacia el norte en esta región (Figura 6.25 d). Como se ve en la Figura 6.21, el viento sobre ambas regiones presentó un aceleramiento nocturno, el cual pudo haber fortalecido la línea de convergencia. Adicionalmente, se evidenció que los vientos desde el norte tenían mayores contenidos de humedad que los vientos del sur. Este factor pudo haber tenido un efecto que promovió el ascenso de las masas de aire húmedo.

Alrededor de las 02:30 LST del 3 de agosto, el SCM presentó su etapa de maduración. Se pudo notar la presencia de la sucesión entre celdas convectivas alrededor de los 76.2°W y 10°N, con alturas superiores a los 10 km, y con marcadas zonas de ascenso de masas de aire en sus regiones convectivas ($\text{dBZ} > 30$; Figura 6.25 b). Para este momento, la línea de convergencia se desplazó hacia el norte, sobre 76.46°W y 10.34°N, además del contraste entre aire más húmedo y más seco cerca a la región de la línea de convergencia (Figura 6.25 e). Particularmente, se notó el avance de vientos desde el sur, los cuales sobrepasaron el bloqueo orográfico de la Serranía de San Lucas y avanzaron hacia la costa (Figura 6.25 e). Esta corriente de vientos estuvo asociada a los vientos secos del MC evidenciados en la Figura 6.20.

A las 07:15 LST del 3 de agosto, el SCM había entrado en su etapa de decaimiento, presentando celdas convectivas con características de núcleos débiles (o estratiformes; $\text{dBZ} < 30$), además de que las regiones de ascenso de aire se debilitaron (Figura 6.25 c). Para este momento, se evidenció una disminución en los contenidos de vapor de agua sobre el continente y vientos predominantes hacia el norte (Figura 6.25 f). Dicho patrón estuvo asociado a la incursión de los vientos del valle MC (Figura 6.20). Estas condiciones desfavorecieron el mantenimiento del SCM, lo cual lo llevó a cesar su actividad.

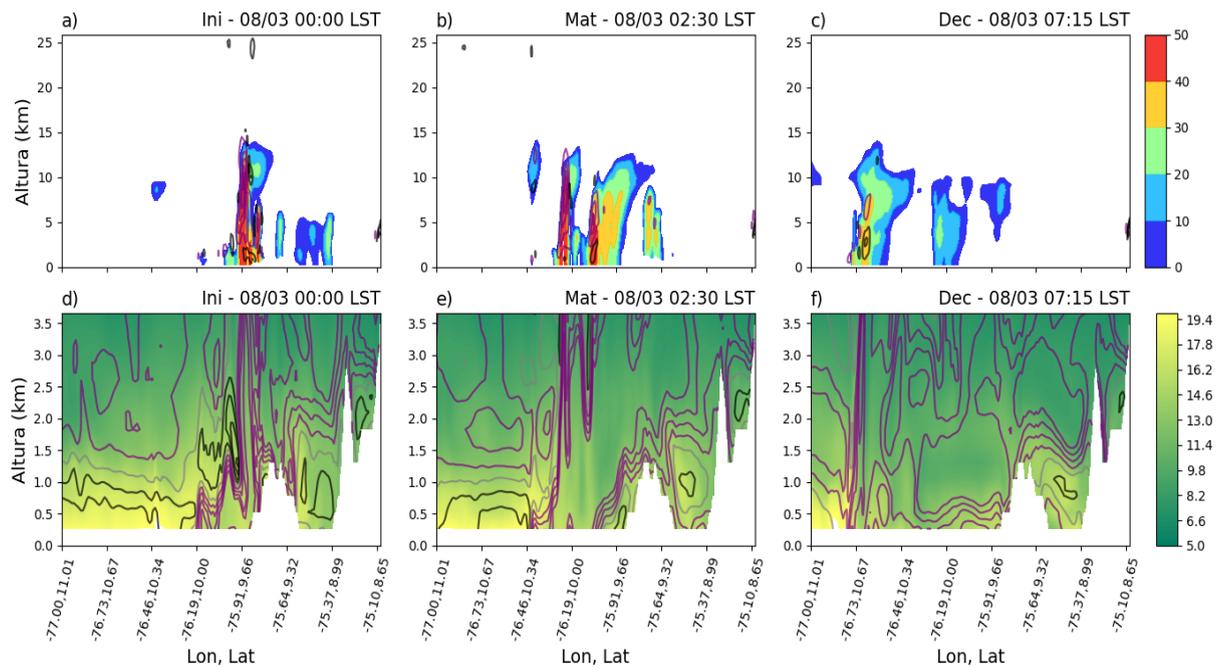


Figura 6.25 Secciones verticales de: a–c) reflectividad (dBZ, contornos) y vientos verticales (m/s) (regiones de ascenso de masas en líneas moradas y regiones de descenso en líneas negras). d–f) Razón de mezcla de vapor de agua (g/kg; contornos) y vientos meridionales (m/s; líneas) para la simulación WRF do2 del evento Ayapel. En d–f, las líneas negras corresponden a vientos hacia el sur ($V < 0$), las moradas a hacia el norte ($V > 0$), y las grises a vientos calmos ($V \sim 0$).

6.5 Discusión y conclusiones sobre el evento Ayapel

La tormenta con características de mesoescala que ocurrió durante la noche y madrugada del 2 y 3 de agosto de 2021 alcanzó dimensiones por encima de los 10000 km² y tuvo un ciclo de vida con una duración de 9 horas, dentro de las cuales precipitó más de 50 mm (Figura 6.1 – 6.3), lo cual corresponde a aproximadamente el 30% de los acumulados promedios de precipitación para el mes de agosto en la región de influencia del evento (IDEAM, 2022). A este evento se le denominó Ayapel, ya que su máximo desarrollo se dio sobre esta región.

Los patrones de nubosidad y precipitación estudiados a través de NCEP–MERCATOR, GPM y PERSIANN mostraron que el evento inició alrededor de las 23:00 LST del 2 de agosto, sobre la cordillera central (Figura 6.1 a–c). En cuestión de 5 horas (es decir, 04:00 LST del 3 de agosto), el evento alcanzó su etapa más madura, presentando máximos de área y precipitación (Figura 6.2). Durante esta etapa (y la anterior), el sistema afectó los departamentos de Córdoba y Bolívar (Figura 6.1 d–f), donde además, fueron emitidas alarmas por parte de IDEAM en su boletín de condiciones hidrometeorológicas (IDEAM, 2021). Posterior a las 04:00 LST del 3 de agosto, el sistema comenzó a perder área y presentó un desplazamiento hacia el mar Caribe (Figura 6.1 g–i y 6.2). A partir de las 06:00 LST del 3 de agosto, el sistema estaba

principalmente sobre el mar (Figura 6.1 g-i), donde se fortaleció, antes de disiparse 3-4 horas después (no se muestra).

Las condiciones sinópticas estudiadas mostraron el paso de una onda tropical (EW) sobre el norte de Suramérica, el día que ocurrió el evento (Figura 6.4 g-i y 6.5 b y c). Este forzante sinóptico favoreció la formación de un ambiente convectivo (Kouadio et al., 2012; Gomes et al., 2015; Giraldo-Cardenas et al., 2022), contribuyendo al desarrollo de sistemas organizados como lo fue el evento Ayapel.

La distribución de altura geopotencial a 850 hPa mostró que sobre Suramérica hubo un gradiente entre las presiones altas al sur y las presiones más bajas al norte del continente (Figura 6.6). Adicional a esta configuración, se observaron corrientes de vientos fuertes desde la cuenca del Amazonas hacia el norte del continente (Figura 6.6). Es posible que estos vientos pudieran ser precursores de los vientos canalizados a través de la cuenca MC. Una configuración similar de presión y vientos a 850 hPa se observó en el evento Magdalena, en el cual los vientos del valle MC tuvieron un rol importante (ver Sección 4). Al ingresar los vientos al valle MC, se pudieron ver fortalecidos al descender la pendiente entre la parte alta y baja de la cuenca, al igual que los mismos vientos inter-andinos pudieron favorecerlos. Es posible que estos vientos tuvieran menores contenidos de humedad que el ambiente atmosférico en la región Caribe, por lo que esta corriente pudo favorecer la convergencia de masas y no necesariamente el transporte de humedad desde el sur.

El CLLJ fue más fuerte de lo usual durante los días alrededor del evento Ayapel. Estas condiciones favorecen la divergencia de humedad sobre el norte de Suramérica (Wang, 2007; Amador, 2008; Cook y Vizy, 2010). Aún así, el SCM logró desarrollarse, lo cual sugiere que el CLLJ no fue una condición sinóptica que influenciara el evento Ayapel, como si pudieron hacerlo el paso de la EW y el gradiente horizontal de presión sobre el continente sudamericano.

El reanálisis ERA5 mostró que hubo un aumento anómalo en los contenidos de humedad a lo largo de la columna atmosférica (es decir, PW y PW') entre las 18:00 LST del 2 de agosto y las 00:00 LST del 3 de agosto (es decir, desde 6 horas antes de la iniciación del SCM; Figuras 6.7, 6.8 y 6.11). Los aumentos de humedad estuvieron asociados a la configuración de convergencia en la baja y media troposfera, con divergencia en la alta troposfera (Figura 6.11 b). Dicha configuración no solo fomenta la convergencia de vientos en los niveles más bajos, sino también la convección húmeda a lo largo de la columna atmosférica.

La convergencia en los niveles más bajos de la troposfera fue causada por vientos mar-tierra (e.g ver nivel de 925 hPa). El reanálisis sugiere que estos vientos representaron un flujo de aire húmedo desde 6 horas antes de la iniciación del evento (Figura 6.12 i). Además, se observó un flujo zonal de humedad desde el Pacífico, incursionando hacia la región Caribe colombiana, durante varias horas

antes y después de la iniciación del evento (23:00 LST del 2 de agosto; Figura 5.12 g). Al nivel de 850 hPa, se observaron vientos desde el sur, desde 3-4 horas antes a la iniciación del evento, y se mantuvieron durante la actividad del mismo (Figura 6.12 h)

Al nivel de 500 hPa (media troposfera), la convergencia fue producida por vientos desde el sureste, los cuales alcanzaron la región alrededor de 2 horas antes de la iniciación del evento (Figura 6.8 i-p, y 6.12 h). Al nivel de 200 hPa, los patrones de divergencia fueron causados por vientos anómalamente fuertes desde el noroeste, observados desde 6 horas antes de la iniciación del evento (Figura 6.9).

El experimento de simulación CP realizado con el modelo WRF logró producir la ocurrencia de un sistema organizado sobre el Caribe colombiano. En particular, la simulación logró ubicar coherentemente la formación de un SCM en una región con topografía compleja como lo es el sur de Córdoba y Bolívar (Figura 6.14 y 6.15). A pesar de los sesgos en la intensidad de la precipitación con respecto a IDEAM y GPM (Figura 6.15 y 6.16), y en los patrones de nubosidad profunda con respecto a NCEP-MERGIR (Figura 6.14), el modelo capturó bien el ciclo de vida de la tormenta, mostrando su etapa madura sobre el Caribe y su desplazamiento hacia el mar durante su etapa de decaimiento (Figura 6.14 y 6.15). Así, se concluye que el modelo WRF con una configuración *simple* (i.e. sin asimilación de datos) fue capaz de capturar la ocurrencia de este SCM de manera realista.

Similar al reanálisis ERA5, la simulación CP mostró aumentos en PW varias horas antes de la iniciación del SCM simulado, al igual que la formación de un ambiente inestable (Figura 6.18 a y c). Sobre la región de actividad del SCM (cuadro azul, Figura 6.10), el modelo produjo patrones de convergencia en la baja troposfera, (e.g ver nivel de 925 hPa), en coherencia con los aumentos de humedad y la formación de un ambiente inestable. Además, el modelo permite analizar con mayor nivel de detalle las particularidades de las corrientes de viento involucradas en la formación de convergencia. Estas condiciones favorecieron la formación del SCM simulado y sus ingredientes incluyen:

- El modelo produjo **vientos mar-tierra** en la costa de Córdoba desde las 14:00 LST (Figura 6.19 a, y 6.21 d), alcanzando el sur de la región a las 16:00 LST del 2 de agosto (Figura 6.19 y 6.21 e). La incursión de estos vientos produjo transporte de aire húmedo e inestable hacia la región donde se formó el SCM.
- Una corriente de **vientos canalizados por la Sierra Nevada de Santa Marta y la cordillera oriental**. El modelo produjo que estos vientos (tipo *gap winds*) alcanzaron la región alrededor de las 18:00 LST del 2 de agosto (no se muestra).

- **Vientos desde el sur canalizados por el valle MC**, fueron observados durante todo el periodo de simulación. aparentemente, estos vientos representaron una corriente de aire más seco, a la cual le tomó 6 horas alcanzar el Caribe colombiano (Figura 6.20). Esta corriente de vientos se presentó con mayor claridad al nivel de 850 hPa y contribuyó a la formación de líneas de convergencia que dieron lugar a la formación del SCM simulado.
- Entre las 18:00 y las 22:00 LST del 2 de agosto, se produjo un fortalecimiento de los vientos horizontales dentro de una región de la capa límite, tipo **jet nocturno** (Figura 6.21 f). Tal efecto pudo estar asociado al desacople entre la capa superficial y las partes medias y altas de la capa límite, producto de la disminución en la divergencia de flujo turbulento de momentum durante las primeras horas de la noche, lo cual disminuye los efectos de fricción dentro de la capa límite, favoreciendo el fortalecimiento de los vientos horizontales.

Las condiciones mencionadas marcaron el estado de la troposfera en bajos niveles, generando la formación de una línea de convergencia cerca a la Serranía de San Lucas, alrededor de las 23:00 LST del 2 de agosto (Figura 6.25), donde además del encuentro entre vientos, la presencia de topografía pudo haber favorecido la formación de procesos convectivos húmedos debido a que los vientos provenientes del sur (vientos del valle MC) y los vientos del norte (vientos mar-tierra) alcanzaron la Serranía de San Lucas, donde son forzados por la montaña para ascender, favoreciendo la convección al sur de la región Caribe.

El modelo simuló que el SCM tuvo ~15 km de altura desde la formación de su primera celda convectiva (Figura 6.17 a y 6.25 a), en el piedemonte de la Serranía de San Lucas. Gracias a la simulación del modelo se pudo diagnosticar la sucesión de celdas convectivas, mostrando que las celdas nuevas se formaron al norte (al frente) de las celdas maduras, dándole características de un “*trailing stratiform MCS*” (Houze, 2018). El SCM simulado involucró 4 celdas convectivas dentro de su ciclo vida, con un desplazamiento hacia el mar Caribe, donde cesó su actividad (Figura 6.17).

La Figura 6.26 resume el estado de la atmósfera asociado a la formación del evento Ayapel. Las condiciones sinópticas mostraron que el SCM fue influenciado por ambientes convectivos asociados al paso de un EW, además de la incursión de vientos desde la cuenca del Amazonas, causados por un gradiente de presión al nivel de 850 hPa hacia el norte. En la mesoescala, se observó un conjunto de corrientes de vientos, incluyendo vientos húmedos desde la costa de Córdoba al nivel de 925 hPa y 10 metros, desde 6 horas antes a la iniciación del SCM; además de vientos húmedos a 925 hPa, canalizados por la cordillera occidental desde 4 horas antes de la iniciación. Al nivel de 925 y 850 hPa, se dieron vientos secos desde el sur del país, canalizados por el valle MC. El modelo simuló que estos vientos se fortalecen o debilitan cada 6 horas. En los niveles de 700 y 500 hPa, hubo vientos desde el

sureste, los cuales favorecieron la convergencia sobre la región de actividad del SCM. A estos vientos les tomó 4 horas alcanzar el Caribe desde el sureste.

En las etapas posteriores (maduración y decaimiento), los vientos desde el mar Caribe se debilitaron e invirtieron su dirección, mientras que los vientos desde el valle MC y los vientos del sureste en media troposfera se fortalecieron. Estas condiciones favorecieron la desorganización del SCM y su eventual disipación.

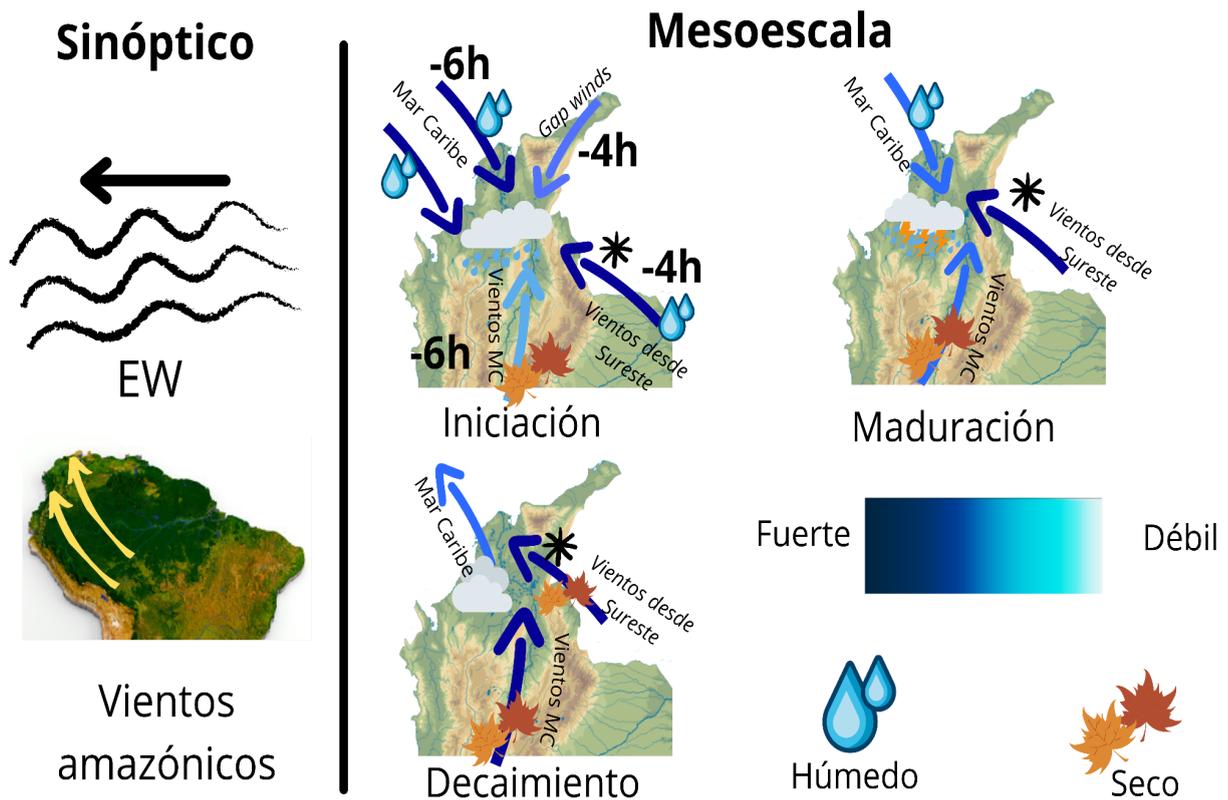


Figura 6.26 Ilustración de las condiciones sinópticas y de mesoescala asociadas al evento Ayapel. Las flechas representan los vientos en niveles de baja troposfera (925 y 850 hPa) mientras que las flechas con un asterisco representan vientos en la media troposfera (700 y 500 hPa). Las horas sobre las flechas en la fase de iniciación indican con cuántas horas de antelación fueron observadas las corrientes.

6.6 Material suplementario para el evento Ayapel

La Figura 6.S1 presenta la comparación entre la precipitación simulada y la observada por GPM, en relación con el ciclo de vida del evento Ayapel. Se pudo observar que en todas las etapas, la precipitación simulada tuvo un área e intensidad menor a la reportada por GPM (Figura 6.S1). No obstante, el modelo simuló relativamente bien que el SCM comenzó a precipitar sobre la cordillera occidental-central alrededor de las 23:00 LST del 2 de agosto (Figura 6.S1 a y d).

Además, se observa un desplazamiento de la lluvia hacia las regiones del centro de Córdoba y Bolívar, alrededor de las 03:00 LST del 3 de agosto (Figura 6.S1 b y e), y la finalización del evento al alcanzar el mar Caribe (Figura 6.S1 c y f). Al igual que los patrones de nubosidad, la precipitación simulada por WRF tuvo una duración menor a las observaciones satelitales.

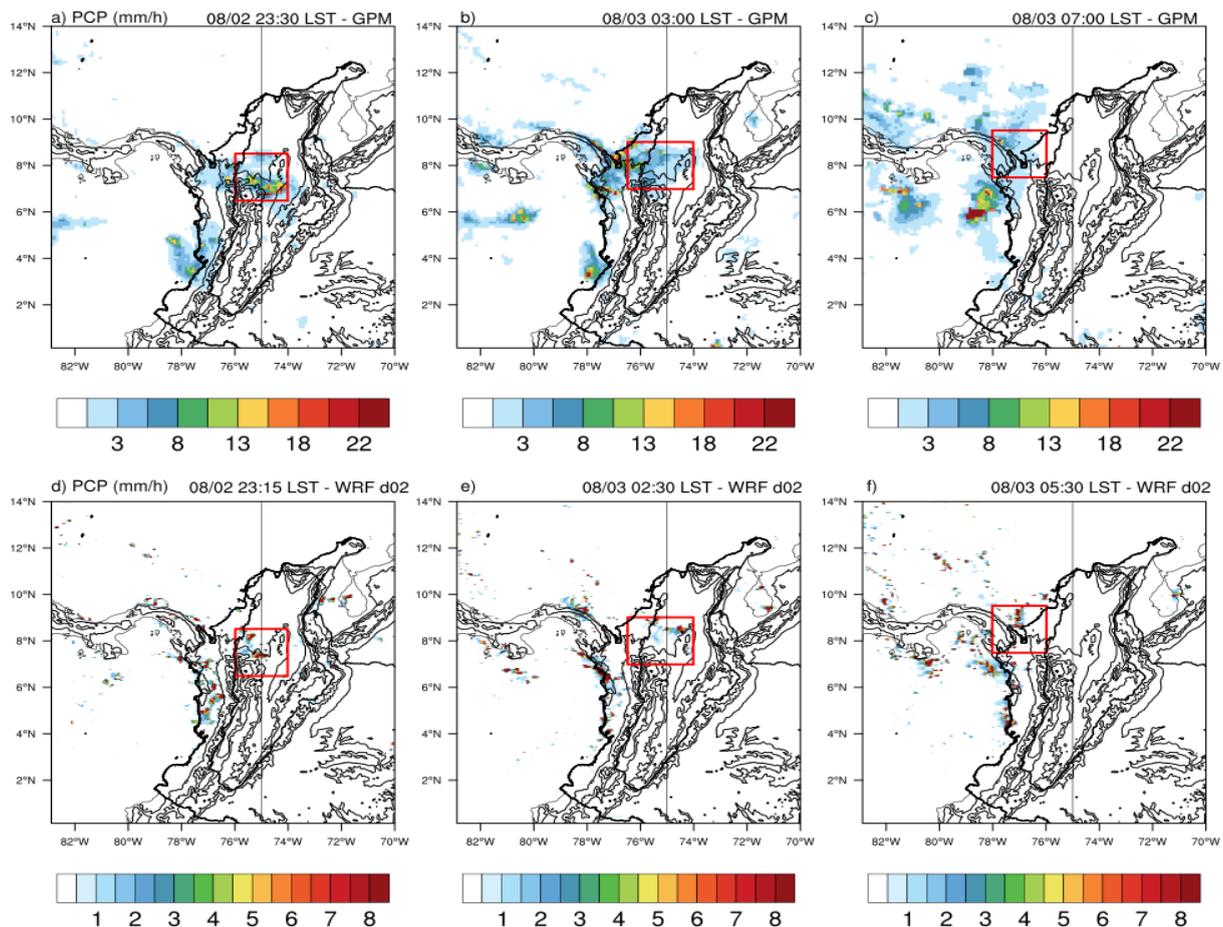


Figura 6. S1 Campos de precipitación (PCP) de GPM (a-c) y de WRF-d02 (d-f) para las etapas del evento Ayapel. Los rectángulos definen las regiones donde fueron calculados los promedios espaciales de la Figura 6.16.

7. Discusión y conclusiones generales

7.1 Características del ciclo de vida de los eventos: nubosidad y precipitación

El Caribe colombiano ha sido reconocido como uno de los lugares del mundo donde más se suelen desarrollarse núcleos convectivos anchos, profundos y/o anchos-profundos, especialmente en las noches de la temporada de junio a agosto (Zipser et al., 2006; Zuluaga y Houze, 2015; Jaramillo et al., 2017; Liu et al., 2020; Hernandez-Deckers, 2022). Dichos núcleos convectivos pueden estar asociados a etapas iniciales (e.g. los núcleos convectivos profundos) y/o maduras (e.g. los núcleos convectivos anchos o anchos-profundos) de los SCMs (Houze et al., 2015; Zuluaga y Houze, 2015).

El ciclo diurno de la ocurrencia de los eventos convectivos organizados en el norte de Colombia muestra que estos sistemas suelen desarrollarse al sur de la región Caribe, donde la topografía es marcada debido a la presencia de la Serranía de San Lucas y las cordilleras central y oriental de los Andes (Figura 3.1; Zuluaga y Houze, 2015; Jaramillo et al., 2017; Hernandez-Deckers, 2022).

Los eventos seleccionados en este trabajo a partir de la base de datos de núcleos convectivos de la Universidad de Washington (J. Wang et al., 2019) y el periodo de fuertes lluvias ocurrido en agosto de 2021 (Heraldo, 2021; Semana, 2021; Tiempo, 2021), ocurrieron en las noches-madrugadas dentro de la temporada de junio a agosto. La Tabla 7.1 resume algunas de las características principales de los SCMs seleccionados. Se observó que todos los eventos duraron más de 6 horas y superaron los 100000 km². Se resalta que el evento Magdalena es el de mayor área de nubosidad, pero de menor duración e intensidad de precipitación, mientras que el evento Ayapel fue el de menor área, pero el que generó mayores acumulados de precipitación. Lo anterior podría sugerir que no necesariamente los sistemas de mayor tamaño son los que tienen una mayor intensidad de precipitación (Hernandez-Deckers, 2022).

En la Figura 7.1 se puede apreciar los campos de BT para las etapas de iniciación, maduración y decaimiento de los eventos de SCMs. En la etapa de iniciación de todos los eventos, se pudieron apreciar núcleos convectivos profundos sobre los Andes, al sur de la región Caribe (Figura 7.1 a, d y g), donde se ha reportado que se da la mayor ocurrencia de este tipo de sistemas (Zuluaga y Houze, 2015; Jaramillo et al., 2017; Hernandez-Deckers, 2022). En el caso del evento Córdoba, también se pudo observar un núcleo convectivo sobre el norte del Caribe (Figura 7.1 d).

Durante la fase de maduración, los eventos presentaron un desarrollo sobre los departamentos de Córdoba, Bolívar y Sucre (la región central del Caribe colombiano; Figura 7.2 b, e y h). Estas regiones presentan una topografía principalmente plana, así que, probablemente, los núcleos convectivos maduros tuvieron un espacio libre

para desarrollarse, e.g. la topografía homogénea permite que algunos procesos superficiales, como la convergencia de vientos o el desarrollo de una mayor área de la piscina fría de los SCMs, se den de manera más organizada, favoreciendo la duración del sistema (Yang et al., 2017; Feng et al., 2018; Houze, 2018; Feng et al., 2019). Estos factores pueden favorecer el desarrollo de SCMs con una mayor área y formas más organizadas. Por ejemplo, el evento Córdoba tuvo una forma redonda en su estado de maduración (Figura 7.1 b). Estas condiciones están relacionadas con una mayor duración de los SCMs (Machado y Laurent, 2004).

Todos los casos estudiados presentaron un desplazamiento hacia el mar Caribe, y una vez alcanzaron la costa, finalizaron su actividad. Este desplazamiento puede estar asociado a los vientos desde el sureste identificados en la media troposfera a partir del reanálisis ERA5 (Figuras 4.8, 5.8 y 6.8).

Los casos de estudio seleccionados mostraron una tasa de crecimiento pronunciada durante sus fases de iniciación, como es usual de los SCMs (Vila et al., 2008; Houze, 2018). El evento Magdalena presentó el crecimiento más acelerado y alcanzó la mayor área, además de presentar la mayor tasa de decrecimiento, lo que lo llevó a ser el SCM de menor duración (Figura 7.2 y Tabla 7.1). Por otro lado, el evento Ayapel tuvo un crecimiento menos acelerado, tomándole alrededor de 4 horas superar el umbral de los 10000 km²; además, fue el SCM con menor área pero con mayor precipitación acumulada. El evento Córdoba tuvo un comportamiento intermedio entre ambos SCMs (Figura 7.2). Todos los eventos superaron el umbral de 80000 km²; no obstante, el evento Magdalena se mantuvo ~8 horas por encima del umbral, lo que pudo estar asociado a que este fue el evento más homogéneo (*esférico*) entre los tres eventos estudiados (Figura 7.1 b y 7.2). El evento menos organizado (Ayapel) solo se mantuvo por encima del umbral de 80000 km² por ~ 3 horas (Figura 7.1 y 7.2 h). El evento Córdoba estuvo ~5 horas por encima de 80000 km² (Figura 7.2).

Tabla 7.1 Características de los SCMs seleccionados. El área fue estimada por la temperatura de brillo de NCEP-MERGIR. La precipitación corresponde a la estimada por las estaciones IDEAM.

Eventos	Fecha	Duración (h)	Área (km ²)	Precipitación (mm)
Magdalena	18-junio-2018	10 h	144000	25
Córdoba	23-julio-2019	13 h	118000	40
Ayapel	03/agosto-2021	9 h	110000	70

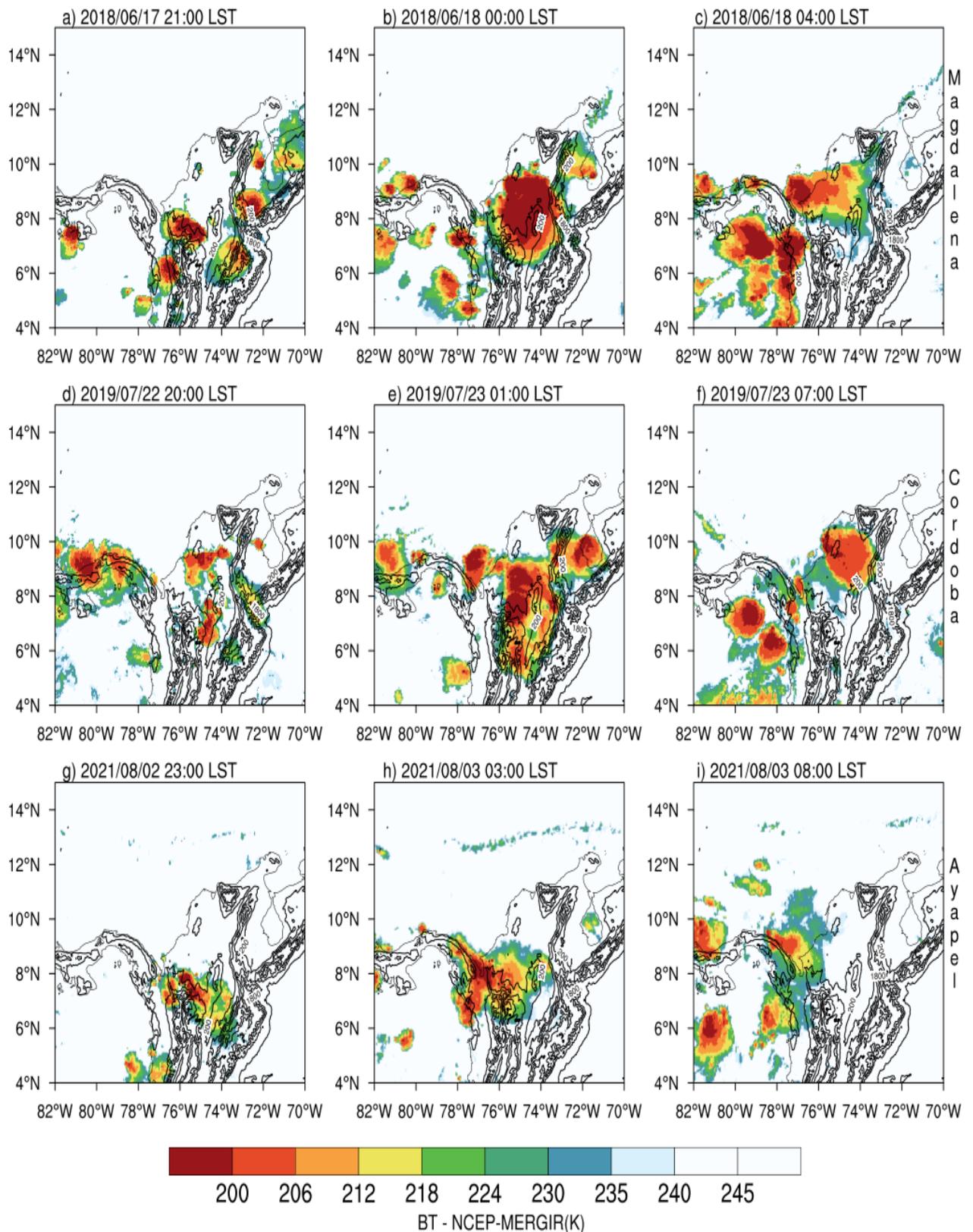


Figura 7.1 Campos de temperatura de brillo (BT, por sus siglas en inglés) de NCEP-MERGIR para las etapas de iniciación (a, d y g), maduración (b, e y h) y decaimiento (c, f y i) del ciclo de vida de los eventos Magdalena (a-c), Córdoba (d-f), y Ayapel (g-i).

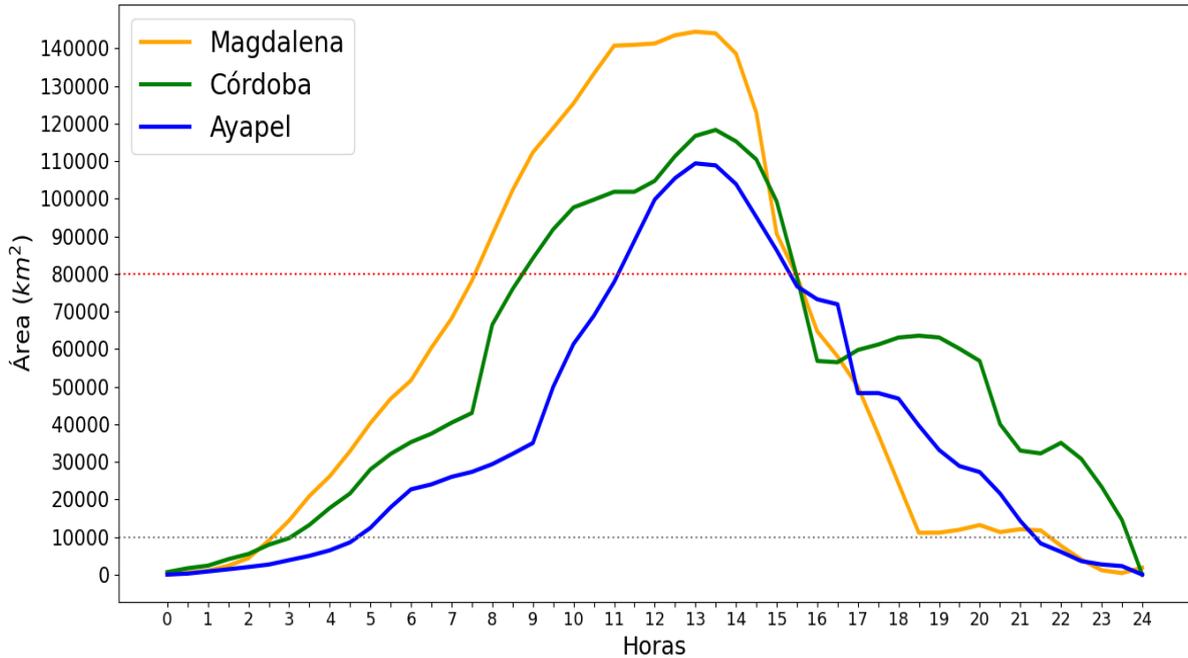


Figura 7.2 Serie de tiempo del área de los eventos Magdalena (naranja), Córdoba (verde) y Ayapel (azul) registrada por la temperatura de brillo de NCEP-MERGIR. La línea gris señala el umbral de 10000 km² y la línea roja el umbral de 80000 km².

7.2 Condiciones sinópticas

Las condiciones de gran escala (o sinópticas) tienen un rol en el desarrollo de ambientes convectivos. En el caso del norte de Suramérica, se han señalado algunos aspectos importantes como el paso de las EW (Kouadio et al., 2012; Gomes et al., 2015; Giraldo-Cárdenas et al., 2022), el CLLJ (Amador, 2008; Cook y Vizy, 2010), la distribución continental de presión (Espinoza et al., 2020; Espinoza et al., 2021), y la ITCZ, entre otros (Martinez et al., 2019).

El análisis de las EW basado en las anomalías de vorticidad, viento meridional, PW y precipitación del reanálisis ERA5 y GPM para una ventana de 2 días antes de la ocurrencia de los eventos, logró evidenciar el paso de una EW sobre el norte de Suramérica en los días de los eventos Córdoba y Ayapel, mientras que para el evento Magdalena no hubo patrones relacionados con el paso de una EW. Los eventos que presentaron la actividad de EWs pudieron verse favorecidos por la convergencia y el ascenso de masas de aire asociados al desplazamiento de la onda tropical, especialmente el evento Córdoba, en el cual se pudo evidenciar el transporte de humedad (aumentos de PW) a lo largo de la trayectoria de la EW (Figura 3.4 b, e y h; sección 3). Así, para este evento, la EW favoreció la formación de un ambiente convectivo y húmedo. En el caso del evento Ayapel, no se observó dicho patrón de humedad, por lo que probablemente la onda solo favoreció un ambiente convectivo.

Para todos los casos de estudio seleccionados, el CLLJ presentó condiciones más fuertes de lo usual (Figuras 4.5, 5.5 y 6.5). El estudio de Cook y Vizy (2010) sugiere que esta condición favorece la divergencia de humedad en el norte de Colombia, lo cual desfavorece la formación de un ambiente húmedo. No obstante, los ambientes atmosféricos alrededor de los tres eventos mostraron patrones de convergencia sobre el continente, especialmente al sur de la región de Córdoba, causados por la configuración de circulaciones locales (e.g los vientos del valle MC o los vientos mar-tierra). Estos resultados sugieren que posiblemente el CLLJ no fue un factor importante en el desarrollo de los SCMs.

La distribución de presión en escala sinóptica para el día de cada evento de SCM mostró un comportamiento similar, presentando un gradiente de presión con mayores presiones en el sur y menores presiones en el noroeste del continente, es decir, sobre el Caribe y Pacífico colombiano (Figuras 3.6, 4.6 y 5.6). Bajo esta configuración, se observaron dos patrones de vientos a 850 hPa a lo largo del continente Suramericano:

- Una corriente de vientos hacia el sur del continente (i.e. desde el Amazonas hacia el sur de los Andes). Por otro lado, se dio una circulación ciclónica sobre Panamá (Figura 3.6). Esta última promueve un recurvamiento del CLLJ y favorece el transporte de aire hacia la cordillera occidental-central de los Andes, generando un mecanismo en la formación de convección (Poveda et al., 2014; Zuluaga y Houze, 2015; Mejía et al., 2021). Esta configuración influyó el ambiente atmosférico asociado al evento Córdoba.
- Una corriente de vientos desde el Amazonas hacia el norte de Suramérica. Este patrón de viento promueve el transporte de momentum desde la cuenca del Amazonas hacia el norte del continente. Los estudios de Espinoza et al. (2020, 2021) sugieren que este patrón favorece la formación de eventos de precipitación en el norte de Suramérica. Vale la pena resaltar que los vientos desde el sur que logran ingresar a la extensión Colombiana de los Andes, son canalizados por el valle MC y generan el transporte de aire seco, favoreciendo la convergencia de masas en el norte de Colombia. Esta configuración influyó el ambiente atmosférico asociado a los eventos Magdalena y Ayapel.

Con estos resultados, los ambientes sinópticos podrían resumirse en tres tipos: un Tipo A, caracterizado por vientos desde la cuenca del Amazonas hacia el norte del continente, sin actividad de EW (evento Magdalena); un segundo (Tipo B) con el paso de una EW y una circulación ciclónica sobre Panamá (evento Córdoba); y un tercero que combina el paso de una EW, y los vientos hacia el norte desde el Amazonas (Tipo AB, evento Ayapel).

7.2 Condiciones de mesoescala cerca a la iniciación de los eventos según ERA5

Los ambientes atmosféricos representados por el reanálisis ERA5 en los tres casos estudiados presentaron condiciones de altos contenidos de humedad. La humedad a lo largo de la columna de atmósfera (i.e. PW) aumentó gradualmente alrededor de 6 horas antes de la iniciación de todos los eventos (Figuras 4.11 a, 5.11 a y 6.11 a). Dichos aumentos fueron coherentes con los aumentos en la convergencia horizontal de humedad específica a lo largo de la columna de atmósfera (i.e. $-\nabla \cdot \mathbf{Q}$), la cual se intensificó ~8 horas antes de la iniciación del evento, y 2 horas antes de iniciar los aumentos de PW (Figuras 4.11 a, 5.11 a y 6.11 a). Los eventos sobre el Amazonas estudiados por Adams et al. (2013) presentaron aumentos de PW alrededor de 4-8 horas antes de la iniciación de los eventos convectivos.

Otra condición importante para el desarrollo de los sistemas convectivos es el acople entre patrones de divergencia en alta troposfera, con convergencia en la baja troposfera. Dicha configuración promueve la convección (Houze, 2018; Schumacher y Rasmussen, 2020), la cual pudo ser húmeda, ya que el análisis reprodujo altos niveles de PW y $-\nabla \cdot \mathbf{Q}$. El reanálisis mostró dicho acople de divergencia/convergencia alrededor de 4 horas antes de la iniciación de los eventos (Figura 4.11 b, Figura 5.11 b, y Figura 6.11 b). En todos los casos, los ambientes en la alta troposfera mostraron vientos anómalamente fuertes desde el norte y condiciones de RH > 80% (Figuras 4.9, 5.9 y 6.9).

En la media troposfera, se observaron vientos desde el sureste, los cuales transportaron aire con anomalías positivas de RH hacia la región de iniciación del SCM, en el sur del Caribe (Figuras 3.8, 4.8 y 5.8). A pesar de que este patrón fue claro en los tres eventos estudiados, en el evento Magdalena estos vientos alcanzaron la región desde el sureste del país en cuestión de 4 horas (Figuras 4.8 y 4.11 b). Mientras que en los eventos Ayapel y Córdoba hubo vientos con dirección noroeste sobre el Caribe desde 6 horas antes de los eventos, los cuales se debilitaron gradualmente hasta favorecer la convergencia en este nivel cerca al momento de iniciación de los eventos (Figuras 4.8, 6.8, 4.11 b, 6.11).

En la baja troposfera, se observaron patrones similares entre los eventos (e.g. vientos mar-tierra, vientos del MC y vientos desde el Pacífico), con configuraciones diferentes. Por ejemplo, en los tres eventos hubo vientos mar-tierra, pero en el evento Magdalena estos se observaron 2 horas antes de su iniciación, para el evento Córdoba se observaron 4 horas antes, y para el evento Ayapel se observaron 6 horas. Las discrepancias entre eventos pueden estar asociadas a que este nivel de la troposfera es más sensible a fenómenos de bajo nivel, como por ejemplo, las dinámicas turbulentas de la capa límite. Así, los patrones de circulación dentro de la baja troposfera de ERA5 involucrados en la formación de una región de convergencia para esta región fueron:

- **Evento Magdalena:** Vientos mar-tierra desde 2 horas antes de la iniciación del evento y vientos del sur anómalamente fuertes desde el valle MC, los cuales se debilitaron cerca al momento de iniciación del evento.
- **Evento Córdoba:** Vientos mar-tierra y vientos zonales anómalamente fuertes desde el Pacífico 4 horas antes de la iniciación del evento.
- **Evento Ayapel:** Vientos mar-tierra desde 6 horas antes de la iniciación del evento, vientos zonales anómalamente fuertes desde el Pacífico 4 horas antes de la iniciación del evento, y vientos meridionales anómalamente fuertes desde el valle MC, los cuales se debilitaron cerca al momento de iniciación del evento.

A pesar de las diferencias temporales, los eventos Magdalena y Córdoba tienen en común la circulación de vientos mar-tierra, mientras que el evento Ayapel presentó una configuración que incluye las circulaciones de ambos eventos, i.e. vientos del valle MC y vientos mar-tierra. Teniendo en cuenta que el evento Ayapel fue el más intenso (Tabla 7.1), se podría considerar que la configuración de este evento es la más peligrosa en la formación de SCMs. Así, podría dividirse los ambientes en Tipo A-ERA5 (Evento Magdalena), Tipo B-ERA5 (Evento Córdoba), y Tipo AB-ERA5 (Evento Ayapel).

7.3 Desempeño del modelo WRF en resolución de *convección permitida*

Las simulaciones diseñadas para los casos de estudio lograron reproducir coherentemente la formación de sistemas convectivos organizados nocturnos, sobre el Caribe colombiano (Figuras 4.14, 4.15, 5.14, 5.15, 6.14 y 6.15). Algunas de las diferencias entre los SCMs observados (por NCEP-MERGIR, GPM e IDEAM) y simulados se concentraron principalmente en la fase de iniciación de los eventos.

A pesar de que el modelo produjo la formación de los núcleos convectivos anchos-profundos sobre el piedemonte de los Andes, al sur de la región, coherente con los SCMs observados, el modelo no logró producir los procesos de fusión involucrados en la formación de algunos sistemas. Por ejemplo, en el caso del evento Córdoba, el cual inició por la fusión de dos núcleos convectivos según las estimaciones de NCEP-MERGIR y GPM mientras que el evento simulado fue producto del fortalecimiento orográfico de un núcleo convectivo sobre la cordillera central (Figura 3.14). En la mayoría de casos, estas diferencias conllevan a que el modelo produjera eventos con una mayor área de nubosidad; sin embargo, el modelo produjo una menor área de precipitación (Figuras 4.14, 4.15, 5.14, 5.15, 6.14 y 6.15), lo cual ha sido un sesgo observado en este tipo de simulaciones (Fan et al., 2017).

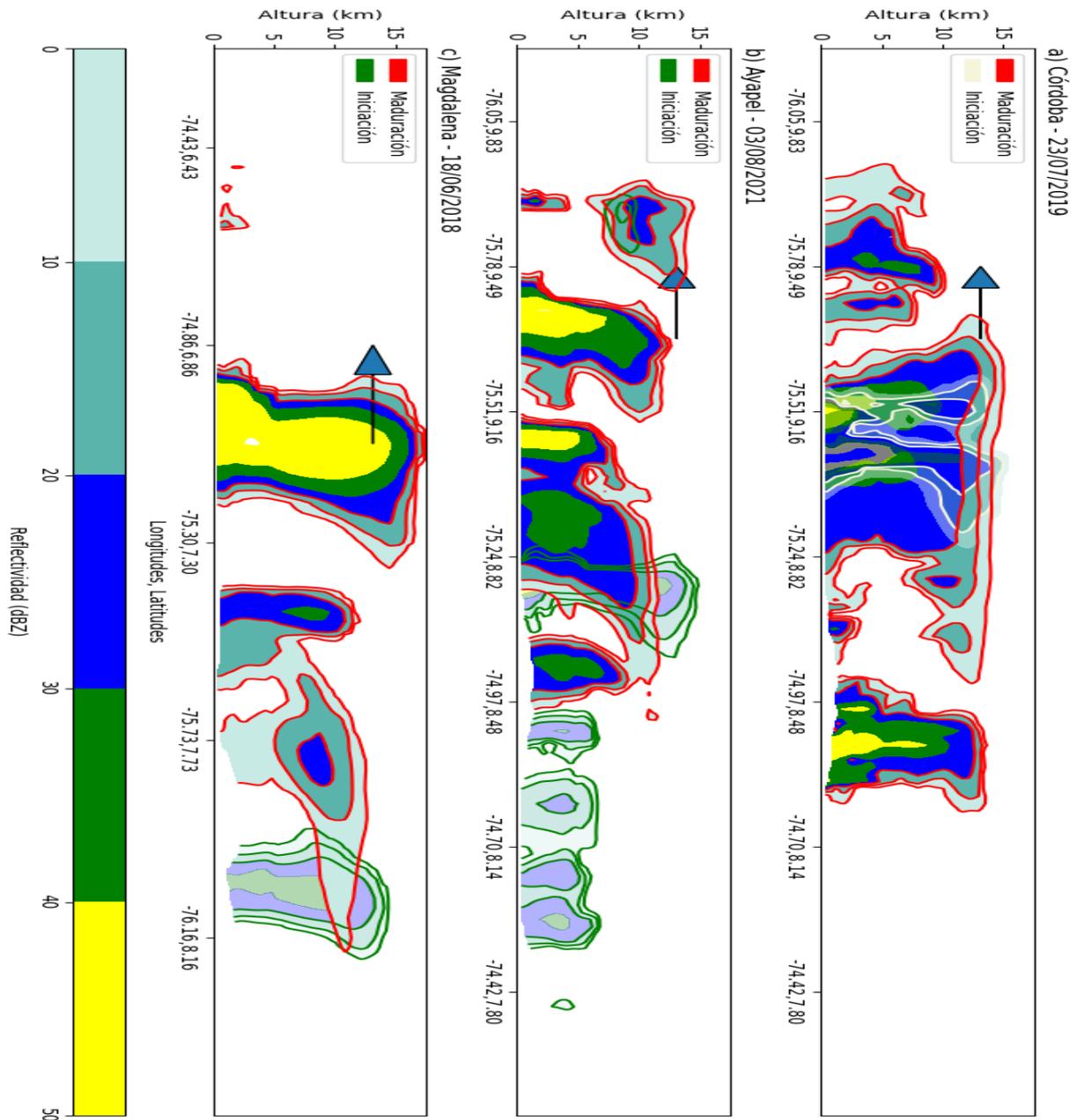


Figura 7.3 Secciones verticales de reflectividad para las etapas de iniciación (contornos blancos y verdes) y maduración (contornos rojos) de los eventos Córdoba (a), Ayapel (b), y Magdalena (c). Las flechas indican el desplazamiento de los SCMs. En el evento Córdoba no hubo un desplazamiento aparente entre las etapas de iniciación y maduración. Las secciones verticales de Córdoba (a) y Ayapel (b) tienen una orientación desde norte a sur, mientras que Magdalena (c) tiene una orientación de sur a norte.

En todos los casos estudiados, la precipitación acumulada por WRF subestimó los reportes de IDEAM (usados como referencia). Sin embargo, fueron los más cercanos a la realidad, en comparación con GPM y ERA5, en los eventos Magdalena y Córdoba (Figuras 4.16 a y 5.16 a). Para el evento Magdalena, el dominio con mayor resolución (d03, con tamaño de caja de 1.3 km), mostró acumulados que alcanzaron las magnitudes de IDEAM (Figura 4.16 a). Para el evento Ayapel, los acumulados más

realistas fueron representados por GPM, seguidos por los simulados por WRF (Figura 5.16 a). Por otro lado, el modelo tuvo problemas al reproducir la tasa de precipitación; en este caso, el modelo presentó resultados más heterogéneos, mostrando desfases temporales y de magnitud de la precipitación (Figuras 4.16 b, 5.16 b y 6.16 b).

Los núcleos convectivos anchos y profundos producidos por el modelo iniciaron cerca al piedemonte de la Serranía de San Lucas (alrededor de 75°W y 7.5°S ; Figura 7.3 a-c). Allí, se dio el desarrollo de celdas convectivas de hasta 15 km de profundidad (Figura 7.3). El modelo logró reproducir la sucesión de celdas convectivas, las cuales mantuvieron los SCMs activos por más de 8 horas, involucrando la formación (decaimiento) de aproximadamente el ciclo de 3 celdas en cada evento (Figuras 4.17, 5.17 y 6.17). Todos los eventos tuvieron un desplazamiento aparente hacia el noreste, hasta alcanzar el mar Caribe, donde el modelo produjo la disipación de los SCMs (Figuras 4.17, 5.17, 6.17 y 7.3).

El ejercicio de evaluación realizado en este trabajo concluye que a pesar de los sesgos del modelo, como por ejemplo la subestimación del área de lluvias y la sobrestimación del área de nubosidad, este es capaz de capturar la formación de eventos convectivos organizados sobre una región tropical con topografía compleja, como lo es el norte de Colombia. En este ejercicio de simulación *simple* (e.g. no tuvo asimilación de datos, pero se usaron condiciones de frontera realistas de ERA5), el modelo capturó la ocurrencia de los eventos en simulaciones con tiempo de inicio 24 horas antes de la ocurrencia del evento real, mostrando patrones de nubosidad y precipitación coherentes con la realidad. Esto motiva a realizar ejercicios de simulaciones de convección permitida mejor diseñados, lo cual podría incluso llevar a la realización de pronósticos meteorológicos, o incluso, a simulaciones en escalas climáticas, con el objetivo de aumentar el conocimiento sobre las dinámicas convectivas en esta región. Simulaciones de CP pueden ser una herramienta valiosa en la reducción del riesgo alrededor de los posibles impactos de las tormentas de mesoescala, y sus posibles alteraciones futuras bajo el marco del cambio climático.

7.4 Condiciones de mesoescala asociadas a los eventos según WRF

El modelo simuló que el estado de la atmósfera cercano a la formación de los eventos tuvo condiciones húmedas e inestables. En los tres casos estudiados, se observaron aumentos de Max CAPE y PW en coherencia con disminuciones de la temperatura en el tope de la nube (CTT por sus siglas en inglés) desde ~ 8 horas antes de la iniciación de los SCMs (Figuras 4.18 a-c, 5.18 a-c y 6.18 a-c; Figura 7.4 a, c, d y e). En el modelo, los aumentos de PW fueron del 9% para el evento Magdalena (Figura 7.4 a), del 11% para el evento Ayapel (Figura 7.4 c), y del 18% para el evento Córdoba (Figura 7.4 e). En promedio, el aumento fue de ~ 12.6% entre los tres eventos (Figura 7.4 g). A pesar de que los aumentos de PW tuvieron diferentes magnitudes de evento a evento, el periodo de aumento fue similar (~ 8 horas), lo

cual podría sugerir que la tasa de aumento de PW y Max CAPE (y sus escalas de tiempo) tiene un rol importante en el desarrollo de ambientes favorables para los SCMs. Vale la pena mencionar que los aumentos de PW estuvieron asociados con la formación de nubosidad profunda, similar a los resultados obtenidos por Adams et al. (2013).

Otro patrón común entre los eventos simulados fue la formación de una zona de convergencia de vientos en la baja troposfera, especialmente al nivel de 925 hPa (Figura 7.4 b, d, f y h). Particularmente, el comportamiento de la divergencia en la baja troposfera (925 y 850 hPa) fue similar entre las tres simulaciones (Figura 7.4 b, d y f). Esto puede sugerir que aspectos asociados a la variabilidad diurna (e.g. la radiación solar) tienen patrones similares a los días en los que los SCMs suelen suceder. Por ejemplo, la divergencia a 925 hPa sobre la región de actividad de los SCMs simulados mostró señales de convergencia durante las tardes y parte de la noche, cuando el continente estuvo posiblemente más cálido que el mar. Adicionalmente, la convergencia de vientos se concentró principalmente al sur de la región Caribe, donde hay topografía marcada (Figura 3.1). Es posible que las diferentes corrientes de vientos interactúen con las montañas mediante un forzamiento orográfico; análogamente, el propio ciclo diurno de los vientos de montaña pudo favorecer la convergencia. La combinación de estos factores pudo haber favorecido la formación de zonas de intensa convección, en el sur de la región Caribe.

A pesar de la similitudes temporales en los patrones de convergencia ~6 horas antes de la iniciación de los eventos (Figura 7.4 b, d, f y h), se observaron diferencias en los patrones de los campos horizontales de vientos en la baja troposfera producidos por el modelo. El único patrón común visto en los tres eventos fue la entrada de vientos del este, canalizados por la Sierra Nevada de Santa Marta y la cordillera Central (tipo *gap winds*), los cuales alcanzaron la región de los SCMs en cuestión de 3-4 horas (Figura 7.6).

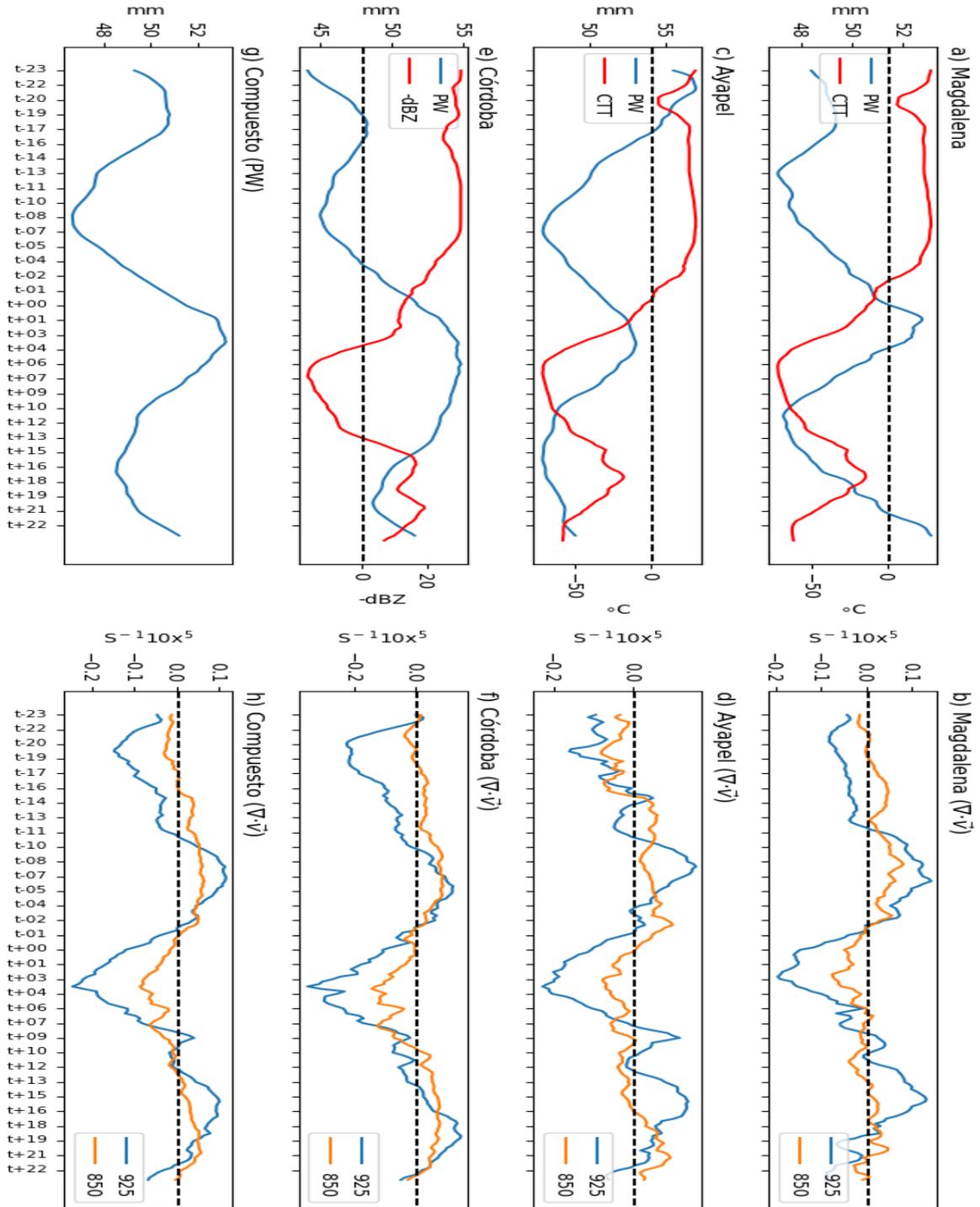


Figura 7.4 Series de tiempo de WRF para agua precipitable (PW) y temperatura de tope de nube (CTT), y divergencia ($\nabla \cdot \vec{v}$) a 925 y 850 hPa para los eventos Magdalena (a y b); Ayapel (c y d); y Córdoba (e y f) según información de ERA5. Para el evento Córdoba se graficó la reflectividad negativa (i.e dBZ x -1). (g y h) Promedio de las tres simulaciones para cada variable (i.e. Compuesto).

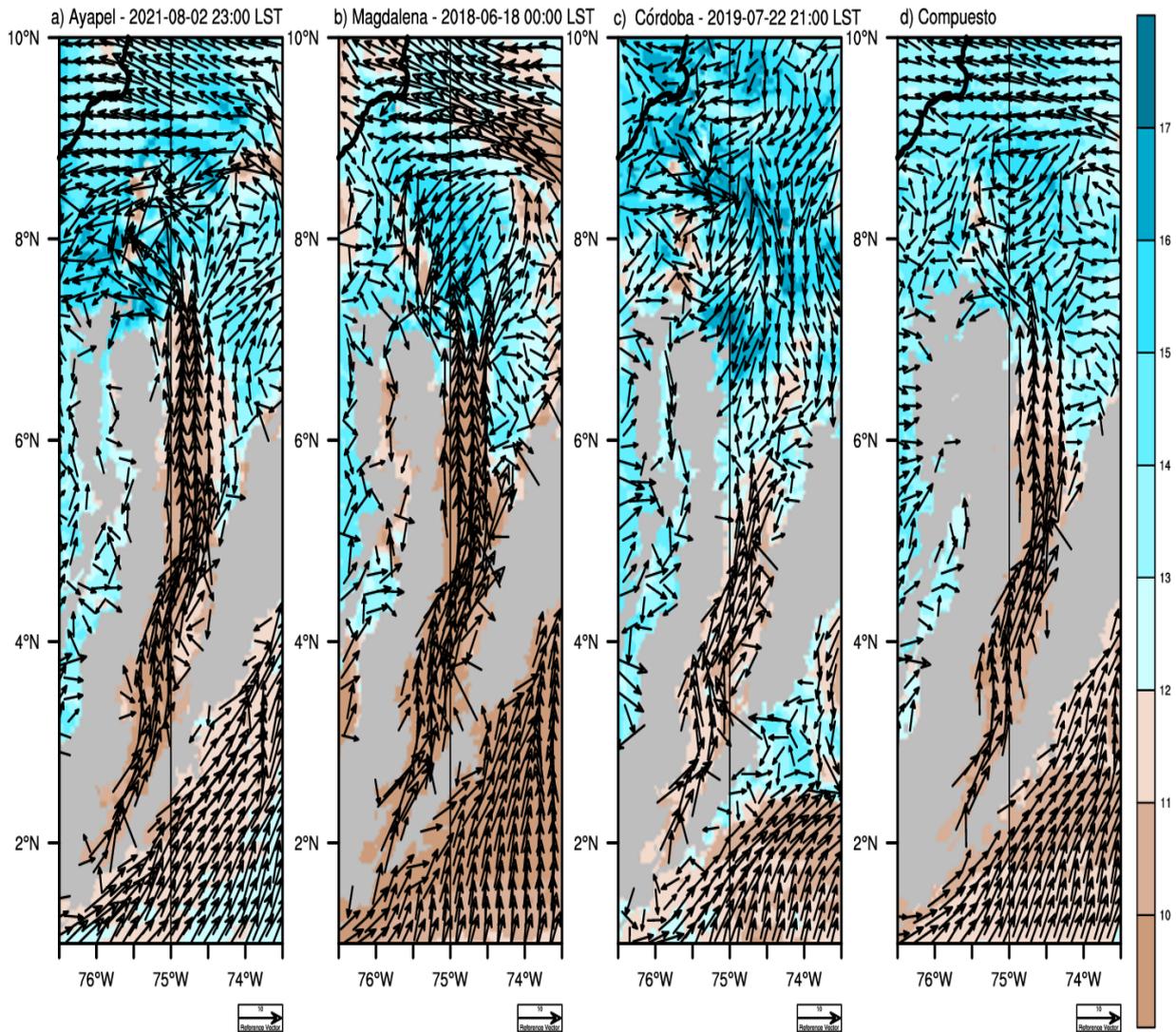


Figura 7.5 Campos de razón de mezcla de vapor de agua (colores) y vientos a 850 hPa para los momentos de iniciación de los eventos Ayapel (a), Magdalena (b), Córdoba (c), y el promedio de los tres eventos (Compuesto) (d).

Los experimentos de simulación CP realizados con el modelo WRF mostraron que dentro del valle MC se dio una corriente de vientos canalizados más secos con dirección hacia el norte del país (Figura 7.5). Este patrón se observó en todos los casos estudiados, por lo que dicha corriente fue clara en el compuesto (o promedio) multieventos (Figura 7.5 d). Sin embargo, esta corriente de aire más seco solo tuvo influencia sobre la formación de los SCMs de los eventos Ayapel y Magdalena: en ambos casos, los vientos desde el sur alcanzaron la región de actividad de los SCMs, favoreciendo la formación de las líneas de convergencia, las cuales promovieron los fenómenos convectivos asociados a la iniciación y mantenimiento de los eventos (Figuras 4.24 y 5.26). Los campos de bajo nivel de la razón de mezcla de vapor agua y vientos (especialmente a 850 hPa) mostraron que esta corriente tomó unas 6 horas en alcanzar el sur de Córdoba (donde finaliza el valle MC) y otras 6 horas en alcanzar la costa del Caribe colombiano (Figuras 4.20 y 6.20).

En el caso de la simulación del evento Córdoba, la corriente de vientos del valle MC se restringió hasta la mitad del valle (alrededor los 6°N, 75°W, Fig. 7.5 c) y no alcanzó la región de actividad del SCM. En este caso, la convergencia de vientos fue más influenciada por los vientos costeros (Figura 7.5 c). Estos resultados podrían sugerir que existe una condición para que los vientos del MC favorezcan la formación de SCMs en el Caribe: los vientos deben cruzar el centro del valle MC con cierta velocidad y dirección para alcanzar el sur de Córdoba, y así favorecer la formación de sistemas convectivos organizados. De lo contrario, la circulación puede restringirse hasta el centro del valle MC, como se observó en la simulación del evento Córdoba (Figura 7.5 c).

La Figura 7.6 contiene los campos de Max CAPE y vientos a 925 hPa producidos por el modelo durante la tarde y noche. Como se mencionó anteriormente, en todos los casos simulados se evidenciaron vientos desde el noreste canalizados por la Sierra Nevada de Santa Marta y la cordillera oriental (tipo *gap winds*), entre las 19:00 y 21:00 LST. Esta corriente de vientos transportó masas de aire hacia la región de actividad de los SCMs, favoreciendo la convergencia (Figuras 7.6 b, c, e, f, h y i).

En los eventos Ayapel y Córdoba, desde las horas de la tarde (i.e 15:00 LST), el modelo produjo vientos mar-tierra sobre las costas de Córdoba y Bolívar, las cuales sufrieron una intensificación durante las horas de la noche (i.e. 19:00 y 21:00 LST), posiblemente asociados a la reducción de la divergencia del flujo de momento turbulento dentro de la capa límite planetaria (Tijm et al., 1999; Viner et al., 2021). Tanto los vientos de mar a tierra, como la aceleración nocturna de los vientos (Figuras 3.22 y 5.21), promovió el transporte de aire inestable y húmedo hacia la región de actividad de los dos eventos, favoreciendo la formación de líneas de convergencia.

En la simulación del evento Magdalena, solo se evidenciaron vientos mar-tierra a las 15:00 LST y 21:00 LST, sobre la costa de Córdoba (Figura 7.6 g y i). Este patrón podría no estar asociado al comportamiento diurno usual de las brisas marinas (Miller et al., 2003). Sin embargo, los vientos mar-tierra durante la noche favorecieron la entrada de aire inestable al continente, promoviendo un ambiente convectivo.

Con las lecciones aprendidas a través del modelo WRF, las estructuras de mesoescala en niveles bajos se podrían dividir en Tipo Meso-A (vientos del valle MC; observados en el evento Magdalena), Tipo Meso-B (vientos mar-tierra intensificados durante la noche; observados en el evento Córdoba), y una combinación entre ambas configuraciones, Tipo Meso-C (observada en el evento Ayapel). La Figura 7.7 resume los patrones de estas estructuras. En general se puede observar que existe una ventana de 6 horas entre la formación de estas estructuras de mesoescala y la iniciación de los SCMs, siendo esta escala de tiempo más corta para los vientos *gap* (4 horas) y el *jet nocturno* (2 horas).

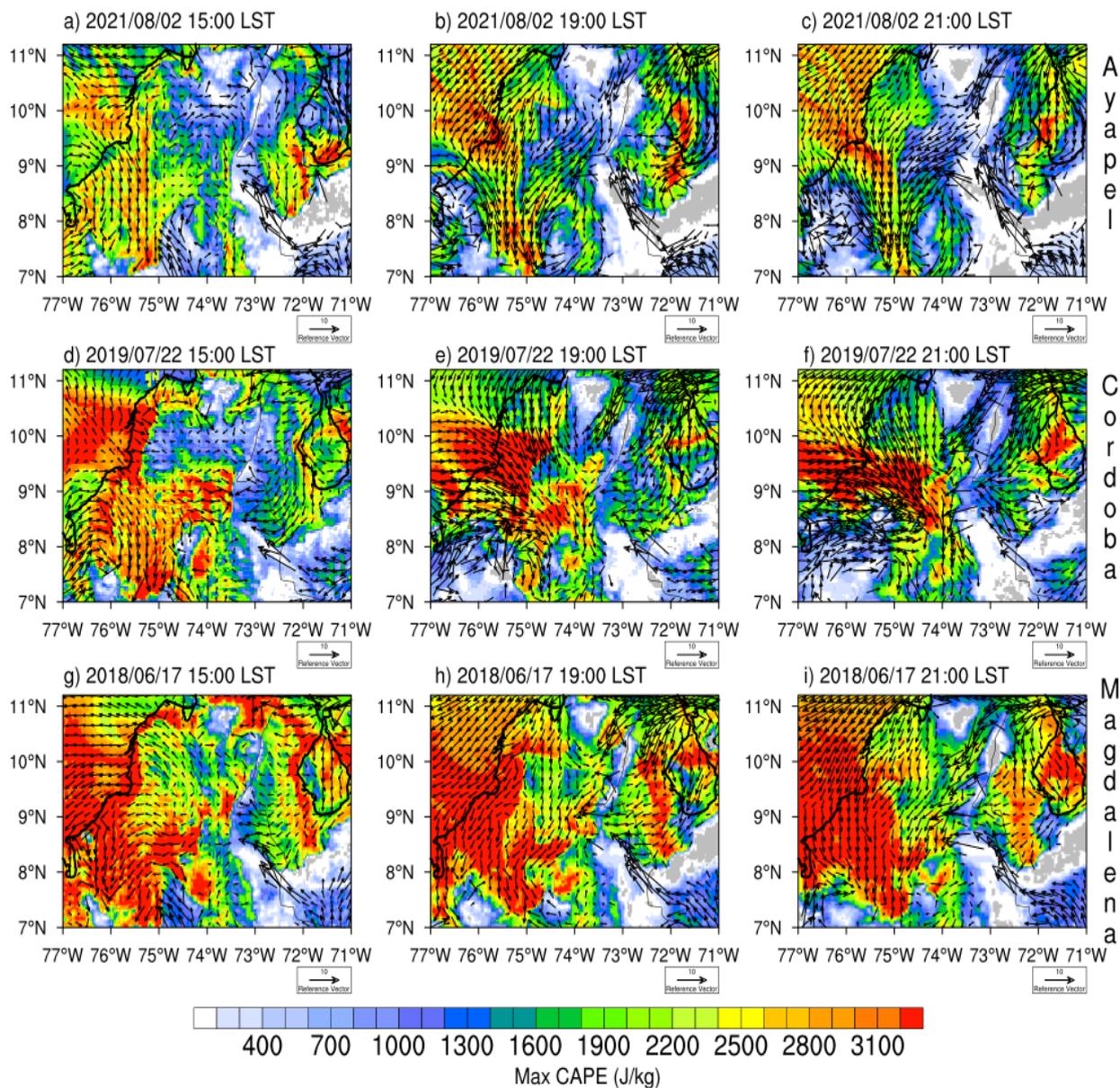


Figura 7.6 Campos de Max CAPE con vientos a 925 hPa para la tarde, tarde-noche y noche de los eventos Ayapel (a-c), Córdoba (d-f), y Magdalena (g-i).

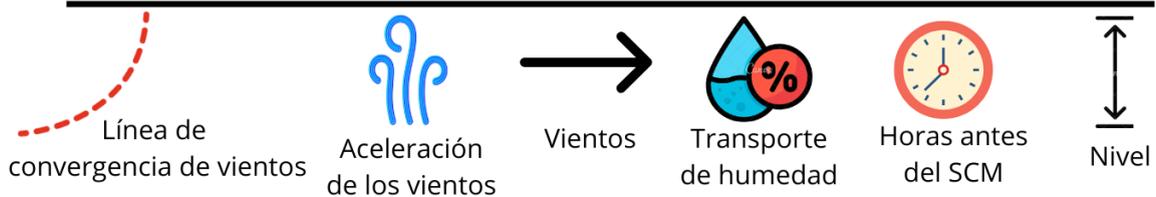
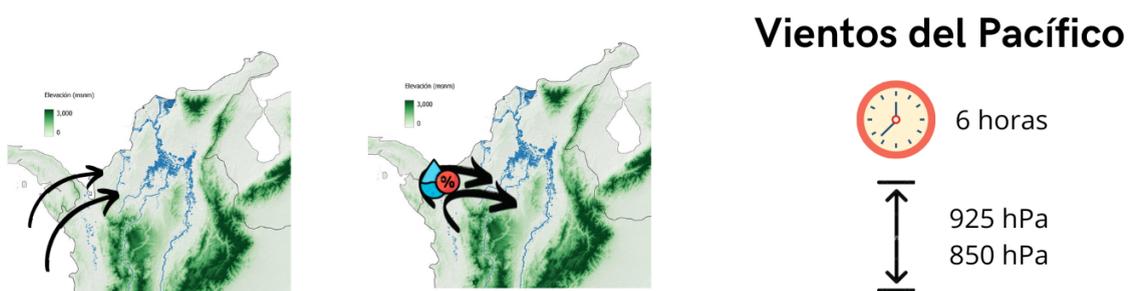
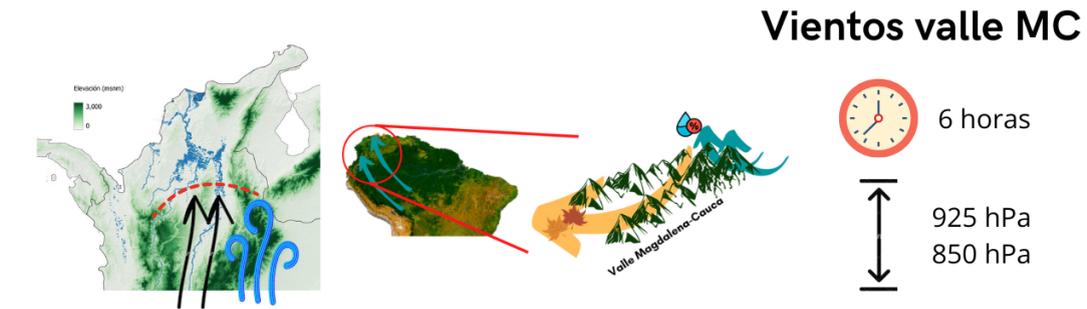
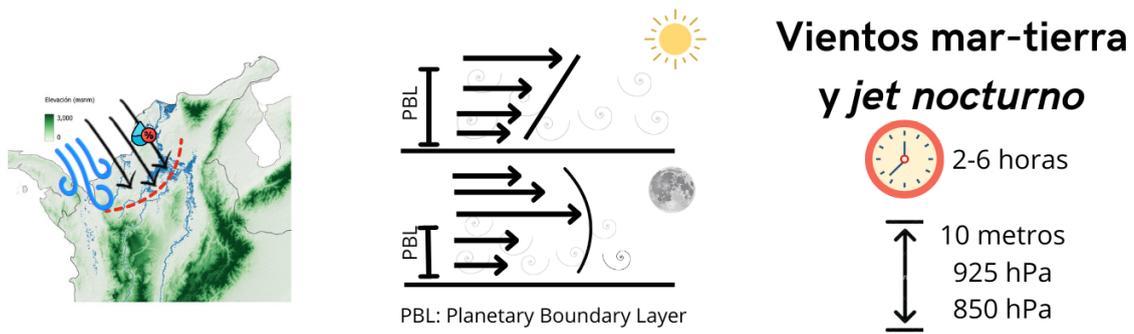


Figura 7.7 Ilustración resumen de las circulaciones asociadas a la formación de los eventos de SCM estudiados en la parte baja de la cuenca MC, ubicada en el norte de Colombia.

8. Material suplementario

8.1 Pruebas de sensibilidad del modelo WRF para el evento Magdalena

Con el objetivo de aumentar el detalle en la caracterización de los eventos de mesoescala, se realizaron experimentos de simulación con resolución CP con el modelo WRF. Para el evento Magdalena se realizaron una serie de pruebas de sensibilidad de microfísica, con un tamaño de celda de 4 km, empleando dos de los esquemas más usados: Thompson (Thompson et al., 2008) y Morrison (Morrison et al., 2009). En una de las simulaciones se utilizó el esquema New Tiedtke (Zhang y Wang, 2017) de física de Cumulus, debido a la posible sensibilidad a la *zona gris* de los modelos (Jeworrek et al., 2019; Honnert et al., 2020). Los esquemas de radiación, superficie y terreno fueron iguales en todas las pruebas.

Los resultados de las primeras pruebas mostraron que la simulación no era realmente muy sensible a los esquemas de microfísica; en estas, se observaron SCMs con un área de nubosidad menor a la reportada por NCEP-MERGIR, además de una subestimación en la precipitación con respecto a GPM e IDEAM (no se muestra). Al activar la parametrización de Cumulus, el modelo representó una sobrestimación de la nubosidad, aunque las subestimaciones de precipitación persistieron (no se muestra). Este tipo de limitaciones en las parametrizaciones de microfísica también fueron observadas por Fan et al. (2017); Feng et al. (2018); Hoyos et al. (2019). Estos autores asocian los sesgos con una subestimación de la precipitación estratiforme y del área de *escudo de hielo* en la parte alta de las tormentas, además de una posible sobrestimación de los procesos convectivos.

Con estos resultados se procedió a realizar pruebas con los esquemas de capa límite planetaria, empleando los esquemas de *Yonsei University Scheme* (YSU; Hong et al., 2006) y *Mellor-Yamada-Nakanishi Niino 2.5* (MYNN; Nakanishi y Niino, 2009), bajo una configuración de dos dominios anidados, uno externo de tamaño de rejilla de 4 km y uno interno de 1.3 km, y con esquema de Cumulus apagado. Este experimento presentó mejoras en la representación de nubosidad y precipitación, especialmente el dominio interno de 1.3 km de tamaño de caja, con el esquema de YSU.

Los resultados de las pruebas de capa límite y dos dominios anidados motivaron a realizar una tercera prueba, para la que se emplearon tres dominios: un dominio externo de 12 km de tamaño de celda, uno interno de 4 km y otro interno de 1.3 km. Diferentes ejercicios de simulación sugieren que *suavizar* la reducción de escala de la resolución de las condiciones iniciales y de frontera, favorece la representación en los dominios internos (e.g. Kumar et al., 2014; Bhate, 2016; Bodine y Rasmussen, 2017; Giovannini et al., 2021). Los resultados de esta prueba mostraron que no hubo muchas diferencias entre los sistemas simulados para el dominio de 4 km y el de 1.3 km (Figuras 4.14 y 4.15). Por tanto, no hubo una *ganancia* importante al emplear

mayores recursos computacionales para diseñar la simulación a una escala de 1.3 km.

Así, se concluyó que la mejor configuración consistió en emplear dos dominios (uno exterior de 12 km de tamaño de caja y uno interno de 4 km), empleando la parametrización de microfísica de Morrison, de capa límite planetaria de YSU, y con el esquema de Cumulus apagado, excepto en el dominio d01 (dominio exterior). Empleando estas lecciones previas, dicha configuración se utilizó en las simulaciones para los eventos Córdoba y Ayapel.

8.2 ERA5 vs WRF: el valor agregado de las simulaciones CP

La motivación para emplear los recursos necesarios para desarrollar las simulaciones *simples* (i.e sin asimilación de datos) de los eventos de SCMs con el modelo WRF a resolución de convección permitida, fue llegar a aumentar el detalle más allá de lo que el reanálisis climático ERA5 podría ver. Por ejemplo en la Figura 8.1 a y b se comparan la topografía del valle MC vista por el modelo WRF y ERA5, es claro que el aumento de resolución aumenta el nivel de detalle de la topografía, mostrando con mayor claridad las pendientes y los picos en las montañas del valle. En el reanálisis, el valle MC tiene 1 píxel de ancho en su parte más angosta, y hasta 4-6 píxeles en su parte más ancha, mientras que en el modelo los comprende con un mayor número de píxeles (Figura 8.1 a y b).

Esta diferencia hace que los procesos dentro del valle, como los vientos canalizados, sean mejor representados por el modelo. En la Figura 8.1 c y d se muestra la comparación entre las corrientes de vientos canalizados por el valle MC y vapor de agua a 850 hPa, en el momento de iniciación del evento Magdalena. A pesar de que en ambas bases de datos se puede diferenciar la corriente de vientos hacia el norte, y que los contenidos de vapor de agua de esta corriente son menores con respecto a los del norte del país, desde la visión más fina del modelo logra detallar mejor la corriente, por ejemplo, se puede diferenciar que en el centro del valle MC los vientos sufren una aceleración, mientras que en el reanálisis no es claro (Figura 8.1 c y d).

La Figura 8.2 presenta una comparación entre la visión de WRF (primera columna) y ERA5 (segunda columna) para la región de la costa del Caribe colombiano. De nuevo, en el modelo pueden diferenciarse con mayor detalle la distribución de topografía, por ejemplo, el pico máximo y pendientes de la Sierra Nevada de Santa Marta (Figura 8.2 a). En los campos de vientos y vapor de agua a 925 hPa para la tarde (c y d) y noche (e-h) para el día del evento Córdoba, según lo visto por WRF y ERA5. En la tarde, el modelo produjo vientos mar-tierra en las costas de Córdoba, Sucre y Bolívar (Figura 8.2 c), mientras que en el reanálisis se vieron vientos tierra-mar en Córdoba, y vientos mar-tierra en la costa de Bolívar, es decir, patrones heterogéneos a lo largo de la costa Caribe (Figura 8.2 d). Durante el periodo de la noche (a las 19:00 y 21:00 LST), ambas bases de datos produjeron la entrada de

vientos mar-tierra desde las costas hasta las montañas al sur de la región, además de la entrada de vientos desde el Pacífico (Figura 8.2 e-h). No obstante, en el modelo se pudo diferenciar con mayor claridad que estos vientos sufrieron un fortalecimiento durante la noche, la cual favoreció la convergencia de vientos en el sur de la región (Figura 8.2 g), en el reanálisis esta característica no fue tan clara (Figura 8.2 h).

Por otro lado, algunos procesos que pudieron involucrar la topografía no fueron producidos por el reanálisis: para el evento Córdoba, fue importante la convergencia de vientos desde el Pacífico (Figura 5.25 g), y desde el noreste canalizados por la Sierra Nevada de Santa Marta y la cordillera oriental (Figura 8.3 e y g). En el reanálisis la entrada de vientos desde el Pacífico no fue clara (Figura 5.12 g), ni tampoco los vientos canalizados desde el sudoeste (Figura 8.2 f y h).

En resumen, al realizar las simulaciones a mayor resolución que el reanálisis se pudieron evidenciar características locales que son detonantes en el desarrollo de los SCMs, que no pudieron haber sido analizadas únicamente con ERA5. No obstante, se requiere realizar una evaluación a partir de observaciones *in situ*, para así definir cual de las bases de datos se encuentra más cercana a la realidad.

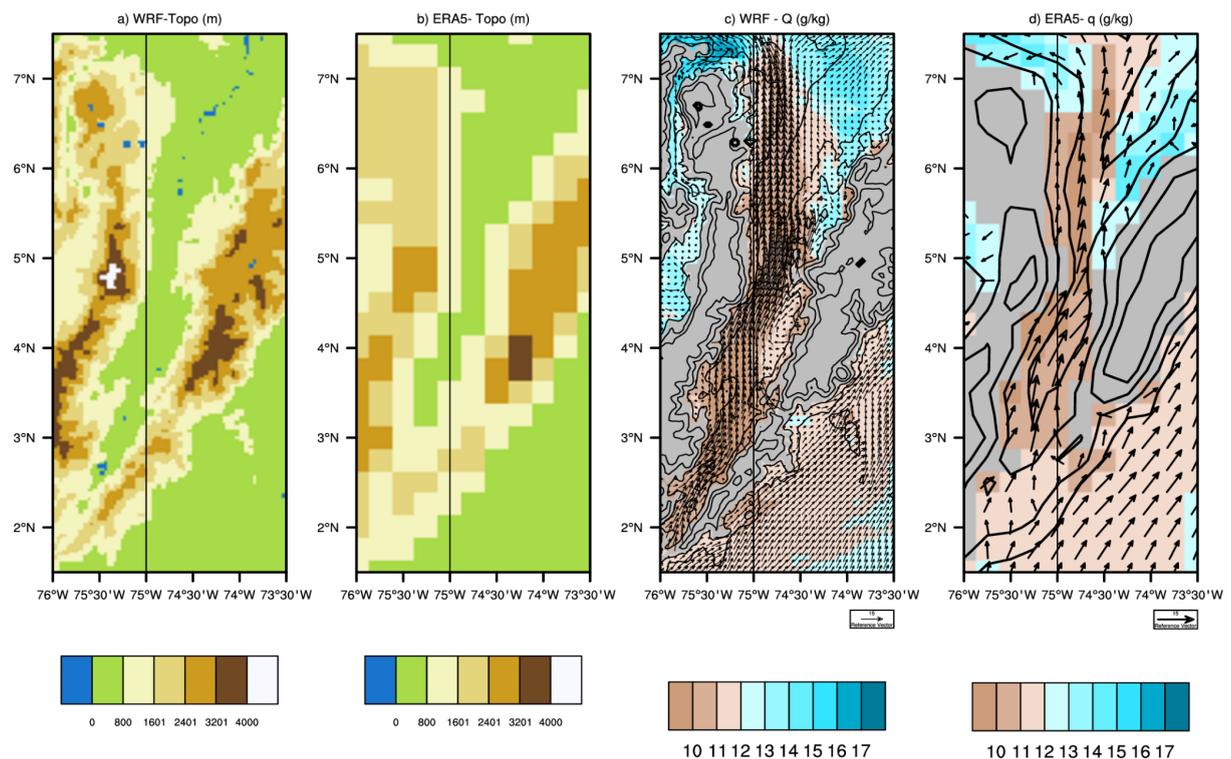


Figura 8.1 Campos de topografía del modelo WRF do2 a 4 km (a) y ERA5 (b) de razón de mezcla de vapor de agua de WRF do2 a 4 km (c), y humedad específica de ERA5 (d). Para el momento de iniciación del evento Magdalena.

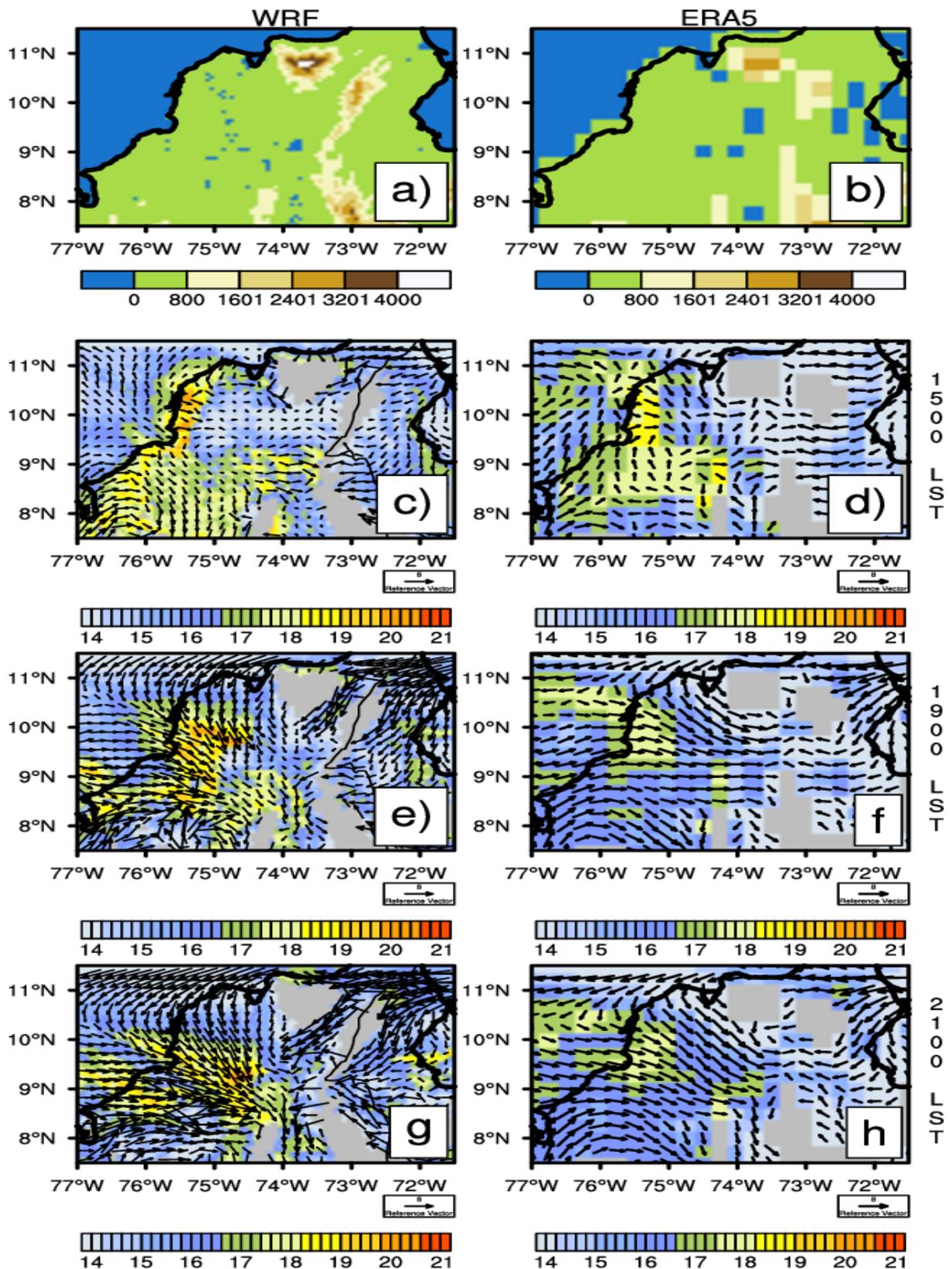


Figura 8.2 Campos de topografía , y de viento a 925 hPa a las 15:00 (c-d), 19:00 (e-f) y 21:00 (g y h) del 22 de julio de 2019, cuando ocurrió el evento Córdoba, según (a) la simulación WRF do2 a 4 km y (b) ERA5.

9. Referencias

- Adams, D. K., Gutman, S. I., Holub, K. L., & Pereira, D. S. (2013). GNSS observations of deep convective time scales in the Amazon. *Geophysical Research Letters*, 40(11), 2818–2823. <https://doi.org/10.1002/grl.50573>
- Amador, J. A. (2008). The Intra-Americas Sea Low-level Jet. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146(1), 153–188. <https://doi.org/10.1196/annals.1446.012>
- Arias, P. A., Garreaud, R., Poveda, G., Espinoza, J. C., Molina-Carpio, J., Masiokas, M., Viale, M., Scaff, L., & van Oevelen, P. J. (2021). Hydroclimate of the Andes Part II: Hydroclimate Variability and Sub-Continental Patterns. *Frontiers in Earth Science*, 8, 505467. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.505467>
- Ashouri, H., Hsu, K.-L., Sorooshian, S., Braithwaite, D. K., Knapp, K. R., Cecil, L. D., Nelson, B. R., & Prat, O. P. (2015). PERSIANN-CDR: Daily Precipitation Climate Data Record from Multisatellite Observations for Hydrological and Climate Studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(1), 69–83. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00068.1>
- Azorin-Molina, C., Tijm, S., Ebert, E. E., Vicente-Serrano, S.-M., & Estrela, M.-J. (2014). High Resolution HIRLAM Simulations of the Role of Low-Level Sea-Breeze Convergence in Initiating Deep Moist Convection in the Eastern Iberian Peninsula. 20.
- Bhate, J., Kesarkar, A. P., Karipot, A., Subrahamanyan, B. D., Rajasekhar, M., Sathiyamoorthy, V., & Kishtawal, C. M. (2016). A sea breeze induced thunderstorm over an inland station over Indian South Peninsula – A case study. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 148, 96–111.
- Bodine, D. J., & Rasmussen, K. L. (2017). Evolution of Mesoscale Convective System Organizational Structure and Convective Line Propagation. *Monthly Weather Review*, 145(9), 3419–3440. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0406.1>
- Buckley, R. L., & Kurzeja, R. J. (1997). An Observational and Numerical Study of the Nocturnal Sea Breeze. Part I: Structure and Circulation. *Journal of Applied Meteorology*, 36(12), 1577–1598. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036<1577:AOANSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036<1577:AOANSO>2.0.CO;2)
- Camacho, J., & Bedoya, V. (2020). ESTUDIO DE LA CIRCULACIÓN BRISA MAR – TIERRA ENTRE EL MAR CARIBE Y EL MUNICIPIO DE AYAPEL [Universidad de Antioquia]. <https://bibliotecadigital.udea.edu.co/handle/10495/15495>
- Cancelada, M., Salio, P., Vila, D., Nesbitt, S. W., & Vidal, L. (2020). Backward Adaptive Brightness Temperature Threshold Technique (BAB3T): A Methodology to Determine Extreme Convective Initiation Regions Using Satellite Infrared Imagery. *Remote Sensing*, 12(2), 337. <https://doi.org/10.3390/rs12020337>
- Chen, X., Zhang, F., & Zhao, K. (2016). Diurnal Variations of the Land–Sea Breeze and Its Related Precipitation over South China. *JOURNAL OF THE ATMOSPHERIC SCIENCES*, 73, 23.
- Cook, K. H., & Vizio, E. K. (2010). Hydrodynamics of the Caribbean Low-Level Jet and Its Relationship to Precipitation. *Journal of Climate*, 23(6), 1477–1494.

- <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3210.1>
- Diaz, F., Ortiz, D., & Roman, F. (2022). Lightning climatology in Colombia. *Theoretical and Applied Climatology*. <https://doi.org/10.1007/s00704-022-04012-9>
- Espinoza, J. C., Garreaud, R., Poveda, G., Arias, P. A., Molina-Carpio, J., Masiokas, M., Viale, M., & Scaff, L. (2020). Hydroclimate of the Andes Part I: Main Climatic Features. *Frontiers in Earth Science*, 8, 64. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00064>
- Espinoza, J.-C., Arias, P. A., Moron, V., Junquas, C., Segura, H., Sierra-Pérez, J. P., Wongchuig, S., & Condom, T. (2021). Recent changes in the atmospheric circulation patterns during the dry-to-wet transition season in south tropical South America (1979-2020): Impacts on precipitation and fire season. *Journal of Climate*, 1-56. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0303.1>
- Fan, J., Han, B., Varble, A., Morrison, H., North, K., Kollias, P., Chen, B., Dong, X., Giangrande, S. E., Khain, A., Lin, Y., Mansell, E., Milbrandt, J. A., Stenz, R., Thompson, G., & Wang, Y. (2017). Cloud-resolving model intercomparison of an MC3E squall line case: Part I—Convective updrafts. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(17), 9351-9378. <https://doi.org/10.1002/2017JD026622>
- Feng, Z., Houze, R. A., Leung, L. R., Song, F., Hardin, J. C., Wang, J., Gustafson, W. I., & Homeyer, C. R. (2019). Spatiotemporal Characteristics and Large-Scale Environments of Mesoscale Convective Systems East of the Rocky Mountains. *Journal of Climate*, 32(21), 7303-7328. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0137.1>
- Feng, Z., Leung, L. R., Houze, R. A., Hagos, S., Hardin, J., Yang, Q., Han, B., & Fan, J. (2018). Structure and Evolution of Mesoscale Convective Systems: Sensitivity to Cloud Microphysics in Convection-Permitting Simulations Over the United States. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(7), 1470-1494. <https://doi.org/10.1029/2018MS001305>
- Feng, Z., Leung, L. R., Liu, N., Wang, J., Houze, R. A., Li, J., Hardin, J. C., Chen, D., & Guo, J. (2021). A Global High-Resolution Mesoscale Convective System Database Using Satellite-Derived Cloud Tops, Surface Precipitation, and Tracking. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(8). <https://doi.org/10.1029/2020JD034202>
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2(1), 150066. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
- Giovannini, L., Davolio, S., Zaramella, M., Zardi, D., & Borga, M. (2021). Multi-model convection-resolving simulations of the October 2018 Vaia storm over Northeastern Italy. *Atmospheric Research*, 253, 105455. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105455>
- Giraldo-Cardenas, S., Arias, P. A., Vieira, S. C., & Zuluaga, M. D. (2022). Easterly waves and precipitation over northern South America and the Caribbean. *International Journal of Climatology*, 42(3), 1483-1499. <https://doi.org/10.1002/joc.7315>
- Gomes, H. B., Ambrizzi, T., Herdies, D. L., Hodges, K., & Pontes da Silva, B. F. (2015).

- Easterly Wave Disturbances over Northeast Brazil: An Observational Analysis. *Advances in Meteorology*, 2015, 1–20. <https://doi.org/10.1155/2015/176238>
- Gutowski, W. J., Ullrich, P. A., Hall, A., Leung, L. R., O'Brien, T. A., Patricola, C. M., Arritt, R. W., Bukovsky, M. S., Calvin, K. V., Feng, Z., Jones, A. D., Kooperman, G. J., Monier, E., Pritchard, M. S., Pryor, S. C., Qian, Y., Rhoades, A. M., Roberts, A. F., Urban, N., & Zarzycki, C. (2020). The Ongoing Need for High-Resolution Regional Climate Models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, E664–4681.
- Heraldo, E. (2021, septiembre 2). Temporada de lluvias tiene en alerta a la región Caribe. *EL HERALDO*. <https://www.elheraldo.co/region-caribe/temporada-de-lluvias-tiene-en-alerta-la-region-caribe-843781>
- Hernandez-Deckers, D. (2022). Features of atmospheric deep convection in northwestern South America obtained from infrared satellite data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148(742), 338–350. <https://doi.org/10.1002/qj.4208>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hong, S.-Y., Noh, Y., & Dudhia, J. (2006). A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Monthly Weather Review*, 134(9), 2318–2341. <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>
- Honnert, R., Efstathiou, G. A., Beare, R. J., Ito, J., Lock, A., Neggers, R., Plant, R. S., Shin, H. H., Tomassini, L., & Zhou, B. (2020). The Atmospheric Boundary Layer and the “Gray Zone” of Turbulence: A Critical Review. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(13). <https://doi.org/10.1029/2019JD030317>
- Houze, R. A. (2014). *Cloud dynamics* (2nd edition). Academic Press is an imprint of Elsevier.
- Houze, R. A. (2018). 100 Years of Research on Mesoscale Convective Systems. *Meteorological Monographs*, 59, 17.1–17.54. <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-18-0001.1>
- Houze, R. A., McMurdie, L. A., Rasmussen, K. L., Kumar, A., & Chaplin, M. M. (2017). Multiscale Aspects of the Storm Producing the June 2013 Flooding in Uttarakhand, India. *Monthly Weather Review*, 145(11), 4447–4466. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0004.1>
- Houze, R. A., Rasmussen, K. L., Zuluaga, M. D., & Brodzik, S. R. (2015). The variable nature of convection in the tropics and subtropics: A legacy of 16 years of the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite: CONVECTIVE VARIABILITY SEEN BY TRMM. *Reviews of Geophysics*, 53(3), 994–1021. <https://doi.org/10.1002/2015RG000488>
- Hoyos, C. D., Ceballos, L. I., Pérez-Carrasquilla, J. S., Sepúlveda, J., López-Zapata, S. M., Zuluaga, M. D., Velásquez, N., Herrera-Mejía, L., Hernández, O., Guzmán-Echavarría, G., & Zapata, M. (2019). Meteorological conditions leading to the 2015 Salgar flash flood: Lessons for vulnerable regions in tropical complex terrain. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 19(11), 2635–2665.

- <https://doi.org/10.5194/nhess-19-2635-2019>
- Huffman, G. J., Stocker, E. F., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., & Tan, J. (2019). GES DISC Dataset: GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree Vo6 (GPM_3IMERGHH_06). GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree Vo6 (GPM_3IMERGHH). https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_3IMERGHH_06/summary
- IDEAM. (2022). Atlas Interactivo—Climatológico—IDEAM. <http://atlas.ideam.gov.co/visorAtlasClimatologico.html>
- Janowiak, J., Joyce, B., & Xie, P. (2017). GES DISC Dataset: NCEP/CPC L3 Half Hourly 4km Global (6oS - 6oN) Merged IR V1 (GPM_MERGIR_1). NCEP/CPC L3 Half Hourly 4km Global (6oS - 6oN) Merged IR V1 (GPM_MERGIR). https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_MERGIR_1/summary
- 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: MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEMS IN TROPICAL AMERICAS. *International Journal of Climatology*, 37, 380–397. <https://doi.org/10.1002/joc.5009>
- Jeworrek, J., West, G., & Stull, R. (2019). Evaluation of Cumulus and Microphysics Parameterizations in WRF across the Convective Gray Zone. *Weather and Forecasting*, 34(4), 1097–1115. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-18-0178.1>
- Jiménez-Sánchez, G., Markowski, P. M., Young, G. S., & Stensrud, D. J. (2020). The Orinoco Low-Level Jet: An Investigation of Its Mechanisms of Formation Using the WRF Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(13). <https://doi.org/10.1029/2020JD032810>
- Kouadio, Y. K., Servain, J., Machado, L. A. T., & Lentini, C. A. D. (2012). Heavy Rainfall Episodes in the Eastern Northeast Brazil Linked to Large-Scale Ocean-Atmosphere Conditions in the Tropical Atlantic. *Advances in Meteorology*, 2012, 1–16. <https://doi.org/10.1155/2012/369567>
- Kumar, A., Houze, R. A., Rasmussen, K. L., & Peters-Lidard, C. (2014). Simulation of a Flash Flooding Storm at the Steep Edge of the Himalayas*. *Journal of Hydrometeorology*, 15(1), 212–228. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0155.1>
- Liu, N., Liu, C., Chen, B., & Zipser, E. (2020). What Are the Favorable Large-Scale Environments for the Highest-Flash-Rate Thunderstorms on Earth? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 77(5), 1583–1612. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-19-0235.1>
- Machado, L. A. T., & Laurent, H. (2004). The Convective System Area Expansion over Amazonia and Its Relationships with Convective System Life Duration and High-Level Wind Divergence. *Monthly Weather Review*, 132(3), 714–725. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<0714:TCSAEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0714:TCSAEO>2.0.CO;2)
- Mapes, B. E., Warner, T. T., & Xu, M. (2003). Diurnal Patterns of Rainfall in Northwestern South America. Part III: Diurnal Gravity Waves and Nocturnal Convection Offshore. *Monthly Weather Review*, 131(5), 830–844. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0830:DPORIN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0830:DPORIN>2.0.CO;2)
- Markowski, P., & Richardson, Y. (2010). *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9780470682104>

- Martinez, C., Goddard, L., Kushnir, Y., & Ting, M. (2019). Seasonal climatology and dynamical mechanisms of rainfall in the Caribbean. *Climate Dynamics*, 53(1–2), 825–846. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04616-4>
- Mejía, J. F., & Poveda, G. (2005). AMBIENTES ATMOSFÉRICOS DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA SOBRE COLOMBIA DURANTE 1998 SEGÚN LA MISION TRMM Y EL RE-ANÁLISIS NCEP/NCAR. 21.
- Mejía, J. F., Yepes, J., Henao, J. J., Poveda, G., Zuluaga, M. D., Raymond, D. J., & Fuchs-Stone, Ž. (2021). Towards a Mechanistic Understanding of Precipitation Over the Far Eastern Tropical Pacific and Western Colombia, One of the Rainiest Spots on Earth. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(5). <https://doi.org/10.1029/2020JD033415>
- Miller, S. T. K., Keim, B. D., Talbot, R. W., & Mao, H. (2003). Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts: SEA BREEZE. *Reviews of Geophysics*, 41(3). <https://doi.org/10.1029/2003RG000124>
- Morrison, H., Thompson, G., & Tatarskii, V. (2009). Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. *Monthly Weather Review*, 137(3), 991–1007. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2556.1>
- Nakanishi, M., & Niino, H. (2009). Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 87(5), 895–912. <https://doi.org/10.2151/jmsj.87.895>
- Pérez, R. A., Ortiz R., J. C., Bejarano A., L. F., Restrepo L., J. C., & Franco H., A. (2018). Sea breeze in the Colombian Caribbean coast. *ATMÓSFERA*, 31(4), 389–406. <https://doi.org/10.20937/ATM.2018.31.04.06>
- Poveda, G. (2004). La hidroclimatología de Colombia: Una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. 23.
- Poveda, G., Espinoza, J. C., Zuluaga, M. D., Solman, S. A., Garreaud, R., & van Oevelen, P. J. (2020). High Impact Weather Events in the Andes. *Frontiers in Earth Science*, 8, 162. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00162>
- Poveda, G., Jaramillo, L., & Vallejo, L. F. (2014). Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers: PRECIPITATION ALONG SOUTH AMERICAN JETS AND AERIAL RIVERS. *Water Resources Research*, 50(1), 98–118. <https://doi.org/10.1002/2013WR014087>
- Rajeevan, M., Kesarkar, A., Thampi, S. B., Rao, T. N., Radhakrishna, B., & Rajasekhar, M. (2010). Sensitivity of WRF cloud microphysics to simulations of a severe thunderstorm event over Southeast India. *Annales Geophysicae*, 28(2), 603–619. <https://doi.org/10.5194/angeo-28-603-2010>
- Rasmussen, K. L., & Houze, R. A. (2016). Convective Initiation near the Andes in Subtropical South America. *Monthly Weather Review*, 144(6), 2351–2374. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0058.1>
- Rios, S. G. (2019). Orographic Control over Convection in an Inter-Andean Valley in Northern South America. 117.
- Sakamoto, M. S., Ambrizzi, T., & Poveda, G. (2011). Moisture Sources and Life Cycle of Convective Systems over Western Colombia. *Advances in Meteorology*, 2011, 1–11.

<https://doi.org/10.1155/2011/890759>

- Sarmiento-Devia, R. A., Vásquez López-Escobar, Á., Mejías, M. B., Dávila, P. M., & Franco-Herrera, A. (2013). Variabilidad intra-anual del régimen climático en sectores de surgencia en el sudeste del Mar Caribe, usando ERA Interim. *Revista de biología marina y oceanografía*, 48(3), 471-485. <https://doi.org/10.4067/S0718-19572013000300006>
- Schär, C., Fuhrer, O., Arteaga, A., Ban, N., Charpillot, C., Di Girolamo, S., Hentgen, L., Hoefler, T., Lapillonne, X., Leutwyler, D., Osterried, K., Panosetti, D., Rüdüsühli, S., Schlemmer, L., Schulthess, T. C., Sprenger, M., Ubbiali, S., & Wernli, H. (2020). Kilometer-Scale Climate Models: Prospects and Challenges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(5), E567-E587. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0167.1>
- Schumacher, R. S., & Rasmussen, K. L. (2020). The formation, character and changing nature of mesoscale convective systems. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(6), 300-314. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0057-7>
- Semana. (2021, agosto 31). Emergencia en cuatro departamentos de Colombia por las intensas lluvias. *Semana.com Últimas Noticias de Colombia y el Mundo*. <https://www.semana.com/nacion/articulo/emergencia-en-cuatro-departamentos-de-colombia-por-las-intensas-lluvias/202105/>
- Simpson, J. E., Mansfield, D. A., & Milford, J. R. (1977). Inland penetration of sea-breeze fronts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103(435), 47-76. <https://doi.org/10.1002/qj.49710343504>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J. G., Duda, M. G., Barker, D. M., & Huang, X.-Y. (2021, julio 20). A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4. Version 4.3.
- Sorooshian, S., Hsu, K.-L., Gao, X., Gupta, H. V., Imam, B., & Braithwaite, D. (2000). Evaluation of PERSIANN System Satellite-Based Estimates of Tropical Rainfall. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(9), 2035-2046. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2000\)081<2035:EOPSSE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081<2035:EOPSSE>2.3.CO;2)
- Stensrud, D. J. (1996). Importance of Low-Level Jets to Climate: A Review. *Journal of Climate*, 9(8), 1698-1711. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<1698:IOLLJT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<1698:IOLLJT>2.0.CO;2)
- Thompson, G., Field, P. R., Rasmussen, R. M., & Hall, W. D. (2008). Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. *Monthly Weather Review*, 136(12), 5095-5115. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2387.1>
- Tiempo, C. E. E. (2021, agosto 31). Fuertes lluvias de agosto dejan más de 20.500 familias damnificadas. *El Tiempo*. <https://www.eltiempo.com/colombia/otras-ciudades/lluvias-en-agosto-dejan-mas-de-20-000-familias-damnificados-en-colombia-614551>
- Tijm, S., Aarnout Jan van Delden, & Bert Holtslag. (1999). Inland Penetration. *Contributions to Atmospheric Physics*, 72(4), 317-328.
- Vila, D. A., Machado, L. A. T., Laurent, H., & Velasco, I. (2008). Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) Using Satellite Infrared Imagery:

- Methodology and Validation. *Weather and Forecasting*, 23(2), 233–245. <https://doi.org/10.1175/2007WAF2006121.1>
- Viner, B., Noble, S., Qian, J.-H., Werth, D., Gayes, P., Pietrafesa, L., & Bao, S. (2021). Frequency and Characteristics of Inland Advecting Sea Breezes in the Southeast United States. *Atmosphere*, 12(8), 950. <https://doi.org/10.3390/atmos12080950>
- Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, 29(4), 411–422. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0243-z>
- Wang, J., HOUZE, Jr., Robert. A., Fan, J., Brodzik, Stacy. R., Feng, Z., & Hardin, J. C. (2019). The Detection of Mesoscale Convective Systems by the GPM Ku-Band Spaceborne Radar. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 97(6), 1059–1073. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-058>
- Warner, T. T., Mapes, B. E., & Xu, M. (2003). Diurnal Patterns of Rainfall in Northwestern South America. Part II: Model Simulations. *Monthly Weather Review*, 131(5), 813–829. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0813:DPORIN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0813:DPORIN>2.0.CO;2)
- Yang, Q., Houze, R. A., Leung, L. R., & Feng, Z. (2017). Environments of Long-Lived Mesoscale Convective Systems Over the Central United States in Convection Permitting Climate Simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(24). <https://doi.org/10.1002/2017JD027033>
- 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>
- Zhang, C., & Wang, Y. (2017). Projected Future Changes of Tropical Cyclone Activity over the Western North and South Pacific in a 20-km-Mesh Regional Climate Model. *Journal of Climate*, 30(15), 5923–5941. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0597.1>
- Zipser, E. J., Cecil, D. J., Liu, C., Nesbitt, S. W., & Yorty, D. P. (2006). WHERE ARE THE MOST INTENSE THUNDERSTORMS ON EARTH? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1057–1070.
- Zuluaga, M. D., & Houze, R. A. (2015). Extreme Convection of the Near-Equatorial Americas, Africa, and Adjoining Oceans as seen by TRMM. *Monthly Weather Review*, 143(1), 298–316. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00109.1>