



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Biblioteca Digital FCEN-UBA

Convección extrema sobre Sudamérica: estructura interna, ciclos de vida e influencia de la topografía en la iniciación

Vidal, Luciano
2014 09 01

Tesis Doctoral

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

www.digital.bl.fcen.uba.ar

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Fuente / source:

Biblioteca Digital de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias de la Atmosfera y los Océanos

Convección extrema sobre Sudamérica: estructura interna, ciclos de vida e influencia de la topografía en la iniciación

Tesis presentada para optar por el título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias de la Atmosfera y los Océanos

Luciano Vidal

Director de tesis: Dra. Paola Verónica Salio

Consejero de Estudios: Dra. Paola Verónica Salio

Lugar de trabajo: Departamento de Investigación y Desarrollo, Servicio Meteorológico Nacional

FECHA DE DEFENSA: 1 de septiembre de 2014

Buenos Aires, 2014

Agradecimientos

Al finalizar un trabajo tan arduo y lleno de dificultades como el desarrollo de una tesis doctoral es inevitable que me invada un muy humano egocentrismo que me lleva a concentrar la mayor parte del mérito en el aporte que he hecho. Sin embargo, el análisis objetivo me muestra inmediatamente que la magnitud de ese aporte hubiese sido imposible sin la participación de personas e instituciones que han facilitado las cosas para que este trabajo llegue a un feliz término. Por ello, es para mí un verdadero placer utilizar este espacio para ser justo y consecuente con ellas, expresándoles mis agradecimientos.

Debo agradecer de manera especial y sincera a la Dra. Paola Salio, directora de esta investigación, por la orientación, el seguimiento y la supervisión continua de la misma, pero sobre todo por la motivación y el apoyo recibido a lo largo de estos años. Gracias también desde lo personal por toda la ayuda, la comprensión y el afecto recibidos.

Quiero expresar también mi más sincero agradecimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por el financiamiento otorgado a través de las becas de investigación que permitieran costear mis estudios durante el desarrollo de esta Tesis.

Deseo agradecer especialmente al Servicio Meteorológico Nacional, en particular a la Gerencia de Investigación, Desarrollo y Capacitación, por proporcionarme el lugar de trabajo y todos los medios necesarios para la realización de este trabajo de Tesis.

Al Dr. Daniel Vila por haberme provisto los programas necesarios para implementar el algoritmo de seguimiento automático de conglomerados nubosos ForTraCC y por responder todas las dudas surgidas en relación a su uso.

Un agradecimiento muy especial al Departamento de Ciencias Atmosféricas de la Universidad de Utah, en particular al Dr. Edward Zipser y al Dr. Chuntao Liu por haberme facilitado los datos del satélite TRMM y por haberme dado la posibilidad de llevar a cabo una pasantía en su grupo de trabajo, resultando ser una experiencia enriquecedora tanto en el plano profesional como personal.

Gracias a mis amigos del Servicio Meteorológico Nacional y del Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos por aguantarme todo este tiempo, por tantas charlas y consejos y por los excelentes momentos compartidos. Sin el apoyo de todos ustedes, todo esto no hubiese sido posible.

Finalmente quiero agradecer muy especialmente a mi familia por el apoyo cariñoso recibidos todo este tiempo. A todos y cada uno de ellos, Gracias!!!

Resumen

El conocimiento de las áreas donde se inicia y desarrolla la convección húmeda profunda es de crucial importancia para la comprensión del tiempo y clima en Sudamérica debido a que está relacionada con fenómenos de alto impacto social (inundaciones, vientos severos, granizo, tornados).

El objetivo de esta tesis se centra en la caracterización de los sistemas convectivos de mesoescala con propiedades extremas que se desarrollan en la región del sudeste de Sudamérica (SESA), avanzando en la comprensión de sus ciclos de vida y las áreas de iniciación. A fin de avanzar en el conocimiento de los procesos involucrados en el disparo de la convección se analizan los rasgos más sobresalientes que pre-condicionan el entorno y se indagan posibles mecanismos en relación con la topografía. Para alcanzar dicho objetivo se utilizan datos de distintos sensores remotos (TRMM y GOES) en combinación con los reanálisis NCEP-CFSR para el período 1998-2010.

Los resultados encontrados muestran que en la región tropical del continente predominan los sistemas con convección chata y de poca extensión horizontal, mientras que sobre SESA los sistemas convectivos presentan un predominio de celdas convectivas profundas, para luego desarrollar amplias regiones de precipitación estratiforme. En particular, en esta última dos regiones con topografía compleja son muy favorables para el inicio de los sistemas convectivos: las Sierras de Córdoba (CBA) y el Noroeste Argentino (NOA). Los sistemas en CBA se inician preferencialmente hacia el final del día, resultando ser más grandes ($\sim 240.000 \text{ km}^2$ en promedio) y longevos (~ 22 horas en promedio), con una dirección preferencial de desplazamiento hacia el noroeste. En cambio sus pares del NOA, se inician mayormente en horas de la tarde en fase con el calentamiento radiativo y mostrando un comportamiento más

estacionario, además de ser más chicos ($\sim 140.000 \text{ km}^2$) y durar menos horas (~ 14 horas).

La circulación y la estructura termodinámica de la atmósfera previo al desarrollo de los MCSs en el área de CBA en las primeras horas de la tarde (18Z) presenta un máximo extremo de condiciones inestables sobre la pendiente de los Andes. Estas condiciones termodinámicas ideales se combinan con una zona frontal que ayuda a la convergencia en niveles bajos cercano a la topografía por debajo de los 1000 metros promoviendo la iniciación de la convección. Los sistemas que se inician en las últimas horas del día (00Z) lo hacen en un entorno sinóptico débil donde dominan las circulaciones locales asociadas con el máximo calentamiento radiativo y el flujo hacia la topografía. En cambio, los sistemas que se inician en NOA lo hacen en un entorno dominado por un flujo anticiclónico en niveles altos (Alta Boliviana), una débil zona frontal estacionaria y un marcado flujo del noroeste en capas bajas. En esta región las circulaciones locales dominan el inicio de la convección.

Abstract

Due to the high socio-economic impact of severe weather events like floods, strong winds, hail, and tornadoes the study of the areas that are most frequently affected by deep moist convection and where the convection initiation takes place is of paramount importance.

The main goal of this Thesis is to characterize extreme mesoscale convective systems that develop over southeastern South America (SESA), through the analysis of their life cycle and their genesis region. In order to advance in the understanding of synoptic and mesoscale processes involved in the triggering of convection, the environment associated to the genesis of these systems is characterized. Particular attention is paid to the role of mesoscale circulations associated to the topography. This goal is achieved combining remote sensing data collected by two satellites: TRMM and GOES; with the NCEP-CFSR reanalysis for the period 1998-2010.

Results show that over SESA, deep moist cells predominate during the early stages of the life of the system, while a broad stratiform structure is usually found after maturity. Most of the analyzed mesoscale convective systems originate over the eastern slopes of the Andes where two main genesis regions are identified: Sierras de Córdoba (CBA) and Northwestern Argentina (NOA). Most systems that originated in CBA, initiate around sunset, tend to last longer (~22 hours on average) and reach larger sizes (~240,000 km² on average) than their NOA counterparts. Most systems that originated over NOA, initiate during the afternoon in phase with the radiative heating. Most of them show a stationary behavior, reach an average size of 140,000 km² and last for 14 hours on average.

Composites for several variables have been constructed to characterize the synoptic and mesoscale circulation associated with the initiation of convective systems in both regions. The pre-storm environments, corresponding to convective systems that originated in CBA in the early afternoon (18Z), are characterized by extreme convective instability over the eastern slopes of the Andes. A frontal zone helps to generate low-level convergence close to the topography thus promoting convection initiation. The systems that start near sunset (00Z) do so in a weaker synoptic environment, at this time, local circulations associated with heating over a sloping terrain enhances low level convergence, playing a fundamental role in the initiation of convection. Systems that start over NOA do so in an environment dominated by upper level anticyclonic flow (Bolivian High), a weak stationary frontal zone and a strong low-level northwesterly flow. In this region, mesoscale circulations dominate the initiation of convection.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1: Introducción	Pág.
1.1 Antecedentes	12
1.2 Objetivos del trabajo	17
1.3 Naturaleza del aporte	19
1.4 Organización de la tesis	20
CAPÍTULO 2: Características generales de la convección en Sudamérica vistas por TRMM	
2.1 Introducción	22
2.2 Datos utilizados: base TRMM-RPF	24
2.3 Definición de categorías de sistemas precipitantes	31
2.4 Variabilidad de la precipitación en Sudamérica y su relación con las características de la convección presente	32
2.5 Estudio comparativo entre la convección de SESA y el Amazonas	35
2.5.1 Descripción	36
2.5.2 Extensión vertical de la convección	37
2.5.3 Intensidad de la convección	41
2.6 Resumen y conclusiones	43
CAPÍTULO 3: Eventos extremos de convección y su relación con el ciclo de vida de los sistemas convectivos de mesoescala	
3.1 Introducción	45
3.2 Sistemas precipitantes extremos en SESA: definición	47
3.3 Seguimiento de tormentas	50
3.3.1 Breve repaso de los algoritmos de detección y seguimiento	50
3.3.2 Algoritmo ForTraCC	53
3.3.2.1 Etapa de identificación del sistema convectivo	54

3.3.2.2 Etapa de seguimiento del sistema convectivo	55
3.4 Composición de datos TRMM y GOES	58
3.5 Discusión de resultados	61
3.5.1 Descripción de la muestra	62
3.5.1.1 Duración de los sistemas convectivos	62
3.5.1.2 Tamaño máximo alcanzado por los sistemas convectivos	64
3.5.2 Composición de sistemas: ciclo de vida y características internas de los sistemas convectivos	67
3.5.3 Ciclo de vida de los sistemas convectivos	69
3.5.3.1 Sistemas convectivos con RPFs extremos en intensidad	70
3.5.3.2 Sistemas convectivos con RPFs extremos en precipitación ..	72
3.6 Resumen y conclusiones	74

CAPÍTULO 4: Caracterización de los SCMs que se inician cerca de la topografía

4.1 Introducción	77
4.2 Descripción de la muestra	80
4.3 Ciclo diurno del inicio, madurez y disipación de los SCMs	82
4.4 Tiempo de vida de los SCMs	83
4.5 Tamaño máximo de los SCMs	84
4.6 Desplazamiento de los sistemas convectivos: análisis de trayectorias	85
4.7 Estructura espacial y temporal del campo nuboso asociado a los SCMs	87
4.8 Resumen y conclusiones	90

CAPÍTULO 5: Entornos asociados al inicio de sistemas convectivos cerca de la topografía

5.1 Introducción	93
5.2 Datos y metodología	105
5.3 Resultados	109
5.3.1 Región de las Sierras de Córdoba	109

5.3.1.1 Distribución espacial y temporal de la convección	109
5.3.1.2 Características generales del entorno de escala sinóptico ...	111
5.3.1.3 Análisis de los factores que contribuyen a los cambios en la inestabilidad convectiva	115
5.3.1.4 Factores de mesoescala que favorecen el inicio de la convección	120
5.3.2 Región del Noroeste Argentino	123
5.3.2.1 Distribución espacial y temporal de la convección	123
5.3.2.2 Características generales del entorno de escala sinóptica ...	125
5.3.2.3 Análisis de los factores que contribuyen a los cambios en la inestabilidad convectiva	127
5.3.2.4 Factores de mesoescala que favorecen el inicio de la convección	129
5.4 Resumen y conclusiones	130
CAPÍTULO 6: Resumen y consideraciones finales	
6.1 Resumen	138
6.2 Consideraciones finales	143
Listado de acrónimos	147
Referencias	149

CAPÍTULO 1

Introducción

1.1 Antecedentes

El **conocimiento de las áreas donde se inicia** y desarrolla la convección húmeda profunda es de crucial importancia para la comprensión del tiempo y clima en Sudamérica dado el gran impacto que la misma produce en la sociedad a través de un amplio abanico de fenómenos de tiempo significativo, especialmente cuando estas tormentas se organizan en grandes sistemas convectivos que pueden abarcar superficies del orden de los cientos de miles de kilómetros cuadrados.

Es por ello, que las **climatologías** de estas extensas estructuras nubosas llevadas a cabo mediante el uso de datos captados por sensores remotos (satélites y radares) han recibido considerable atención por parte de la comunidad científica, tanto a nivel global como regional, como herramientas indispensables para ayudar a un mejor entendimiento de las características de los sistemas convectivos de mesoescala (SCMs). A esto se le ha ido sumando la gran disponibilidad de volúmenes de información digitalizada y el creciente poder computacional, que han permitido llevar a cabo estudios más comprensivos de las propiedades de estos sistemas, de los procesos involucrados en su génesis y evolución, así como de los diversos fenómenos meteorológicos asociados, comparando, analizando y combinando los productos disponibles en diferentes bases de datos. Un claro ejemplo de estos avances ha sido el proyecto TRMM - Tropical Rainfall Measuring Mission (Kummerow y otros, 1998, 2000), una plataforma satelital revolucionaria que, desde finales de 1997, provee información inigualable que ha permitido estudiar en forma cuantitativa como nunca antes la estructura de las tormentas, su distribución

espacial y la precipitación asociada a una escala global, principalmente en áreas tropicales y subtropicales del planeta. La plataforma TRMM ha permitido tener acceso a observaciones de las tormentas en el espectro del visible, infrarrojo, microondas y tasa de descargas eléctricas, y todo esto combinado con el campo horizontal y vertical de reflectividad obtenido por el primer sensor radar de banda Ku situado en una plataforma satelital. La misión ha sido sumamente exitosa y un claro reflejo de ello son los numerosos trabajos científicos llevados a cabo alrededor de todo el mundo orientados a diferentes fines: el estudio del ciclo diurno de los sistemas precipitantes en las regiones tropicales y subtropicales (Nesbitt y Zipser, 2003; Romastchke y Houze, 2013), las distribuciones globales y regionales de la convección profunda (Liu y otros, 2007, 2008; Vidal y Salio, 2009; Romatschke y Houze, 2010; Cecil y Blankenship, 2012), las distribuciones globales y regionales de tormentas eléctricas a partir de lo detectado por el sensor LIS (Cecil y otros, 2005; Vidal y Salio, 2009), la caracterización de la convección profunda que alcanza la tropopausa en las zonas tropicales (Liu y Zipser, 2005), el modo en que se organiza la convección y su relación con la producción de precipitación (Nesbitt y otros, 2006), la categorización de tormentas extremas mediante proxies de intensidad (Zipser y otros, 2006), y la caracterización de la convección que se desarrolla cerca de grandes cadenas montañosas como el sistema de los Himalayas o la Cordillera de los Andes (Houze y otros, 2007; Medina y otros, 2010; Romarschke y otros, 2010, Romatschke y Houze, 2011a, 2011b), entre muchos otros.

Los estudios de la convección realizados con sensores remotos previos a la incorporación de TRMM, sientan sus bases en la utilización de imágenes de satélites geoestacionarios. Si bien estos satélites solo poseen sensores capaces de medir en el rango visible e infrarrojo, la gran cobertura espacio-temporal de los mismos permitieron llevar a cabo extensas y confiables climatologías de SCMs en diferentes partes del mundo, donde el elemento fundamental para detectar e identificar el conglomerado nuboso asociado al sistema convectivo

era el campo de temperatura de tope nuboso estimado a partir de la temperatura de brillo en el rango de los 10,8 micrones (infrarrojo térmico, IR). En esta línea podemos citar a Maddox (1980), como uno de los pioneros, al que le siguieron Maddox y otros (1983, 1986), Cotton y otros (1983, 1989), Wetsel y otros (1983), y numerosos trabajos en Sudamérica como Velasco y Fritsch (1987), Miller y Fritsch (1991), Machado y otros (1998), Carvalho y Jones (2001), Nieto Ferreira y otros (2003), Siqueira y otros (2005), Futyan y Del Genio (2007), Salio y otros (2007), Vila y otros (2008), Anabor y otros (2008), Kolios y Feidas (2009), Durkee y Mote (2009), Demaria y otros (2011), entre otros.

El común denominador de todas estas investigaciones es lograr una **caracterización** lo más completa posible **de aspectos más relevantes relacionados con los SCMs** tales como: ciclos de vida, distribución espacial y temporal, direcciones de desplazamiento, tamaños máximos alcanzados, formas de evolución, etc. Estos aspectos son fundamentales a fin de mejorar las técnicas de predicción de los mismos, tanto a corto como a muy corto plazo, a fin de minimizar los impactos en la sociedad y su economía.

Si bien la caracterización climatológica es sumamente importante para el entendimiento del comportamiento de estos sistemas, al momento de querer avanzar en el desarrollo de una herramienta de pronóstico se debe profundizar en el entendimiento de los **procesos que determinan las diferencias en el ciclo de vida de los sistemas**. Los procesos dentro la escala sinóptica establecen principalmente las condiciones dinámicas y termodinámicas del entorno favorables para el desarrollo y tipo de organización de la convección húmeda profunda, mientras, los procesos de la mesoescala actúan fundamentalmente en la iniciación de la convección liberando la inestabilidad y afectando su evolución y el entorno más cercano a la misma.

El estudio de los **mecanismos precursores de los SCMs** ha sido un desafío que hoy todavía se mantiene vigente en diversos lugares del mundo, con especial énfasis en los Estados Unidos (Maddox, 1983; Cotton y otros, 1989; Augustine y Caracena, 1994; Anderson y Arrit, 1998; Laing y Fristch, 2000; Thompson y otros, 2003, entre los pioneros). En su gran mayoría todos ellos han mostrando esencialmente la presencia de una vaguada en niveles medios de la atmósfera asociada con un frente en superficie y una corriente en chorro en niveles bajos generadora de convergencia y capaz de transportar calor y humedad desde latitudes tropicales hacia el área de desarrollo de los sistemas. Esto también ha sido documentado en Sudamérica donde numerosos estudios han demostrado una fuerte interacción, en el área subtropical, entre los SCMs y la presencia de la corriente en chorro en capas bajas de Sudamérica (SALLJ) que advecta humedad y calor desde latitudes tropicales (Velasco y Frischt, 1987; Machado y otros, 1998; Nieto Ferreira y otros, 2003; Torres, 2003; Vila, 2004; Siqueira y otros, 2005; Salio y otros, 2007; Saulo y otros, 2007; Anabor y otros, 2008; Vila y otros, 2008; Durkee y otros, 2009; Borque y otros, 2010), generando las condiciones ideales en el entorno para la formación de convección con un grado de organización que algunas veces está relacionado a la presencia de fenómenos severos (Altinger y Rosso, 1982; Silva Dias, 2010; Torres Brizuela y otros, 2011; Matsudo y Salio, 2011; Mezher y otros, 2012).

Pocos son los trabajos en nuestra región orientados a estudiar los **procesos** que conllevan a una importante desestabilización de la atmósfera y el posterior inicio y desarrollo de convección profunda y organizada avanzando en los procesos asociados a la mesoescala. Dentro de los más recientes, podemos mencionar a Saulo y otros (2007), quienes demuestran mediante simulaciones numéricas que la intensificación del flujo meridional en un evento SALLJ, es consecuencia de un feedback positivo entre el flujo de niveles bajos y la convección vigorosa que se desarrolla en la región de salida del SALLJ. Por su parte, Anabor y otros (2009) exploran mediante simulaciones numéricas los mecanismos que explican la propagación corriente arriba de un compuesto de

sistemas convectivos que se desarrollan sobre el sur de Sudamérica. Los resultados indican que el desarrollo de ondas de gravedad internas atrapadas son las responsables de tal comportamiento, sin embargo, también encuentran que la interacción entre el frente de ráfagas y el flujo en niveles bajos juega un rol importante en la propagación del sistema.

Seluchi y Chou (2009) estudian los patrones sinópticos asociados con eventos de precipitaciones intensas en la región de Serra do Mar en la costa sudeste de Brasil, encontrando que tanto el pasaje de frentes fríos como la presencia de la SACZ son los actores principales. En cambio, Borque y otros (2010) centran su atención en analizar las condiciones del entorno previas al desarrollo de un conjunto de SCMs sobre Argentina. Los autores encuentran que el episodio estudiado estuvo dominado por la presencia de una masa de aire muy inestable por delante de una zona frontal, junto con la presencia del SALLJ que generó una significativa inestabilización de la atmósfera a partir de las fuertes advecciones diferenciales de temperatura y humedad. Esta configuración resulta similar a lo mostrado en las composiciones llevadas a cabo por Salio y otros (2002), Torres (2003), Marengo y otros (2004) y Salio y otros (2007). Básicamente todos ellos observan una elongación hacia el sur del sistema de baja presión asociado con la Depresión del Noroeste Argentino (DNOA) y la presencia de un flujo muy intenso del norte que se extiende sobre el norte de Argentina, Paraguay y el sur de Brasil en el nivel de 850 hPa. Liebmann y otros (1999) muestran mecanismos similares, a los que se les suma el ascenso forzado a lo largo de una superficie frontal y las advecciones de vorticidad en niveles altos sobre la región de génesis de los sistemas. La presencia de un frente, especialmente en primavera y verano, como elemento para liberar la inestabilidad también es propuesto por Garreaud y Wallace (1998) y Garreaud (2000), ya que encuentran una fuerte conexión entre el desarrollo de convección profunda y la presencia de una superficie frontal en las regiones subtropicales del sur de Sudamérica.

Nicolini y García Skabar (2011) investigaron la existencia de circulaciones de mesoescala y el ciclo diario de las divergencias en la PBL en la región de SESA, que pueden actuar como forzantes para la iniciación de la convección. Los autores encontraron en la capa límite la existencia de un ciclo diario del campo de divergencias sobre las planicies de la región, con convergencias nocturnas y divergencias diurnas. Estas convergencias presentan un máximo nocturno al igual que el máximo nocturno de precipitación y convección encontrado en trabajos previos sobre Argentina (Nicolini y Saulo, 2006; Salio y otros, 2007).

Mientras que Hierro y otros (2013) estudian la importancia relativa de las ondas de montaña en el desarrollo de un conjunto de tormentas de granizo ocurridas en Mendoza entre 2006 y 2010, mediante simulaciones numéricas y observaciones. Los resultados encontrados sugieren que la velocidad vertical asociada a las ondas es suficiente para que las parcelas de aire cercanas a la superficie alcancen el nivel de libre convección y en consecuencia se inicie la convección profunda. Para ello, los autores comparan la componente vertical de la energía cinética de las ondas de montaña (w') con el índice de inhibición convectiva (CIN).

La influencia de la **topografía** en el inicio de la convección ha sido sugerida en diferentes contextos por Uccellini (1975), Smith (1979), Doswell (2001) y Houze (2012), entre muchos otros. En ausencia de un entorno baroclínico, las montañas pueden disparar tormentas mediante diferentes mecanismos como lo resume Banta (1990). El autor considera que los flujos locales en torno de las montañas proveen el ascenso necesario para que el aire alcance la saturación y se produzca la condensación. Los tipos de ascenso que una montaña puede proveer pueden ser directos, por ejemplo, cuando aire que se desplaza en la horizontal se encuentra con un obstáculo y es obligado a ascender, o indirectos, como cuando un flujo estable produce un bloqueo u ondas o cuando las laderas se calientan por efectos radiativos y actúan como fuentes de calor en niveles altos. De todos modos, los flujos asociados a la topografía no pueden por si

solos generar nubes y aun menos nubes de gran desarrollo vertical. Ellos requieren otros elementos como disponer de la humedad necesaria y de un entorno inestable. En todos los casos, la escala más grande ejerce un control determinando si el flujo será capaz de producir o no nubosidad. Así, las nubes según Banta pueden dividirse en dos tipos principales: estables o inestables. En el caso de nubes inestables, dentro de las cuales se ubican las nubes de tormenta, las circulaciones locales asociadas a la topografía pueden jugar un rol significativo en determinar donde las celdas convectivas se van a originar y muchas veces cómo la precipitación se distribuirá espacialmente (Banta y Schaaf, 1987; Kirshbaum y otros, 2007; Miglietta y Rotunno, 2009). Cuando las montañas actúan como fuentes de calor de niveles altos y disparan tormentas asociadas a circulaciones térmicamente forzadas, ellas regulan no solo la ubicación de las zonas de iniciación de las tormentas, sino también el momento en que ocurren. De este modo, las primeras tormentas que se disparan solo por el forzante de la circulación valle-montaña, ocurren cerca del mediodía solar o durante las primeras horas de la tarde cuando el calentamiento radiativo es máximo (Wetzel, 1973; Browning y otros, 1976; Toth y Johnson, 1985; Tian y otros, 2005). Ellas ayudan a que más tarde se disparen tormentas secundarias más intensas y sistemas convectivos que pueden propagarse y desplazarse a lo largo de la topografía y dentro de las planicies o zonas bajas cercanas.

1.2 Objetivos del trabajo

A pesar de la existencia de numerosos trabajos relacionados con el estudio de la convección húmeda profunda sobre el sudeste de Sudamérica (SESA) mediante el uso de sensores remotos y el análisis de mecanismos y caracterización del entorno que pueden dar origen a un sistema convectivo como se ha discutido anteriormente, todavía quedan múltiples preguntas por responder. Si bien trabajos previos han avanzado en tratar de responder algunas de ellas, todavía resulta necesario indagar y profundizar aun más en las

respuestas. De este modo, el presente trabajo de tesis sienta sus bases en los siguientes interrogantes disparadores:

- ¿Cuáles son las **características** que presenta la convección **extrema** en Sudamérica? ¿**Dónde** preferentemente ocurren esas tormentas?
- ¿Qué características presentan las distintas **etapas del ciclo de vida** de un SCM en SESA?
- ¿Es posible identificar en SESA alguna región (o varias) donde se **inicia** la convección preferentemente? ¿En qué **momento del día** ocurre el inicio de la convección?
- ¿Cuál es el rol de la **topografía** como elemento **disparador** de la convección a nivel regional en SESA?
- ¿Qué características presenta el **entorno de escala sinóptica y/o meso-alfa** en el cual se desarrolla la convección cerca de la topografía?

Responder las cuestiones planteadas requiere de una serie de pasos que implican la concreción de los siguientes objetivos principales:

1. Desarrollar una climatología de los SCMs mediante el uso del satélite TRMM con especial énfasis en la región SESA.
2. Caracterizar los sistemas convectivos en las distintas etapas del ciclo de vida utilizando información de los satélites GOES y TRMM, centrando la atención en las áreas de inicio de los mismos.
3. Indagar en los mecanismos de iniciación de la convección asociados a la topografía utilizando información de reanálisis NCEP-CFSR (Climate Forecast System Reanalysis).

1.3 Naturaleza del aporte

Como se mencionó anteriormente, numerosas publicaciones muestran estudios de la convección a nivel global con los datos captados por la plataforma TRMM.

Dado que esta plataforma alcanza hasta los 35 grados de latitud, la hora de pasada del satélite no es contante, como los satélites de órbita polar. Esto hace que puedan reconstruirse climatologías de ciclo diurno, pero son pocos los casos que un mismo sistema convectivo es observado más de una vez. Por ello es necesario recurrir a otra fuente de información como satélites geoestacionarios o radares para indagar el momento del ciclo de vida en que el sistema se encuentra. Pocos son los antecedentes previos en el mundo de los que han avanzado en estudiar la relación de los sistemas convectivos detectados con el ciclo de vida de los mismos y determinar las distintas estructuras teniendo en cuenta estos datos complementarios. De este modo, el principal aporte original de esta tesis se centra en tratar de responder esta asignatura pendiente en SESA. Para ello se plantea una metodología que combina los datos del satélite TRMM con información proveniente del satélite geoestacionario GOES. Por un lado, con la plataforma TRMM se buscará identificar los sistemas precipitantes más intensos. Posteriormente, utilizando la información del canal 4 de la plataforma GOES que posee una adecuada resolución temporal, y mediante el uso de una herramienta de seguimiento de conglomerados nubosos, se buscará reconstruir el ciclo de vida de cada uno de esos sistemas identificados por TRMM. Esta integración de la información se llevará a cabo a fin de buscar caracterizar las distintas etapas del ciclo de vida de los SCMs sobre SESA y avanzar en la comprensión de los mismos y sus áreas de inicio, madurez y disipación. La atención se centrará en la descripción de las características comunes y diferencias que presentan los sistemas convectivos con características extremas que se inician en diferentes regiones asociadas a topografía sobre la porción centro y norte de Argentina.

A nivel regional, es de suma importancia avanzar en el estudio de la relación entre el inicio de la convección y la topografía durante la etapa de las primeras tormentas asociadas al potencial desarrollo de un sistema convectivo con mayor nivel de organización. Por eso, también se explorarán los factores de escala sinóptica que ayudan pre-condicionando el ambiente (desestabilizando) para un

potencial desarrollo convectivo y los procesos de una escala menor, mas locales, relacionados con la liberación de la inestabilidad y en consecuencia el disparo de la convección. Esto último sumamente importante como herramienta de pronóstico, tanto a corto plazo como a muy corto plazo.

1.4 Organización de la tesis

El presente trabajo de tesis está estructurado en seis capítulos. El contexto del trabajo de investigación, los objetivos y el aporte original se presentan en el presente **Capítulo 1**.

El **Capítulo 2** busca avanzar en el entendimiento de las características de los sistemas convectivos captados por TRMM a nivel de Sudamérica, a partir del estudio de la variabilidad de la precipitación y su relación con las características de la convección presente, además de un análisis más detallado sobre dos regiones sumamente importantes por diferentes razones: por ser una de las regiones más lluviosas a nivel mundial, el Amazonas y la otra por concentrar los sistemas convectivos mas intensos de Sudamérica, SESA, donde se extiende la gran Cuenca del Plata.

Dado que el interés principal está en estudiar los sistemas convectivos más intensos a nivel regional, a partir de las próximas secciones se estudia la región de SESA. El **Capítulo 3** se centra en llevar a cabo una caracterización mediante el uso combinado de datos TRMM y GOES, de las diferentes etapas del ciclo de vida (inicio, madurez y disipación) de SCMs que muestran propiedades extremas, ya sea en términos de la vigorosidad de la convección asociada o bien del campo de precipitación asociado en superficie.

El **Capítulo 4**, a partir del análisis llevado a cabo en el capítulo anterior, se focaliza en los SCMs que se inician en dos regiones particulares dentro de SESA: la zona de las Sierras de Córdoba y una región que abarca el Noroeste

Argentino. De este modo se busca caracterizar los sistemas que tienen origen en dos regiones próximas a la Cordillera de los Andes altamente favorables para la génesis de gran parte de los mesosistemas más intensos que se dan durante la temporada estival en SESA. Para ello se lleva a cabo una descripción de los mismos mediante el análisis de las horas de inicio, madurez y disipación, tiempo de vida promedio, tamaños máximos alcanzados y direcciones preferenciales de desplazamiento mediante el análisis de las trayectorias seguidas por cada uno de los SCMs.

El **Capítulo 5** por su parte muestra los rasgos más sobresalientes asociados a la escala sinóptica que pre-condicionan el entorno en el cual se desarrolla la convección profunda en las dos regiones estudiadas en el Capítulo 4. En la presente sección se describen los procesos de la escala sinóptica y meso alfa que ayudan al disparo de las primeras tormentas a partir de los reanálisis NCEP-CFSR, los que se utilizan para generar los compuestos de los entornos.

Finalmente, en el último capítulo se presentan las conclusiones y los trabajos futuros.

CAPÍTULO 2

Características generales de la convección en Sudamérica vistas por TRMM

2.1 Introducción

El continente sudamericano presenta una gran variabilidad espacio-temporal de la precipitación debido principalmente a su gran extensión meridional y a la topografía presente. El rol del sistema monsonico de Sudamérica (SAMS, South American Monsoon System), la zona de convergencia del Atlántico Sur (SACZ), el fenómeno de El Niño, el desplazamiento anual de la zona de convergencia intertropical (ITCZ), las fuentes de calor sobre tierra principalmente en zonas tropicales del continente, las irrupciones de aire frío desde latitudes altas, las circulaciones locales, la interacción con la Cordillera de los Andes y el Altiplano, entre otros, son algunos de los factores físicos que modulan la precipitación en determinadas región del continente a lo largo del año.

A nivel estacional, el campo medio de precipitación estimado mediante el satélite TRMM (figura 2.1) muestra que durante el verano austral (Diciembre-Enero-Febrero, DEF) los máximos se ubican sobre el centro-oeste de Brasil, en pleno corazón del Amazonas, con una rama elongada hacia el sudeste en coincidencia con la presencia de la SACZ (Rocha y Gandu, 1996; Carvalho y otros, 2003). Por su parte, también se observa un máximo importante en la desembocadura del Río Amazonas y sobre el Océano Atlántico. Es claro también el efecto de la Cordillera de los Andes donde se desarrollan máximos bien localizados a lo largo de la pendiente este de la misma sobre el oeste de Brasil, Bolivia y Argentina. En otoño (Marzo-Abril-Mayo, MAM) la región de mayor precipitación se localiza en la zona próxima a Belén, en la desembocadura del Río Amazonas, que se fusiona con una zona elongada hacia el oeste entre los

5°N y 5°S, acorde con el desplazamiento hacia el norte de la ITCZ. Por su parte, en SESA se presenta un máximo relativo sobre Uruguay y el este de Argentina. En invierno (Junio-Julio-Agosto, JJA) claramente las regiones con las mayores precipitaciones acumuladas están relacionadas con la posición de la ITCZ en el norte del continente (Hastenrath, 1990, 2000; Poveda y Mesa, 2000), donde se destacan tres máximos: uno en la costa pacífica de Colombia, otro sobre el sur de Venezuela y el último sobre el Océano Atlántico Tropical. Luego, se pueden mencionar dos regiones más, con valores notablemente inferiores como lo son el noreste de Brasil y el sudeste de Sudamérica. Finalmente, durante la primavera (Septiembre-Octubre-Noviembre, SON) las mayores precipitaciones acumuladas se extienden desde el noroeste de Sudamérica hacia el centro del Amazonas, destacándose un máximo bien localizado al norte de Uruguay y el este de Argentina en respuesta a la actividad de los SCMs altamente eficientes en generar precipitación sobre áreas extendidas (Vila, 2004; Salio y otros, 2007; Vidal, 2009, Durkee y Mote, 2009; Durkee y otros, 2009).

A partir de este análisis, la principal pregunta que surge es como la precipitación que ocurre en las regiones tropicales y subtropicales del continente está relacionada con las características del sistema precipitante que la genera, y esta discusión se centra sobre las dos cuencas hidrográficas principales del continente: la cuenca del Río Amazonas y la cuenca del Río de la Plata. De este modo, el presente capítulo busca responder este interrogante e indagar sobre las siguientes preguntas: ¿Cómo es la estructura de los sistemas precipitantes en ambas regiones? ¿Los sistemas convectivos que se desarrollan en el Amazonas tienen las mismas propiedades que los que ocurren sobre SESA? ¿Se trata de precipitación asociada a procesos cálidos o mixtos?

2.2 Datos utilizados: base TRMM-RPF

En los últimos años la disponibilidad de observaciones por satélite para el estudio de las nubes y la precipitación asociada ha mostrado un continuo crecimiento. En consecuencia, la comunidad científica se ha enfrentado con el desafío de desarrollar métodos más eficientes tendientes a clasificar la información útil que proveen dichas observaciones. Todo ello con el objetivo de poder llevar a cabo un análisis lo más eficiente posible, aprovechando todas las ventajas de las nuevas fuentes de datos. Tradicionalmente, las observaciones satelitales a nivel del píxel eran interpoladas a retículas horizontales con la idea de proveer información sobre la distribución global de las nubes precipitantes. Sin embargo, los productos promediados a nivel de retículas no permitían recuperar información acerca de eventos puntuales tales como un sistema convectivo o una celda que afectó una determinada región provocando daños o inundaciones. A esto se le sumaba el hecho de resultar difícil llevar a cabo búsquedas rápidas y recuperar información sobre eventos meteorológicos históricos debido a la gran cantidad de datos. Una solución práctica a esta problemática recayó en la implementación de metodologías que permitiesen sintetizar toda esta gran cantidad de información con las que se contaba mediante la incorporación de criterios de selección e identificación de eventos individuales de precipitación a los cuales se le pudiese asociar una serie de parámetros con diferentes características del mismo (localización en espacio y tiempo, extensión areal, tasa de precipitación, extensión vertical, entre otros).

Varios son los trabajos relacionados con el estudio de las tormentas basadas en datos satelitales que han aplicado este tipo de metodologías. En la bibliografía se pueden encontrar métodos para la definición de un evento de precipitación que se basan en el agrupamiento de píxeles con temperatura de brillo en el rango infrarrojo por debajo de un cierto umbral (Mapes y Houze, 1992; Liu y otros, 1995; Chen y otros, 1996) y estudios de sistemas precipitantes a partir del agrupamiento de píxeles fríos de temperatura de brillo en el rango de las

microondas (Mohr y Zipser, 1996; Toracinta y Zipser, 2001) o de píxeles con algún valor de reflectividad por encima de cierto valor que delimite el área de precipitación (Geerts, 1998; Cifelli y otros, 2007). Sin embargo, cuando varios sensores a bordo de un satélite observan el mismo sistema, cada uno provee distintas características como consecuencia de las diferentes perspectivas con las que mide cada uno de ellos. Claros ejemplos de esto son las observaciones provistas por el satélite TRMM y la constelación de A-Train (Stephens y otros, 2002).

En particular, el satélite TRMM, puesto en órbita a fines de noviembre de 1997, es una plataforma compuesta por varios sensores orientados al estudio de la estructura espacial y temporal de la precipitación en las regiones tropicales y subtropicales del planeta (Kummerow y otros, 1998). Los principales sensores a bordo son: el radar activo PR (Precipitation Radar), el radiómetro TMI (TRMM Microwave Imager), el radiómetro VIRS (Visible and Infrared Scanner) y el sensor LIS (Lightning Imaging Sensor), éste último para detección de descargas eléctricas en las nubes. Además, cuenta con otro sensor más, CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy Sensor) orientado al estudio del balance de energía radiante por parte de la tierra y las nubes. El sensor PR fue el primer sensor radar activo con fines meteorológicos a bordo de un satélite. Trabaja en la frecuencia de los 13,8 GHz (Banda Ku), posee un ancho de barrido de 215 kilómetros y una resolución espacial de 5 kilómetros en la horizontal y 250 metros en la vertical. Por su parte, el sensor TMI es un radiómetro de microondas pasivas que posee un barrido de tipo cónico, con un ángulo de incidencia de 52,8° y un ancho de barrido de 760 kilómetros. Trabaja en cinco frecuencias, que van desde los 10,65 a los 85,5 GHz, tanto horizontal como vertical. En cambio el sensor VIRS, como su nombre lo indica, mide la radiación que proviene de la Tierra y la atmósfera en cinco regiones del espectro electromagnético que van del visible (0,63µm) al infrarrojo térmico (12µm). Posee una resolución horizontal de 2,5 kilómetros y el ancho de barrido es de 830 kilómetros. Finalmente, el sensor LIS posee un dispositivo de alta

sensibilidad para detectar cambios instantáneos en el brillo de las nubes que son iluminadas por las descargas eléctricas que en ellas se producen. Este sensor detecta el total de descargas eléctricas, sin distinguir el tipo de rayo que se está produciendo (intra-nube o nube-tierra).

En lo que a síntesis de la información relacionada con los datos captados por TRMM se refiere, Nesbitt y otros (2000) con el objetivo de identificar áreas discretas de precipitación dentro de la pasada del satélite, plantean una metodología muy novedosa tendiente a resumir el gran volumen de información provisto por el conjunto de sensores a bordo de TRMM. De este modo definen las estructuras de precipitación que denominan en inglés: Precipitation Features (PF), que consisten en áreas continuas de precipitación cerca de superficie en las cuales la reflectividad observada por el radar PR debía superar los 20 dBZ y además la temperatura de brillo en el rango de las microondas detectada por el sensor TMI presentaba valores menores que 250K. Luego, a cada una de estas áreas, el algoritmo le ajustaba un elipsoide y el mismo era utilizado para separar las características del PF en el resto de los sensores (VIRS, TMI y LIS).

La metodología propuesta por los autores presenta algunas desventajas que limitaban su uso en áreas de investigación más amplias. La misma no considera regiones asociadas con precipitaciones débiles cuyos valores de reflectividad cerca de superficie están por debajo de 20 dBZ, o la PCT (Polarized Corrected Temperatura; Spencer y otros, 1989) en 85 GHz supera los 250K. Además, algunos PFs sobre zonas sin precipitación pueden tener asociados valores bajos de PCT en 85 GHz que resultan de la baja emisividad de la superficie, especialmente sobre terreno elevado y/o cubierto con nieve o bien por diferencias relacionadas con la presencia o no de agua en superficie. Otra de las desventajas es que el área precipitante es solo una pequeña parte del sistema nuboso y existen grandes extensiones de nubes altas asociadas con el yunque de los sistemas convectivos que no tienen ni ecos de radar cerca de superficie ni dispersión significativa por parte del hielo (Liu y otros, 2007). Por lo tanto,

esta definición de PF no era totalmente adecuada para estudiar todo el sistema de nubes en su conjunto. De este modo, Liu y otros (2008) proponen una nueva metodología para reducir las limitaciones anteriores mediante el uso de múltiples definiciones de las características de las áreas de precipitación y la precipitación asociada a partir de los datos de TRMM. En la tabla 2.1 se resumen las definiciones propuestas por los autores y los criterios adoptados en cada una de ellas.

Tabla 2.1: Definiciones introducidas por Liu y otros (2008)

Nombre	Criterio
RPF - Radar Precipitation Feature	Agrupamiento de píxeles del sensor PR con precipitación en superficie obtenida a partir del algoritmo 2A25 mayor a cero.
RPPF - Radar Projection Precipitation Feature	Agrupamiento de píxeles con valores de reflectividad cerca de superficie mayor que 20 dBZ.
TPF - TMI Precipitation Feature	Agrupamiento de píxeles con precipitación en superficie obtenida a partir del algoritmo 2A12 dentro de la pasada del sensor PR.
PCTF - TMI cold 85-GHz PCT feature	Agrupamiento de píxeles con PCT en 85 GHz menores que 250K.
C210F - Cloud feature with 210K	Agrupamiento de píxeles con temperatura de brillo en el infrarrojo (VIRS) menor que 210K.
C235F - Cloud feature with 235K	Agrupamiento de píxeles con temperatura de brillo en el infrarrojo (VIRS) menor que 235K.

De todas estas definiciones, para el desarrollo de este trabajo de tesis se opta por la base de datos de RPFs (Liu y otros, 2008) en su versión 7 (figura 2.2) para el **período** comprendido entre el **1 de enero de 1998 y el 31 de diciembre de 2010 (13 años)**. Esta elección se lleva a cabo pues la definición de RPF involucra exclusivamente el campo de precipitación cercano a superficie obtenido por el sensor radar PR y por ende permite tener en cuenta la definición de SCM propuesta por Houze (1993), quien los define como un sistema nuboso que produce un área continua de precipitación con una extensión en la horizontal de al menos 100 km en alguna dirección. La región

que abarcan los datos con los que se cuenta se extiende desde 90 grados de longitud oeste hasta 30 grados de longitud oeste y desde 36° de latitud sur hasta 15 grados de latitud norte, de modo tal de abarcar por completo Sudamérica y las áreas oceánicas adyacentes. La muestra completa sobre la región de estudio incluye un total de **53.949 pasadas de TRMM** dentro de las cuales se identifican:

2.389.556 RPFs

DEF: 27,1%

MAM: 28%

JJA: 22,7%

SON: 22,2%

De los cuales un 50,7% (1.210.226 RPFs) se ubican sobre tierra y un 49,3% (1.179.319 RPFs) sobre el océano.

A fin de cuantificar las propiedades individuales de cada RPF, los mismos tienen asociados una serie de parámetros obtenidos a partir del conjunto de sensores del satélite TRMM. Los parámetros utilizados en este trabajo se detallan en la tabla 2.2. La selección de estos parámetros frente a otros radica en la relevancia que los mismos tienen en el marco de este trabajo de investigación. Parámetros tales como la altura máxima de los ecos de 20 y 40 dBZ, las PCTs en 37 y 85 GHz, la temperatura de brillo IR y la tasa de descargas eléctricas, están íntimamente relacionados con la intensidad y/o vigorosidad de la convección. Mientras que la temperatura de brillo IR muestra valores muy bajos en las regiones con convección profunda debido a la gran altura a la que se encuentran los topos nubosos (Mapes y Houze, 1993; Machado y otros, 1998), la presencia de una gran masa de partículas de hielo precipitantes dentro de las nubes convectivas produce una fuerte dispersión en el rango de las microondas que se traduce también en una caída abrupta de los valores de las PCTs de 37 y 85 GHz (Spencer y otros, 1989; Cecil, 2009 y 2011), sumado a que las fuertes corrientes ascendentes relacionadas con la convección intensa son capaces de transportar material condensado a alturas significativas dentro de la nube

donde conviven las fases sólida y líquida, o directamente sólo la fase sólida, lo cual trae como consecuencia un aumento importante de la reflectividad a mayores alturas (Zipser, 1994; Petersen y Orville, 1996; DeMott y Rutledge, 1998). De esto modo, la convección intensa tiene asociada valores altos del tope del eco definido a partir de un umbral de reflectividad (20 o 40 dBZ) y valores bajos de las PCTs en comparación con la convección más débil (Nesbitt y otros, 2000). Por su parte, parámetros tales como la precipitación volumétrica y el área del RPF están más relacionados con el campo de precipitación asociado al sistema convectivo.

Si bien el satélite TRMM provee datos aproximadamente entre $\pm 36^\circ$ de latitud, la pasada angosta del sensor PR (215 km) lleva a un sub-muestreo de las regiones geográficas en términos diarios, variando la tasa de muestreo entre 0,5 veces/día en las regiones tropicales y cerca de 2 veces/día en $\pm 35^\circ$ de latitud, sumado a que el período de revisita del satélite es de 46 días. Por lo tanto, en el caso de querer muestrear el ciclo diurno de la convección en una región dada, es necesario componer los datos en un período de tiempo prolongado. Negri y otros (2002) encontraron que es necesario componer al menos 3 meses de datos para poder generar un muestreo de un ciclo diario robusto desde el punto de vista estadístico, con una resolución espacial de $4^\circ \times 5^\circ$ y temporal de 1 hora. Como el período de datos con los que se cuenta para este trabajo de tesis es de 13 años, este problema no se presenta. La figura 2.3 muestra la frecuencia observada de pasadas con las que se cuenta para este estudio considerando todo Sudamérica y luego sólo SESA ($75^\circ\text{O}-45^\circ\text{O}$ y $40^\circ\text{S}-10^\circ\text{S}$) en función de la hora del día. De la misma se concluye que el muestreo de TRMM en la composición de 13 años presenta una homogeneidad a lo largo del día al considerar todo Sudamérica. Cuando el foco se pone en una subregión, como es el caso de SESA, comienza a observarse un máximo en el ciclo diario de pasadas del satélite en horas de la tarde, aunque la diferencia respecto de las horas de mínimas pasadas es del 1,6%.

Tabla 2.2: Listado de parámetros asociados a cada RPF utilizados en el presente trabajo de tesis

Parámetro	Descripción
Órbita	Número de órbita del satélite TRMM a la cual pertenece el RPF.
Lat/Lon	Localización geográfica del centroide del RPF.
Fecha y hora	Fecha y hora (UTC) del centroide del RPF.
NPIXELS_PR	Número de píxeles PR que constituyen el RPF.
MIN37PCT	Valor mínimo de temperatura de brillo corregida por atenuación medida por el sensor TMI en la frecuencia de 37 GHz dentro del RPF.
MIN85PCT	Valor mínimo de temperatura de brillo corregida por atenuación medida por el sensor TMI en la frecuencia de 85 GHz dentro del RPF.
VOLRAIN_2A25	Precipitación volumétrica total calculada a partir de integrar arealmente el campo de precipitación cercano a superficie estimado por el radar PR asociado al RPF.
MAXHT20	Altura máxima del eco de reflectividad definido por el valor de 20 dBZ dentro del área definida por el RPF tope.
MAXHT40	Altura máxima del eco de reflectividad definido por el valor de 40 dBZ dentro del área definida por el RPF tope.
MINIR	Valor mínimo de temperatura de brillo en 10,8 μm detectada por el sensor VIRS dentro del área definida por el RPF.
FLASHCOUNT	Número de descargas eléctricas totales (intra-nubes y nube-tierra) detectadas por el sensor LIS dentro del área definida por el RPF durante el tiempo de visualización (Viewtime) dentro del RPF.
VIEWTIME	Duración en segundos del tiempo de observación de un mismo sector del RPF por el sensor LIS. Es el tiempo efectivo que se utiliza para estimar la tasa de descargas eléctricas: $(\text{FLASHCOUNT}/\text{VIEWTIME}) \times 60$ [flashes/min].

2.3 Definición de categorías de sistemas precipitantes

A fin de comprender la estructura interna de los sistemas generadores de precipitación se combinan dos parámetros relacionados con los RPFs para definir las categorías de sistemas precipitantes a estudiar:

- La **extensión horizontal del campo de precipitación** cerca de superficie estimado por el algoritmo 2A25 (App). Se considera un umbral de 2000 km² para el área del campo de precipitación cercano a superficie a fin de separar los sistemas en chicos o grandes (Liu y otros, 2008; Vidal, 2009).
- La **altura máxima del núcleo de reflectividad** estimado por el algoritmo 2A25 delimitado por el eco de 40 dBZ (H40). Se considera un sistema con o sin núcleo convectivo de acuerdo a si la altura máxima del eco de 40 dBZ resultaba igual a cero o mayor a cero respectivamente.

A partir de este criterio se definen cuatro categorías de sistemas precipitantes que conforman el Grupo 1 (G1) como se muestra en la Tabla 2.3. Por otro lado, para analizar con mayor detalle los sistemas precipitantes con presencia de núcleo convectivo (G1C1 y G1C3), la altura máxima de 40 dBZ se la separa en dos niveles: aquellos sistemas con el tope del eco de 40 dBZ por debajo de 6 kilómetros se los denomino sistemas precipitantes con núcleo convectivo chato, mientras que aquellos cuya altura supera los 6 kilómetros se los define como sistemas precipitantes con núcleo convectivo profundo. Estas nuevas cuatro categorías conforman el Grupo 2 (G2) en la Tabla 2.3 y son la desagregación en dos de los conjuntos G1C1 y G1C3 respectivamente.

Tabla 2.3: Definición de los diferentes tipos de sistemas precipitantes a partir de los datos TRMM

Grupo	Condición	Descripción	Nro. de RPFs
G1C1	App \geq 2000km ² H40>0	Sistema precipitante grande con núcleo convectivo	107.901 (4,5%)
G1C2	App \geq 2000km ² H40=0	Sistema precipitante grande sin núcleo convectivo	20.384 (0,8%)
G1C3	App<2000km ² H40>0	Sistema precipitante chico con núcleo convectivo	525.019 (22%)
G1C4	App<2000km ² H40=0	Sistema precipitante chico sin núcleo convectivo	1.736.241 (72,7%)

Grupo	Condición	Descripción	Nro. de RPFs
G2C1	App \geq 2000km ² H40 \geq 6km	Sistema precipitante grande con núcleo convectivo profundo	26.664 (1,1%)
G2C2	App \geq 2000km ² 0<H40<6km	Sistema precipitante grande con núcleo convectivo chato	81.237 (3,4%)
G2C3	App<2000km ² H40 \geq 6km	Sistema precipitante chico con núcleo convectivo profundo	51.201 (2,1%)
G2C4	App<2000km ² 0<H40<6km	Sistema precipitante chico con núcleo convectivo chato	473.818 (19,8%)

2.4 Variabilidad de la precipitación en Sudamérica y su relación con las características de la convección presente

Los resultados obtenidos se muestran en las figuras 2.4 y 2.5 donde se observa la contribución de cada grupo a la **precipitación anual** en la región. A grandes rasgos sobre el continente sudamericano el mayor aporte a la precipitación anual es generado por los sistemas precipitantes grandes con núcleo convectivo profundo (G2C1) en la porción subtropical al sur de los 20° y al este de la Cordillera de los Andes, mientras que en la región tropical la precipitación tiene su origen también en sistemas precipitantes grandes pero con núcleo convectivo chato (G2C2) en la zona central y centro-oeste, y en

sistemas chicos con núcleo convectivo chato (G2C2) en el este y sudeste. Por su parte, en las regiones montañosas cercanas a la Cordillera de los Andes, que se extienden al sur del paralelo de 15° , se observa el predominio de sistemas chicos con núcleo convectivo profundo (figura 2.5c) como los principales responsables de la producción de precipitación que aporta al total anual en dichas zonas. En cambio, sobre los océanos la precipitación anual proviene en su gran mayoría de sistemas grandes con predominio de núcleos convectivos chatos (figura 2.5b) entre el Ecuador y los 10° de latitud norte aproximadamente, y al sur de los 20° de latitud sur en ambos océanos. Algo diferente es la naturaleza de la precipitación que se da sobre el Mar Caribe frente a las costas de Colombia ya que la misma tiene su origen en sistemas grandes con núcleo convectivo profundo (figura 2.5a).

Cuando se analizan las contribuciones de cada uno de ellos a la precipitación estacional, durante el **verano** (figuras 2.6 y 2.10) los sistemas profundos explican mayormente la precipitación que se da sobre el sur de Sudamérica (al sur del paralelo de 20°). Dentro de esta región, se destaca un máximo relativo sobre el sudoeste próximo a la ladera este de los Andes y otro sobre el centro de la Cuenca del Río de la Plata, sobre la región del Litoral Argentino. En la región del Amazonas predomina la convección más bien chata pero con campos de precipitación extendidos. Esto muestra la naturaleza más estratiforme de los sistemas generadores de precipitaciones en esta región del continente y en esta época del año como lo demuestran Romatschke y Houze (2013) entre otros. Sobre la porción norte del continente, principalmente sobre Venezuela y parte de Colombia, los sistemas chicos y chatos son los que mayormente aportan a la precipitación de verano. En la ladera este de los Andes centrales (Bolivia y Argentina especialmente), los sistemas precipitantes se caracterizan por ser profundos pero pequeños (G2C3) denotando claramente la naturaleza más convectiva de los mismos. Esto ha sido notado previamente por Zipser y otros (2006), Houze y otros (2007), Romatschke y otros (2010), y Romatschke y Houze (2010, 2011a, b) donde las regiones próximas tanto a los Andes como a

los Himalayas tienden a tener intensas precipitaciones de una naturaleza altamente convectiva.

En el **otoño** (figuras 2.7 y 2.11) los sistemas grandes profundos siguen explicando mayormente la precipitación en SESA, con la diferencia que el máximo comienza a migrar hacia el este alejándose de la topografía. Sobre el Amazonas, el mayor aporte a la precipitación del otoño está dado por los sistemas chatos (como en el verano) pero también aquí se observa un corrimiento del máximo hacia el norte debido al movimiento de la ITCZ. Sobre el océano, no se observan grandes cambios en el Atlántico, pero si sobre el Pacífico Sur, donde los sistemas grandes pero chatos toman protagonismo explicando mayormente el origen de la precipitación en esta porción del planeta. Estos sistemas están respondiendo a la fuerte convergencia en niveles bajos producto de la interacción entre la Cordillera de los Andes y el pasaje de sistemas frontales que refuerza la generación de precipitación en este sector del continente (Barrett y otros, 2009; Viale y otros, 2012).

En cambio a lo largo del **invierno** (figuras 2.8 y 2.12), sobre la porción este de SESA la precipitación tiene su origen principalmente en sistemas grandes y profundos (G2C1) asociados al desarrollo de ciclogénesis locales (Gan y Rao, 1991; Sinclair, 1995; Mendes y otros, 2009), mientras que en la porción noroeste el origen es más bien de convección chata que tiene su razón de existencia en la formación de extensos campos nubosos con poco desarrollo vertical asociados a la circulación anticiclónica post-frontal (G1C4, Garreaud, 1999 y 2000; Seluchi y otros, 2006). Sobre el Amazonas, en la parte norte dominan los sistemas más bien grandes pero chatos (G2C2) mientras que en el sector sur y sudeste los sistemas más bien chicos (G2C4). La porción este (Noreste de Brasil) se encuentra en plena estación lluviosa y el origen de la misma se relaciona principalmente con la presencia de sistemas nubosos pequeños y con ausencia de núcleo convectivo (G1C4) asociados a la interacción de los sistemas sinópticos, como las ondas del este (Yamazaki y

Rao, 1977; Cavalcanti, 1982; Mota, 1997), los frentes fríos o sus remantes que alcanzan la región (Kousky, 1979), y los ciclones de niveles altos (Gan y Kousky, 1986; Rao y Bonatti, 1987; Figueroa y otros, 1995), y la topografía presente.

Finalmente, en **primavera** (figuras 2.9 y 2.13) sobre el este de SESA los sistemas grandes y profundos son los que mayormente aportan a la precipitación en este momento del año y el centroide de dicha área coincide con la posición en la cual los SCMs que se desarrollan en la región alcanzan la madurez (Nicolini y Saulo, 2006; Salio y otros, 2007; Rasmussen y Houze, 2011). Por su parte, sobre el oeste la convección es importante sobre la pendiente de los Andes, donde la precipitación que se observa en esta zona está explicada principalmente por sistemas chicos (G2C3 y G2C4). La convección más profunda (G2C1) sobre la ladera este de los Andes en Bolivia y sobre la región central de Brasil es importante en primavera. Sobre el noreste de Brasil dominan los sistemas chicos con núcleo convectivo chato (G2C4) sobre el continente y sin núcleo convectivo (G1C4) sobre el océano bien pegados a la costa. Este máximo costero ha sido asociado por la literatura a las circulaciones locales que disparan líneas de inestabilidad que luego se mueven tierra adentro alcanzando el centro y oeste del Amazonas (Greco y otros, 1994; Garstang y otros, 1994; Cohen y otros, 1995) y también al refuerzo de la convergencia entre los Alisios y la brisa de tierra durante la noche que favorece el desarrollo de convección sobre el agua cerca de la costa (Nobre y Molion, 1988).

2.5 Estudio comparativo entre la convección de SESA y el Amazonas

De la sección anterior es posible concluir que la convección asociada a la cuenca del Río Amazonas (en adelante, AB), principalmente está explicada por sistemas con poco desarrollo vertical del núcleo máximo de reflectividad. En cambio, en SESA donde se extiende la Cuenca del Plata (en adelante, LPB) la convección se manifiesta mayormente a través de grandes SCMs que son

menos frecuentes a lo largo del año, pero que explican más del 80% del volumen anual de precipitación en esta región del planeta (Mota, 2003; Vidal, 2009).

Los resultados encontrados previamente muestran la particularidad de SESA en términos de la convección húmeda profunda en comparación con el resto de Sudamérica. De este modo, en esta sección se describen las características de la convección profunda que tiene lugar en dos regiones sumamente importantes a nivel regional y global desde el punto de vista de la precipitación anual y además de la intensidad de la convección que en ellas se desarrolla: AB y LPB (figura 2.14). El análisis está orientado al estudio comparativo de la estructura vertical de los sistemas convectivos así como la intensidad de la convección asociada a partir de la información provista por los RPFs.

2.5.1 Descripción

La figura 2.15 muestra las funciones de distribución acumulada (CDF) de parámetros tales como precipitación volumétrica total, altura máxima del eco de 40 dBZ, PCT mínima en 37 y 85 GHz, y tasa de descargas eléctricas, para los RPFs cuyo centroide se ubica dentro de las regiones AB y LPB. Por otro lado, se presentan también las CDFs de los RPFs cuya extensión horizontal del campo de precipitación cerca de superficie es mayor que 2000 km² y presentan un núcleo convectivo (RPF grande con núcleo convectivo, ver G1C1) a modo de comparación.

Al analizar las CDFs resulta evidente que la convección que sucede en LPB muestra características muy distintas en todos los parámetros respecto de AB. Esto es destacable ya que si bien la cantidad de eventos en LPB es menor, su comportamiento muestra una característica extrema frente a su par del Amazonas. Mientras que los valores medios de precipitación volumétrica para los RPFs y los RPFs G1C1 en LBP es de 5.000 y 65.000 mm h⁻¹ km²

respectivamente, en AB son de 3.000 y 40.000 mm h⁻¹ km². Claramente es en esta porción de Sudamérica donde se registran las mayores precipitaciones por parte de los sistemas precipitantes grandes con núcleo convectivo presente. Respecto del área de los eventos (es decir, la extensión horizontal del campo de precipitación cercano a superficie), nuevamente LPB presenta los sistemas más grandes ya que alcanzan un valor medio de aproximadamente 17.000 km² en comparación con AB donde los tamaños oscilan entre 8.000 y 10.000 km² (no se muestra).

Si se analizan las CDFs de los parámetros relacionados con la intensidad o vigorosidad de la convección (figura 2.15 b-e), LPB se diferencia muy bien de la convección que se desarrolla en la cuenca del Amazonas. En términos de las temperaturas de brillo en el rango de las microondas (figura 2.15 c y d), la convección que se da en LPB tiende a alcanzar valores mucho más bajos, especialmente en 37 GHz donde la PCT se encuentra fuertemente atenuada. Por su parte, la CDF de la altura máxima del eco de 40 dBZ (figura 2.15b) muestra que los toques de los núcleos convectivos que se desarrollan en LPB tienden a alcanzar mayores alturas en comparación con AB. A esto se le suma el hecho de que los procesos de electrificación en las nubes que se dan en LPB y que presentan una alta correlación con la intensidad de las corrientes ascendentes, parecen ser más eficientes que en AB ya que las tasa de descargas eléctricas alcanza valores extremos por encima de 1.000 descargas por minuto en LPB, mientras que en AB apenas 300.

Todas estas diferencias se abordaran de un modo más detallado en los puntos siguientes.

2.5.2 Extensión vertical de la convección

Con el objetivo de analizar la estructura vertical de la convección en ambas regiones se investiga la relación entre las alturas de los toques de ecos de

reflectividad definidos a partir de 20 y 40 dBZ y la temperatura de brillo en el rango infrarrojo. Estas medidas se combinan para obtener histogramas en dos dimensiones los cuales se muestran en la figura 2.16.

En lo que a los histogramas que relacionan los toques de 20 y 40 dBZ en AB y LPB (figuras 2.16 a y b, respectivamente) se observa en promedio que la mayor parte de los sistemas en ambas regiones presentan los toques de 20 dBZ entre los 6 y 8 kilómetros de altura, mientras que el de 40 dBZ se ubica entre los 2 y 6 kilómetros. Cuando se analiza la cola de la distribución que se extiende hacia las alturas más grandes en ambos umbrales de reflectividad, se detecta que en LPB los núcleos de reflectividad definidos por dichos umbrales tienden a alcanzar mayores alturas en comparación con AB donde los toques definidos por el umbral de 40 dBZ rara vez superan los 8 kilómetros. De todos modos, esto no está indicando que la convección en la región del Amazonas es menos profunda que la que se da en LPB. De hecho, en las regiones tropicales, al estar la tropopausa a mayores alturas, podemos encontrar capas inestables más profundas pero que no necesariamente tienen asociadas un valor de CAPE grande o extremo, como los observados en latitudes medias. En consecuencia, la convección que se desarrolla en la región AB puede llegar a ser más profunda en comparación con la que se da en LPB, en términos del tope nuboso, pero con ascendentes asociadas menos intensas. Luego, esto podría generar una menor producción de material condensado, así como también un menor contenido de partículas de hielo y granizo, este último responsable de las reflectividades más altas y la atenuación del campo de las PCT de 85 y 37 GHz.

En particular, la figura 2.16c muestra un pico en el vértice inferior izquierdo y una cresta en 5 km en el tope del eco de 20 dBZ. El primer pico corresponde a sistemas con alturas del tope de eco por debajo de 5 km y temperaturas mínimas de brillo en 10,8 micrones (TB11) más cálidas que 260K, indicando la existencia de un grupo distintivo de sistemas precipitantes localizado en la tropósfera baja en la región del Amazonas con características claramente

convectivas pero de poco desarrollo vertical. Luego, se puede observar una región donde se concentran la mayor parte de los sistemas, que se corresponde con alturas del tope del eco de 20 dBZ entorno de los 6 km y TB11s entre 250 y 280K. Este conjunto estaría respondiendo a la presencia de conglomerados nubosos del tipo cúmulos congestus, ya que poseen un desarrollo vertical que alcanza el nivel donde se ubica, en términos medios, la isoterma de cero grados. A este le siguen un grupo de sistemas que, en términos del tope del eco de reflectividad, están en el mismo rango pero con TB11s más frías (por debajo de 250K y hasta 210K en el caso de AB). Y finalmente, se observa una cola en el histograma, que se extiende hacia el vértice superior derecho, mostrando un comportamiento bastante lineal entre la altura del tope del eco de 20 dBZ y la TB11. Este grupo corresponde a los sistemas precipitantes con características convectivas pero con un mayor desarrollo vertical. En el histograma correspondiente a LPB se observan patrones similares, con el dominio básicamente de sistemas con un grado de desarrollo vertical mayor, tanto en término del núcleo de reflectividad como de la temperatura del tope.

El análisis anterior se lleva a cabo considerando todos los RPFs en cada una de las cuencas y el mismo arroja diferencias entre ambas regiones. Ahora bien, trabajos previos como el llevado a cabo por Zipser y otros (2006) y Vidal (2009) han demostrado que SESA presenta un comportamiento extremo en términos de la convección en comparación con el resto del continente y a nivel global. Con lo cual, la pregunta que surge es, ¿dentro de esta gran muestra analizada, que parte de esas distribuciones están explicadas por los RPFs extremos? De este modo, para tratar de responder dicho interrogante, se generaron cuatro subconjuntos de RPFs extremos al 5% considerando cuatro parámetros: la precipitación volumétrica total, las PCT mínima en 37 y 85 GHz, y la tasa de descargas eléctricas. Esta metodología es aplicada por trabajos previos que estudian la distribución de las tormentas extremas a escala global y regional (Zipser y otros, 2006; Liu y otros, 2007; Vidal, 2009; Vidal y Salio, 2010) y el objetivo es aislar un conjunto de casos con características extremas

particulares.

Los sistemas extremos en precipitación volumétrica explican mayormente la cola de la distribución que se extiende hacia las mayores alturas, tanto en 20 como en 40 dBZ (figura 2.17 a y b) si se la compara con la figura 2.16 a y b. Por su parte, se trata de sistemas convectivos profundos en términos del tope de 20 dBZ y con TB11 muy bajas en ambas cuencas (figura 2.17 c y d), aunque si se considera el tope definido por el umbral de 40 dBZ (figura 2.17 e y f), si bien en ambas regiones la mayor concentración de sistemas se da para alturas de entre 4 y 8 km, en LPB se observa una extensión hacia valores superiores, lo cual está nuevamente mostrando el carácter diferencial en esta porción del continente.

Cuando el análisis se focaliza en las distribuciones asociadas a los RPFs extremos en parámetros relacionados con la intensidad o vigorosidad de la convección (figuras 2.18 a 2.20), las mismas se sesgan aun más en comparación con lo discutido anteriormente. En particular, los histogramas que relacionan las alturas máximas de 20 y 40 dBZ son los que muestran diferencias muy notorias entre AB y LPB. Si bien el rango de alturas del eco de 20 dBZ es similar en ambas cuencas, el rango de variación no es el mismo para el tope de 40 dBZ. Mientras que en AB se ubica en promedio entorno de los 6 km, en LPB el centro de masa se localiza alrededor de los 8 km de altura. Cuando se analizan las distribuciones que relacionan las alturas de los ecos con la temperatura del tope para los parámetros de intensidad de la convección (figuras 2.18 a 2.20 c-f), las mismas no muestran diferencias notorias en comparación con los histogramas de los sistemas extremos en precipitación volumétrica. Las mayores concentraciones de sistemas se ubican dentro de una región con características convectivas profunda (vértice superior derecho de las distribuciones), con la única salvedad que para el caso de la temperatura mínima en 37 GHz y la tasa de descargas eléctricas, en AB hay un número importante de sistemas con características estratiformes (en términos de la

extensión vertical del núcleo de reflectividades altas) pero profundos (en término de la temperatura del tope nuboso).

2.5.3 Intensidad de la convección

Como ya se ha venido discutiendo en los puntos anteriores, el comportamiento de parámetros tales como la temperatura de brillo en el rango de las microondas, en particular en 37 y 85 GHz, y de la tasa local de descargas eléctricas obedece en gran medida a la magnitud de las corrientes ascendentes asociadas a la convección húmeda profunda (Cecil y otros, 2005). La actividad eléctrica dentro de una nube depende de las colisiones que se dan entre partículas de diferentes tamaños en presencia de agua líquida sobre-enfriada, pero principalmente entre las más pequeñas y las más grandes (Takahashi, 1978; Saunders y Peck, 1998). Por ende, que se presenten grandes concentraciones de hielo de gran tamaño a mayores alturas dependerá de la intensidad de las corrientes ascendentes que haga que gran parte del condensado ingrese en el sector frío de la nube (es decir, se eleve por encima de la isoterma de 0°C) y se vean favorecidos los procesos de formación de la fase sólida. De este modo, cuanto mayor sea la concentración de partículas grandes de hielo dentro de la nube, más grande será la atenuación de la radiación en el rango de las microondas que está atravesando dicha región desde la superficie y hacia el sensor del satélite (Spencer y otros, 1989). Como resultado, se tendrán valores muy bajos de las PCTs en 37 y 85 GHz.

Por su parte, a fin de analizar la relación entre el rango de valores de estas temperaturas y la tasa de descargas eléctricas, siguiendo la metodología planteada en trabajos previos (Zipser y otros 2006; Liu y otros, 2007; Vidal 2009) se definieron cuatro grupos de eventos extremos utilizando los valores de los percentiles 5, 1, 0,1 y 0,01% de la tasa de descargas eléctricas que fueron extraídos de la función de distribución acumulada obtenida por separado para los RPFs de la región AB y LPB. Los valores umbral de cada categoría se

muestran en la tabla 2.4. Así, la figura 2.21 muestra los diagramas de dispersión entre la temperatura de brillo en el rango de 85 GHz versus la de 37 GHz para los RPFs que se ubican en las regiones AB y LPB, donde cada color indica un rango de valores de tasa de descargas eléctricas.

Tabla 2.4: Umbrales para cada percentil que define las características extremas de los sistemas precipitantes en términos de la tasa de descargas eléctricas ($\# \text{ min}^{-1}$). El código de color se corresponde con la figura 2.21.

	5%	1%	0,1%	0,01%
AB	1,3	9,4	43,4	104,4
LPB	4,4	38,6	196,8	469,3

En ambas regiones se observa que la mayor densidad de sistemas precipitantes con bajas tasas de descargas eléctricas (sombreado gris) se presenta para temperaturas de brillo más cálidas que 250K en ambas frecuencias. A medida que se avanza hacia los eventos más extremos en términos de la tasa de descargas eléctricas, las temperaturas se vuelven cada más frías, llegando a valores por debajo de 100K en 85 GHz y de 150K en 37 GHz en la región de la LPB. Este comportamiento es algo diferente en AB, especialmente con la temperatura en 37 GHz, ya que la misma nunca alcanza valores más bajos que 150K en los casos más extremos. De este modo, en términos de estos parámetros, uno puede considerar que los sistemas que se desarrollan en LPB están asociados con entornos más inestables que favorecen el desarrollo de una convección más vigorosa como lo demuestran Cecil y otros (2005), en términos de la relación entre las temperaturas de brillo en el rango de las microondas, y Cecil (2009), donde relaciona las temperaturas de brillo con la ocurrencia de granizo en superficie. En el primero de ellos, los autores muestran que las tormentas que poseen grandes tasas de descargas eléctricas necesariamente están conformadas por varias celdas de convección intensa como lo muestran la atenuación en microondas y los perfiles verticales de reflectividad. Por otro

lado, también los autores encuentran que aproximadamente el 25% de los PFs que poseen temperaturas de brillo en 85 GHz por debajo de 200K tienen actividad eléctrica (detectada por el sensor LIS). En el caso de Cecil (2009), el autor encuentra que la frecuencia de 37 GHz es la más conveniente para utilizar como indicador de la presencia de tormentas de granizo, ya que encuentra que para valores por debajo de 180K, la probabilidad de tener asociado un PF con un reporte de granizo resulta del 70%.

2.6 Resumen y conclusiones

En el presente capítulo se analizó en primer lugar la variabilidad de la precipitación estimada a partir de satélites en Sudamérica y su relación con las características de la convección presente. Para ello, a partir de la combinación de dos parámetros relacionados con los sistemas precipitantes derivados del satélite TRMM (extensión horizontal del campo de precipitación cerca de superficie y altura máxima del núcleo de reflectividad delimitado por el eco de 40 dBZ) se definieron diferentes tipos de sistemas precipitantes y se estudió la contribución de cada una de ellas a la precipitación anual y estacional en Sudamérica.

Los resultados muestran que los sistemas precipitantes grandes con núcleo convectivo profundo en la porción subtropical al este de la Cordillera de los Andes, especialmente durante la primavera y el verano austral, generan el mayor aporte a la precipitación anual, mientras que en la región tropical la precipitación tiene su origen principalmente en sistemas precipitantes grandes con núcleo convectivo chato en la zona central y centro-oeste (especialmente en las estaciones de transición), y en sistemas chicos con núcleo convectivo chato en el este y sudeste (en verano). Por su parte, en las regiones montañosas cercanas a la Cordillera de los Andes, que se extienden al sur del paralelo de 15°, se observa el predominio de sistemas chicos con núcleo convectivo profundo durante el verano mientras, en invierno el mayor aporte

viene dado por sistemas chatos.

Luego, el estudio se focalizó en dos regiones particulares dentro de Sudamérica sumamente importantes por diferentes razones: desde el punto de vista de la precipitación anual, la zona que comprende la Cuenca del Amazonas, y por las características extremas de la convección, la Cuenca del Plata sobre la porción sudeste del continente. Los resultados confirman las características distintivas que presentan los sistemas convectivos que se desarrollan en la porción subtropical del continente en comparación con los de las regiones de más al norte en AB. Mientras que en la región del Amazonas predominan los sistemas que poseen convección más bien chata, en LPB domina la convección más profunda, en términos de la extensión vertical del núcleo de reflectividades mayores que 40 dBZ, y más extendidos en la horizontal. Vale aclarar que, si bien en LPB los núcleos de reflectividad definidos por el umbral de 20 dBZ tienden a alcanzar mayores alturas en comparación con AB donde los toques definidos por el umbral de 40 dBZ rara vez superan los 8 km, esto nos está indicando que la convección en la región del Amazonas es menos profunda que la que se da en LPB en términos de la altura del tope nuboso. Además, del análisis conjunto de las CDFs y los histogramas bidimensionales para los RPFs extremos, se desprende que si bien la cantidad de eventos en LPB es menor, las características de la convección presente muestra características extremas frente a su par del Amazonas, particularmente cuando se analizan parámetros relacionados con la intensidad o vigorosidad de la convección tales como las PCTs de 37 y 85 GHz o la tasa de descargas eléctricas.

CAPÍTULO 3

Eventos extremos de convección y su relación con el ciclo de vida de los SCMs

3.1 Introducción

Las observaciones provenientes de satélites geoestacionarios son una invaluable fuente de información para describir la **morfología** de los campos nubosos asociados a los sistemas convectivos a lo largo de sus ciclos de vida. Sin embargo las mismas son insuficientes en lo que a la investigación cuantitativa de la precipitación, los procesos microfísicos y la dinámica interna de las tormentas se refiere (Liu y otros, 2008). Una forma de superar estas limitaciones es la que resulta de combinar estos parámetros morfológicos con productos geofísicamente relevantes con origen en otras fuentes de observación ya existentes. De esta manera, más recientemente, los esfuerzos tendientes a incluir estas mejoras se han focalizado en la fusión de observaciones provenientes de satélites de órbita terrestre baja (ej. TRMM, NOAA, MetOp, SSM/I y II, SSMIS, entre otros) con datos de satélites geoestacionarios. Si bien los datos de los satélites de órbita baja poseen sensores de microondas activas (radar) y pasivas que proveen una información de gran utilidad a la hora de describir las características microfísicas de la nubosidad, adolecen del hecho de tener una órbita diaria en caso del radar, o con una cobertura de distintas plataformas es posible en áreas tropicales de alcanzar una frecuencia de una imagen de microondas pasivas cada 3 horas. La alta frecuencia temporal de los satélites geoestacionarios frente a la baja frecuencia temporal de los satélites de órbita baja y su alto valor de información enfrenta a la comunidad científica a tratar de entender el comportamiento de los sistemas combinando ambos conjuntos de datos. Un claro ejemplo

operacional de esto es la estimación de precipitación CMORPH (Joyce y otros, 2004). Este algoritmo se basa en el uso de microondas pasivas para estimar la tasa de precipitación asociada a los sistemas nubosos y en el uso de las imágenes IR de los satélites GOES para estimar el desplazamiento de los mismos.

Los trabajos que combinan estos dos tipos de información satelital en particular para el estudio de los sistemas convectivos son pocos y entre ellos es posible mencionar los llevados a cabo por Kondo y otros (2006), Inoue y otros (2009) y Fiolleau y otros (2012, 2013 a y b). En el primero de ellos, los autores estudian la evolución de los sistemas nubosos durante el trimestre Junio-Julio-Agosto de 2000 observados por el satélite GMS sobre el continente marítimo y el Pacífico tropical occidental utilizando un algoritmo para el seguimiento de conglomerados nubosos en combinación con parámetros derivados del satélite TRMM, tales como intensidad de lluvia, altura de la tormenta, etc. Por su parte, Inoue y otros analizan el ciclo de vida de la convección profunda en el Pacífico oriental tropical en términos de los tipos de nubes presentes a partir de observaciones del satélite GOES-W, para el período comprendido entre enero de 2001 y diciembre de 2002. Durante el período de análisis, la etapa de vida del sistema convectivo se identificó mediante el cálculo del porcentaje de nubes de tipo cirrus presente a partir de una única imagen. Luego, para estudiar la relación entre el porcentaje de nubes de tipo cirrus (es decir, la etapa de vida del sistema) y la intensidad de la lluvia se utilizaron observaciones del radar a bordo de TRMM. Se encontró que la intensidad de lluvia tiende a ser mayor en la etapa más temprana del ciclo de vida cuando un porcentaje más pequeño de la nube de tipo cirrus está presente dentro de la convección profunda. Finalmente, Fiolleau y otros estudian la relación entre la intensidad de la precipitación y el ciclo de vida de los sistemas convectivos sobre todo el cinturón intertropical durante la estación cálida 2009, combinando datos del sensor TMI a bordo del satélite TRMM con observaciones provenientes de los

satélites geoestacionarios disponibles. En la escala del sistema, tanto sobre tierra como sobre el océano, los autores encuentran que la precipitación es en general intensa en el comienzo (el primer tercio) del ciclo de vida y, a continuación disminuye a medida que el sistema se reduce y tiende a disiparse.

El capítulo previo ha mostrado los diferentes tipos de sistemas precipitantes que contribuyen a la precipitación en Sudamérica y la importancia que remite SESA como zona de extremos desde el punto de vista regional y global (Zipser y otros, 2006; Liu y otros, 2008; Cecil, 2009; Vidal, 2009; Vidal y Salio, 2010; Romatschke y Houze, 2010; Rasmussen y Houze, 2011; Cecil y Blankenship, 2012). Los datos TRMM como mencionamos previamente presentan una órbita diaria sobre un determinado lugar o a lo sumo dos si el evento detectado se encuentra cerca de los 35 grados de latitud. Esto hace que **no sea posible detectar** a partir de la información TRMM las etapas del ciclo de vida de los sistemas observados. Una pregunta que claramente surge es: ¿Cuál es la etapa del ciclo vida que corresponde al sistema detectado por TRMM y las características de los mismos?

Por lo cual este capítulo aborda el tema de la detección de los sistemas precipitantes extremos y lo combina con la información de GOES a fin de determinar las características de los mismos en función de su etapa evolutiva y avanzar en la comprensión de sus características así como de las áreas en las cuales se inician, desarrollan y decaen.

3.2 Sistemas precipitantes extremos en SESA: definición

En esta sección se aplica la definición de sistemas precipitantes extremos introducida en el capítulo anterior pero ahora considerando sólo los RPFs en la región SESA. En la figura 3.1 se muestran las funciones de distribuciones acumulada para los parámetros precipitación volumétrica total, PCT mínima en

37 GHz, PCT mínima en 85 GHz y tasa de descargas eléctricas, a partir de las cuales se extraen los umbrales que se muestran en la tabla 3.1 para separar los conjuntos de casos con características extremas en términos de la intensidad de la convección y del campo de precipitación cercano a superficie asociado. Para el cálculo de las CDFs se consideraron los RPFs en la región de SESA para el período comprendido entre **agosto de 2000 y diciembre de 2010** (Si bien se cuenta con información de TRMM anterior a agosto de 2000, sólo se tienen datos de GOES a partir de este momento), que totalizan **139.276 RPFs**. Del total, el 36,9% (51.324 RPFs) de los eventos se dan durante el verano (DEF), el 25,8% (35.879 RPFs) en el otoño (MAM), un 14,8% (20.436 RPFs) durante el invierno (JJA) y un 22,7% (31.637 RPFs) en primavera. A modo de comparación, la tabla 3.2 muestra los umbrales utilizados en el presente trabajo y los empleados por trabajos previos que utilizan una metodología similar para identificar eventos extremos a partir de los RPFs pero a una escala global. Resulta claro entonces que los sistemas precipitantes tienden a ser más extremos cuando se particulariza sobre SESA ya que se trata de una de las regiones con convección más extrema a nivel mundial y/o regional como lo demuestran Zipser y otros (2006), Cecil (2009), Vidal (2009), Vidal y Salio (2010), entre muchos otros.

Una vez identificados estos conjuntos, se los agrupó en dos categorías: una conformada por los RPFs asociados a convección más intensa y la otra formada por los RPFs más precipitantes en términos de la lluvia volumétrica. Para el primer grupo, la condición planteada es que el RPF debe ser extremo en al menos uno de los parámetros relacionados con la intensidad de la convección: PCT en 37 GHz, PCT en 85 GHz o tasa de descargas eléctricas. Por su parte, para el conjunto de los RPFs más precipitantes se pidió la condición que el mismo fuese extremo solo en la precipitación volumétrica total y no en los parámetros de intensidad de la convección. De esta manera, el conjunto de sistemas precipitantes extremos en intensidad queda conformado por un total

de 6.548 RPFs y el de precipitación por 3.051 RPFs (tabla 3.3).

Tabla 3.1 Umbrales para definir las diferentes categorías de sistemas precipitantes extremos dentro de la distribución de cada parámetro mostrado en la figura 3.1. Total de sistemas precipitantes: 139.276 RPFs.

	5% (6.964 RPFs)	1% (1.393 RPFs)	0,1% (139 RPFs)	0,01% (14 RPFs)
Precipitación volumétrica total [mm h ⁻¹ km ²]	17.696	141.860	574.950	1.036.000
PCT mínima 37 GHz [K]	254,3	216,3	161,5	127,2
PCT mínima 85 GHz [K]	180	115,7	74,2	56,5
Tasa de Rayos [min ⁻¹]	5,5	51	254,6	578,4

Tabla 3.2 Comparación de umbrales utilizados por trabajos previos para definir las categorías de sistemas precipitantes extremos.

	Trabajo	Período	Región	1%	0,1%	0,01%
Precipitación volumétrica total [mm h ⁻¹ km ²]	Vidal (2013)	2000-2010	SESA	141.869	574.950	1.036.000
	Cecil y otros (2009)	1998-2006	Global	-	-	-
	Zipser y otros (2006)	1998-2004	Global	-	-	-
	Cecil y otros (2005)	1998-2000	Global	41.110	228.200	528.600
PCT mínima 37 GHz [K]	Vidal (2013)	2000-2010	SESA	216,3	161,5	127,3
	Cecil y otros (2009)	1998-2006	Global	220,0	180,0	140,0
	Zipser y otros (2006)	1998-2004	Global	254,6	220,6	178,0
	Cecil y otros (2005)	1998-2000	Global	253,0	219,0	177,0
PCT mínima 85 GHz [K]	Vidal (2013)	2000-2010	SESA	115,7	74,2	56,5
	Cecil y otros (2009)	1998-2006	Global	105,0	75,0	60,0
	Zipser y otros (2006)	1998-2004	Global	159,7	105,7	75,1
	Cecil y otros (2005)	1998-2000	Global	160,0	105,0	74,0
Tasa de Rayos [min ⁻¹]	Vidal (2013)	2000-2010	SESA	51,0	254,6	578,4
	Cecil y otros (2009)	1998-2006	Global	3,0	33,0	125,0
	Zipser y otros (2006)	1998-2004	Global	2,9	32,9	126,7
	Cecil y otros (2005)	1998-2000	Global	2,2	30,9	122,0

Tabla 3.3: Total de sistemas precipitantes separados por grupo y categoría de extremo

Cola de la distribución	Grupo INTENSIDAD (Total: 6.548 RPFs)	Grupo PRECIPITACIÓN (Total: 3.051 RPFs)
5%	4.843	2.213
1%	1.444	720
0,1%	232	107
0,01%	29	11

3.3 Seguimiento de tormentas

3.3.1 Breve repaso de los algoritmos de detección y seguimiento

La detección y seguimiento de sistemas convectivos tiene por objeto obtener el ciclo de vida del sistema desde el punto de vista integral que provee la información de un satélite geoestacionario. De este modo, se puede saber la localización del centroide del sistema, el tamaño del campo nuboso asociado, la temperatura de brillo mínima, la velocidad de propagación y su evolución a lo largo del ciclo de vida de la tormenta, entre otros parámetros.

Los algoritmos automáticos de seguimiento en su mayoría constan de dos etapas (Williams y Houze, 1987):

- 1) Etapa de detección: consiste en identificar el sistema convectivo en una imagen satelital geoestacionaria de temperatura de brillo en un momento dado. La misma consiste en aplicar alguna técnica de agrupamiento basada en umbrales de temperatura a fin de delinear el sector más frío del campo nuboso asociado al SCM asociado a precipitación en

superficie.

- 2) Etapa de seguimiento: se van conectando los conglomerados nubosos identificados en un dado tiempo con el tiempo siguiente a fin de construir todo el ciclo de vida del mesosistema.

La etapa de detección no ha recibido demasiada atención desde un primer momento y la misma solo consiste en una segmentación de las imágenes de temperatura de brillo utilizando algún umbral frío de temperatura para delimitar áreas continuas de nubosidad asociadas a convección profunda. En esta etapa, el punto más importante es la adecuada selección del umbral a utilizar. El rango empleado ha sido muy amplio en la bibliografía dependiendo del análisis en cuestión, pero en general todos han variado entre 208K (-65°C) y 255K (-18°C) (Endlich y Wolf, 1981; Machado y otros, 1992; Arnaud y otros, 1992; Mapes y Houze, 1993; Machado y otros, 1998; Carvalho y Jones, 2001; Vila, 2004; Vila y otros, 2008). Por otro lado, se han utilizado también umbrales adaptativos para detectar las celdas convectivas de acuerdo a su extensión vertical en los primeros momentos de la etapa inicial (Morel y otros, 1997). Un notable esfuerzo por ir más allá de esta detección simple es el método de detección y propagación (DAS) que tiende a un enfoque de umbrales múltiples iterativos (Boer y Ramanathan, 1997). Esta técnica, que incluye múltiples pasos, delimita el campo nuboso entero (parte convectiva y sector estratiforme) en dos dimensiones en una imagen satelital geostacionaria dada. La misma ha sido adaptada para detectar nubosidad de niveles altos en las regiones tropicales (Roca y Ramanathan, 2000) y empleada con éxito en combinación con esquemas multiespectrales de clasificación de nubes (Roca y otros, 2002). Pero la desventaja que presenta es que para un umbral dado, esta técnica tiende a generar un número pequeño de conglomerados nubosos en comparación con las técnicas más sencillas anteriormente mencionadas. Más recientemente, Shukla y Pal (2012) han desarrollado métodos más innovadores para mejorar la

detección de los SCMs. Los autores elaboraron un algoritmo basado en una técnica de distribución de las fuentes para detectar los sistemas convectivos y realizar un pronóstico a muy corto plazo de su evolución. Por su parte, las nubes convectivas presentan una naturaleza cambiante muy compleja que los algoritmos de detección y seguimiento no logran resolver. Para hacer frente a estos constantes cambios temporales en su morfología, además de contar información incompleta acerca de los procesos físicos involucrados en dicha dinámica, Thomas y otros (2010) aplicaron técnicas para detectar y seguir las celdas convectivas que utilizan herramientas variacionales de asimilación de datos. Estas técnicas permiten realizar la estimación de una función de estado desconocido de acuerdo con un modelo dinámico dado y mediciones ruidosas e incompletas.

Por otro lado, la etapa de seguimiento ha sido blanco de una mayor creatividad y mejores desarrollos. Numerosos son los algoritmos de seguimiento que se han elaborado en base a diferentes técnicas: minimización de una función de costo utilizando la distancia y la diferencia de área entre los conglomerados nubosos en imágenes sucesivas (Hodges, 1994; Hodges y Thorncroft, 1997), máxima correlación espacial (Endlich y Wolf, 1981; Dixon y Wiener, 1993; Carvalho y Jones, 2001), proyección de la posición del centroide (Johnson y otros, 1998), optimización del error en la posición y longevidad (Lakshmanan y otros, 2009), y control de superposición monitoreado por una función de costo global (Han y otros, 2009). Sin embargo, la metodología más utilizada por la comunidad es la técnica de superposición areal. Este método se basa en la superposición geográfica de dos conjuntos de píxeles correspondientes a nubes convectivas en dos imágenes sucesivas (Williams y Houze, 1987; Arnaud y otros, 1992; Vila, 2004; Vila y otros, 2008). Si la superposición es mayor a un determinado umbral entre los dos conjuntos de las imágenes, los mismos son vinculados y se asume que uno es la continuación del otro. Se considera que un sistema nuboso se genera cuando no hay superposición con la imagen previa.

Por otro lado, un sistema convectivo se disipa cuando ya no hay intersección con otro grupo en la imagen siguiente (figura 3.2).

Los principales problemas en estas técnicas se producen cuando hay fusiones o separaciones de conjuntos. En este caso se aplica algún criterio de tamaño para asegurar la continuidad del sistema, pero debido a la complejidad de los procesos dentro del ciclo de vida de los SCMs, esta deficiencia trae problemas cuando se quiere caracterizar dichos ciclos. Para superar estos inconvenientes, se ha sugerido aplicar diferentes técnicas de pre-procesamiento tales como controles de calidad y operaciones morfológicas (Han y otros, 2009) para mejorar la capacidad de seguimiento de las tormentas. De todos modos, cualquiera sea la técnica de seguimiento utilizada, la presencia de fusiones/divisiones espurias (que no responden a procesos físicos propios de la nube) de los conjuntos dentro del ciclo de vida del SCM sigue siendo un problema que limita en gran medida la detección de los mismos y los resultados del seguimiento.

3.3.2 Algoritmo ForTraCC

En el presente trabajo, para la detección de los SCMs se utilizaron imágenes de temperatura de brillo en el rango del infrarrojo térmico ($10,8\mu\text{m}$) ($T_{B_{IR}}$; Janowiak y otros, 2001) como datos de entrada para el **algoritmo ForTraCC** (*Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters*; Vila 2004; Vila y otros, 2008). Dichos datos poseen una resolución temporal de 30 minutos y horizontal de 4 km y la región abarcada corresponde al área de SESA desde el 1 de agosto de 2000 hasta el 31 de diciembre de 2010.

La técnica ForTraCC permite llevar a cabo un seguimiento de las propiedades morfológicas y radiativas de los SCMs y pronosticar la evolución de dichas propiedades. Las etapas principales del algoritmo son las siguientes:

- 1) Detección del SCM a partir de un umbral de $T_{B_{IR}}$ y un criterio de tamaño mínimo.
- 2) Cálculo de parámetros morfológicos y radiativos para cada SCM.
- 3) Seguimiento del SCM basado en un criterio de máxima superposición areal entre dos imágenes sucesivas.

3.3.2.1 Etapa de identificación del SCM

A partir de la suposición de que la convección húmeda profunda a lo largo de una decena de kilómetros de altura dentro de la tropósfera, el primer paso en el análisis es el de identificar todas las nubes que poseen topes fríos y en consecuencia altos ($>10\text{km}$). Para ello se recurre a la elección de un umbral de $T_{B_{IR}}$ que permite delinear y aislar dicho sector del campo nuboso total. Aunque la elección del umbral para definir las nubes asociadas con actividad convectiva profunda es arbitraria, diferentes estudios apoyan la idea de que las $T_{B_{IR}}$ por debajo de 245K identifican satisfactoriamente los sistemas convectivos. Maddox (1980) identificó complejos convectivos de mesoscala (MCCs) utilizando como umbral 241K, mientras que Velasco y Fritsch (1987) usaron valores aun más bajos (231K o 233K). Por otra parte, Machado y otros (1998) propusieron 245K como umbral para la identificación de SCMs, aunque se han encontrado umbrales de entre 238K y 235K para identificar convección durante la temporada de verano en el norte de Argentina (Velasco y Necco, 1980), y más recientemente, para el estudio de la convección húmeda profunda asociada a eventos SALLJ en SESA, 218K (Torres, 2003; Salio y otros, 2007; Durkee y Mote, 2009). Aunque la selección del umbral a utilizar afectará el área cubierta por el SCM (y por ende la representación de su ciclo de vida), diferentes autores han demostrado la existencia de una relación casi lineal entre el tamaño de la nube convectiva y el umbral dado (normalmente inferior a 245K) en un rango que varía entre 10K y 20K (Mapes y Houze, 1992; Machado y otros, 1993). De todos modos, dependiendo del objetivo planteado, se optará

por un umbral más o menos frío. En particular, en el presente trabajo de investigación se ha optado por un umbral de **$T_{B_{IR}}$ igual a 210K para la detección de SCMs** debido a que el mismo es adecuado para identificar las áreas de convección más profunda inmersas dentro de los conglomerados nubosos asociados a los sistemas convectivos, además de tratarse de un umbral razonablemente conservativo al momento de identificar las áreas de convección con precipitación asociada en superficie (Williams y Houze Jr., 1987; Chen y otros, 1996).

Otra cuestión importante es definir el tamaño mínimo para detectar un determinado SCM. Diferentes umbrales de tamaño han sido propuestos por distintos autores para detectar y seguir SCMs. Mientras Maddox (1980) propone que el área encerrada por $T_{B_{IR}} < 221K$ debía superar los 50.000 km² para considerarse MCC, Torres (2003) propuso un umbral de 25.000 km² para $T_{B_{IR}} < 218K$. Esta elección puede afectar en gran medida algunos de los parámetros estadísticos, como el tiempo de vida promedio del sistema convectivo o la localización del inicio del mismo. En este trabajo, siguiendo a Vila (2004) y Vila y otros (2008), se utiliza un valor mínimo de **150 píxeles como umbral de tamaño mínimo de un dado SCM** para que el algoritmo inicie el seguimiento. Si se tiene en cuenta que la resolución espacial de las imágenes de $T_{B_{IR}}$ es de 4 km x 4 km, resulta que el área mínima encerrada por la isoterma de 210K será de **2.400 km²**.

3.3.2.2 Etapa de seguimiento del SCM

Mediante la definición de los píxeles contiguos que verifican los criterios de tamaño mínimo y temperatura mencionados en el punto anterior, se procede a aplicar una técnica de agrupamiento de píxeles en una imagen de $T_{B_{IR}}$ dada y cada uno de los conjuntos aislados se identifica con un número que permita la generación de información estadística sobre cada SCM y su identificación

durante el ciclo de vida (figura 3.3).

La metodología de seguimiento se basa en el algoritmo propuesto por Mathon y Laurent (2001) y adopta el criterio de máxima superposición areal. Esta técnica asume que una nube convectiva en un momento posterior corresponde a una en un tiempo previo cuando, teniendo en cuenta las limitaciones mencionadas anteriormente de tamaño y temperatura, poseen píxeles comunes en las imágenes consecutivas.

Tabla 3.4: Resumen de criterios adoptados por diferentes trabajos para la detección de sistemas convectivos mediante el uso de imágenes satelitales de TB_{IR} .

Autores	Umbral de TB_{IR}	Criterio de tamaño mínimo	Región de estudio	Observaciones
Maddox (1980)	241K (-32°C)	50.000 km ²	EEUU	Estudian MCCs
Velasco y Fritsch (1987)	231K (-42°C) 209K (-64°C)	50.000 km ²	SA	Estudian MCCs
McAnelly y Cotton (1989)	219K (-54°C)	50.000 km ²	EEUU	Estudian MCCs
Arnaud y otros (1992)	233K (-40°C)	-	África	Estudian SCMs
Laing y Fritsch (1997)	241K (-32°C) 221K (-52°C)	100.000 km ² 50.000 km ²	Global	Estudian MCCs
Machado et al. (1998)	245K (-28°C) 218K (-55°C)	-	SA	Estudian SCMs
Morel y Senesi (2002)	228K (-45°C)	10.000 km ²	Europa	Estudian SCMs
Salio et al. (2007)	218K (-55°C)	50.000 km ²	SESA	Estudian SCMs y su relación con el SALLJ
Torres (2003)	218K (-55°C)	25.000 km ²	Norte de Argentina	Estudia MCCs altamente precipitantes
Anabor y otros (2008)	228K (-45°C)	100.000 km ²	SSA	Estudian SCMs
Durkee y Mote (2009)	221K (-52°C)	50.000 km ²	SSA	Estudian MCCs
Folleau y Roca (2013)	233K (-40°C)	5.000 km ²	Global	Estudian la precipitación asociados a los SCMs tropicales
Vidal (2014)	210K (-63°C)	2.400 km ²	SESA	Estudia SCMs

La comparación de las sucesivas imágenes de satélite se lleva a cabo "hacia adelante" y "hacia atrás" en el tiempo (Williams y Houze, 1987; Mathon y Laurent, 2001), por lo que hay cinco tipos de situaciones que se pueden obtener con este algoritmo:

- 1) Generación espontánea:** como resultado de la comparación de dos imágenes sucesivas, no hay superposición entre la imagen en el tiempo t y la imagen en el tiempo anterior ($t-1$). Esta situación es considerada como una generación espontánea y el comienzo de un nuevo SCM.
- 2) Disipación:** similar al caso anterior, pero aquí se compara la imagen en un tiempo t con la imagen en un tiempo posterior ($t+1$).
- 3) Continuidad:** cuando se comparan dos imágenes sucesivas, hay superposición de un solo par de SCMs (figura 3.4a).
- 4) Separación:** un ejemplo de esta situación se muestra en la figura 3.4b. Este caso ocurre cuando se está llevando a cabo una comparación de dos imágenes sucesivas hacia adelante en el tiempo. El primer SCM (primer paso de tiempo) se superpone con más de un SCM en el tiempo siguiente. En este caso, se asume que el sistema se ha dividido y se busca con cual SCM presenta mayor superposición areal para determinar por donde continúa su ciclo de vida, mientras que el resto representan la iniciación de un nuevo SCM.
- 5) Fusión:** similar al caso anterior pero aquí la comparación se está realizando hacia atrás en el tiempo. En estas condiciones, el SCM en el tiempo t se solapa con más de un SCM en el tiempo $t-1$. Luego, para determinar la continuidad del ciclo de vida, se elige el que presenta mayor superposición. El resto se considera que se disipa.

3.4 Composición de datos TRMM y GOES

En esta sección se introduce una técnica de composición que fusiona la evolución de los SCMs derivados de las imágenes GOES de TB_{IR} con observaciones provenientes de la plataforma TRMM.

El algoritmo consiste en asociar cada RPF a una única trayectoria (o ciclo de vida) de un SCM. Para ello, en primer lugar, para un RPF dado se busca la imagen de TB_{IR} segmentada más cercana en tiempo (± 15 minutos) y tomando la localización del centroide del RPF (lat/lon) se identifica el *clúster* que lo contiene (figura 3.5a). A partir de esta información, se reconstruye la historia del SCM hacia adelante y hacia atrás. En caso que el algoritmo se encuentre con una imagen faltante, ésta se reemplaza por el promedio aritmético entre la imagen correspondiente al tiempo $t+1$ y al tiempo $t-1$, siendo la tolerancia máxima de hasta dos tiempos sucesivos faltantes (1 hora). En este caso el algoritmo automáticamente trunca el cálculo del ciclo de vida del SCM y se considera que en ese tiempo, el sistema se inicia si se está computando la historia hacia atrás o se disipa si el cómputo es hacia adelante. Como resultado, por cada RPF se tiene la evolución temporal del área encerrada por la isoterma de 210K asociada a un SCM que en algún momento de su ciclo de vida contiene al RPF en cuestión (figura 3.5b). La tabla 3.3 muestra el número total de RPFs por cada categoría de extremo que tiene asociada una trayectoria obtenida con ForTraCC. Estos no son los totales finales de cada categoría con los que se realizaron las composiciones ya que para ello se consideraron solo una vez aquellas trayectoria de SCMs que tienen asociadas más de un RPFs. Estos resultados se muestran en la tabla 3.5.

Como siguiente paso, el ciclo de vida de cada SCM seleccionado es normalizado para facilitar el análisis. La duración del SCM es normalizada entre 0 y 1 utilizando como parámetro de normalización el tiempo de vida del mismo (D) y discretizada en diez rangos. Del mismo modo, el área del sistema se normaliza

entre 0 y 1 utilizando como parámetro de normalización el área máxima alcanzada por la región definida por la isoterma de 210K (S_{max}). Luego, el RPF asociado al SCM es proyectado en el correspondiente intervalo del ciclo normalizado del SCM como se muestra en la figura 3.6. La misma ilustra la evolución del área encerrada por la isoterma de 210K para un SCM dado y el correspondiente ciclo de vida normalizado con los parámetros D y S_{max} utilizados para la normalización. Como paso final, una vez que se tienen todos los sistemas normalizados, se procede a realizar la composición de los mismos a fin de obtener una visión continua de la distribución de los RPFs relacionados con rasgos de intensidad y de precipitación a lo largo del ciclo de vida de los SCMs que se desarrollan sobre la región de SESA (figura 3.7). Para obtener la composición de los casos, el área normalizada se obtiene a partir del cálculo de la media aritmética de todos los sistemas, mientras que con el conjunto de RPFs se calcula el histograma de frecuencias relativas en función del tiempo de vida normalizado del SCM.

Un resumen del tamaño de la muestra obtenida luego de aplicar el algoritmo de asociación del RPF con un clúster de TB_{IR} se muestra en la tabla 3.5. Se puede ver que para el grupo de los RPFs relacionados con parámetros de intensidad (Grupo INTENSIDAD) extremos al 5% se pierde el 90,3% de los RPFs, ya sea porque en su mayoría no están contenidos dentro de la isoterma de 210K (88,2%) o bien por imagen faltante (2,1%). Al 1%, tenemos un 31,9% de RPFs que caen dentro de un clúster de TB_{IR} y un 68,1% que se descarta (66,6% por no estar contenido dentro de la isoterma de 210K y 1,5% por dato faltante). En cambio al 0,1% y 0,01% los porcentajes se invierten y se tiene un 61,6% y 86,2% de RPFs contenidos en un clúster de TB_{IR} respectivamente, en contraposición con un 38,4% y 13,8% de RPFs descartados. Los resultados para el grupo de los RPFs relacionados con el parámetro de precipitación volumétrica (Grupo PRECIPITACIÓN), para la categoría del 5%, por dato faltante o por no estar contenido en un clúster de TB_{IR} , se descarta el 98,3% de

los RPFs, al 1% el 91%, al 0,1% el 73,8% y al 0,01% el 54,5%.

Tabla 3.5: Número de RPFs disponibles para cada grupo y categoría de extremos.

Umbral	Grupo INTENSIDAD		Grupo PRECIPITACIÓN	
5%	Dentro de 210K	468 (9.7%)	Dentro de 210K	38 (1.7%)
	Fuera de 210K	4276 (88.3%)	Fuera de 210K	2131 (96.3%)
	Imagen faltante	99 (2%)	Imagen faltante	44 (2%)
1%	Dentro de 210K	460 (31.9%)	Fuera de 210K	65 (9%)
	Fuera de 210K	962 (66.6%)	Fuera de 210K	627 (87.1%)
	Imagen faltante	22 (1.5%)	Imagen faltante	28 (3.9%)
0,1%	Dentro de 210K	143 (61.6%)	Dentro de 210K	28 (26.2%)
	Fuera de 210K	85 (36.6)	Fuera de 210K	77 (72%)
	Imagen faltante	4 (1.8%)	Imagen faltante	2 (1.8%)
0,01%	Dentro de 210K	25 (86.2%)	Dentro de 210K	5 (45.5%)
	Fuera de 210K	4 (13.8%)	Fuera de 210K	6 (54.5%)
	Imagen faltante	0	Imagen faltante	0

Esta disminución sustancial en el número de RPFs extremos en precipitación volumétrica que no están dentro del área delimitada por la isoterma de 210K está explicada por el umbral de TB_{IR} elegido. Los RPFs con valores extremos en dicho parámetro tienden a estar asociados con campos muy extensos de precipitación estratiforme y una región de precipitación convectiva acotada, con lo cual, la probabilidad de que el centroide del RPF caiga dentro del área encerrada por 210K disminuye. Si bien esto ocurre no es adecuado estudiar los parámetros de los ciclos de vida a partir de dos umbrales diferentes de TB_{IR} ya que imposibilitaría la comparación entre los ciclos de vida de los parámetros de intensidad y precipitación. La utilización de la isoterma de 210K restringe al sistema al sector mas convectivo y permite la comparación entre los ciclos de vida de ambos RPFs pero es importante tener en cuenta que el principal aporte a la precipitación en este sector del sistema está principalmente dado por

características de origen convectivo del SCM dada la naturaleza de la isoterma de $T_{B_{IR}}$ seleccionada. La muestra final de sistemas estudiados cuyo centroide del RPF cae dentro del clúster de 210K se muestra en la tabla 3.6 donde se destaca la cantidad de sistemas a estudiar utilizando la superposición de bases de datos planteada.

Tabla 3.6: Número de trayectorias de SCMs que conforman la muestra para cada grupo y categoría de extremos.

Umbral	Grupo INTENSIDAD	Grupo PRECIPITACION
5%	272	34
1%	292	53
0,1%	105	24
0,01%	25	5

3.5 Discusión de resultados

En esta sección se discutirán los resultados obtenidos a partir de las composiciones de los mesosistemas explicadas en la sección previa y su combinación con la información de TRMM. En primer lugar se discute el contexto temporal de los sistemas precipitantes relacionados con convección intensa o grandes áreas de precipitación identificados por TRMM dentro del ciclo de vida de dichos sistemas convectivos. Luego se describen las características generales de la muestra de SCMs obtenidas a partir de los criterios antes mencionados, tales como duración de los mismos, tamaños alcanzados y distribución espacio-temporal del inicio, madurez y disipación de los mismos.

3.5.1 Descripción de la muestra

3.5.1.1 Duración de los sistemas convectivos

El primer parámetro a describir que caracteriza el ciclo de vida normalizado de los SCMs es la duración (D) de los mismos. Las frecuencias relativas separadas de acuerdo al nivel de extremo y segmentadas en ventanas de 5 horas cada una se muestran en las figuras 3.8 y 3.9. Por su parte, en la tabla 3.7 se muestran los estadísticos asociados a cada categoría y grupo.

La distribución de D asociada a los SCMs que contienen RPFs extremos en intensidad se muestra en la figura 3.8. Para el caso del 5% (verde), son más frecuentes los sistemas que duran menos de 10 horas, aunque más del 50% de la muestra dura menos de 15 horas y el 90% menos de 25 horas. Al margen, también se observa una cola que se extiende a la derecha hacia valores más altos que alcanzan las 60 horas de vida. En el caso de los sistemas extremos al 1% (marrón), la distribución es muy similar al 5%. Las diferencias son más notorias cuando analizamos las distribuciones más extremas (0,1% y 0,01%). Las mismas presentan la distribución desplazada hacia la derecha hacia valores más altos de D, al mismo tiempo que muestran un doble máximo de frecuencias. El primero de ellos, el más importante, se ubica entre las 15 y 20 horas, mientras que el segundo y no menos importante, entre las 40 y 50 horas. Este comportamiento nos lleva a la conclusión de que los SCMs que están asociados a RPFs de intensidad tienden a ser más longevos a medida que el RPFs se torna más extremo.

Cuando pasamos a analizar las distribuciones de D para los SCMs que contienen RPFs extremos en precipitación (figura 3.9), se observa que para el caso del 5% los valores de D están distribuidos en un abanico más amplio de valores con un máximo bien marcado en las 15 horas. Nuevamente aquí se observa el mismo comportamiento para el 1%. En el caso del 0,1%, si bien también

presenta un máximo a las 15 horas, presenta otro máximo importante en 25 horas y un porcentaje no despreciable de sistemas que viven entre 40 y 45 horas. Por último, en el caso del 0,01%, el máximo de frecuencias se presenta en 40 horas.

Tabla 3.7: Estadísticos del parámetro D en horas.

	Media		Sigma		Mediana		Moda	
	INTEN	PRECIP	INTEN	PRECIP	INTEN	PRECIP	INTEN	PRECIP
5%	15,8	19	9,3	11,2	13,5	14,5	6,5	11,5
1%	17,2	18,1	10,1	10,1	14,5	16	8,5	14,5
0.1%	20,1	25,7	11,8	11,8	16	22	14	14
0.01%	21,6	30,9	11,6	11,6	19,5	38,5	11,5	38,5

Si comparamos estos resultados con los encontrados en trabajos previos, vemos que Torres (2003) obtiene un tiempo de vida medio de 17,5 horas para un conjunto de 27 SCMs altamente precipitantes que se desarrollaron sobre el este y noreste de Argentina, mientras que Salio y otros (2007), que analizó una muestra más grande de SCMs asociados a eventos SALLJ para la misma región pero de solo 3 años, encuentra que en promedio los sistemas que se desarrollan bajo estas condiciones viven aproximadamente 11 horas y los asociados a entornos no asociados a eventos SALLJ aproximadamente 15 horas. Por otra parte, Figueiredo y Scolar (1996) determinan una duración de 13 horas para un conjunto de 25 MCCs que se desarrollaron en Paraguay y en el norte de Argentina, dos horas más longevos que las 11 horas promedio que encuentran Velasco y Fritsch (1987) para los MCCs que se desarrollan en latitudes medias de Sudamérica, y muy similar a las 14 horas que encuentran Durkee y Mote (2009). En cambio, Anabor y otros (2009) que estudian un conjunto de 18 SCMs que se desarrollan sobre el centro y norte de Argentina,

Paraguay y Sur de Bolivia, cuya particularidad es que presentan una propagación hacia el norte y noroeste de su parte más convectiva, poseen un tiempo de vida medio de 43 horas. Si analizamos las duraciones que poseen los SCMs en otras partes del mundo, vemos que en Europa, a partir de la climatología llevada a cabo por Morel y Senesi (2002b) considerando siete periodos cálidos (Abril-Septiembre) entre 1993 y 1997, los sistemas tienen una duración promedio de 5,5 horas, con el 38% de la muestra con duraciones entre 5 y 8 horas, y un 4,7% con duraciones de más de 20 horas. Por su parte, en África los sistemas convectivos poseen una duración promedio de 11,5 horas según resultados encontrados por Laing y Fritsch (1993a) y en la región de la India durante la época del Monsón de 9 horas (Laing y Fritsch, 1993b).

3.5.1.2 Tamaño máximo alcanzado por los sistemas convectivos

El segundo parámetro que caracteriza los ciclos de vida normalizados de los SCMs es el tamaño máximo alcanzado por el mismo (S_{max}), que viene dado por el área encerrada por la isoterma de 210K. Las distribuciones de frecuencias relativas y acumuladas se muestran en las figuras 3.10 y 3.11, y los estadísticos en la tabla 3.8.

Los sistemas asociados a los parámetros de intensidad (figura 3.10) muestran para el caso del 5%, el 50% de la muestra alcanza tamaños máximos por debajo de 200.000 km². Por su parte, a medida que los RPFs se hacen más extremos, los tamaños alcanzados aumentan. Tanto es así que al 0,01%, se presentan dos máximos, uno entre 300.000 y 400.000 km² y otro entre 600.000 y 700.000 km². En cambio, los SCMs asociados al proxy de precipitación (figura 3.11), al 5% se observa un máximo absoluto para S_{max} menor que 100.000 km² y un máximo relativo entre 400.000 y 500.000 km². Al 1% se presenta un máximo absoluto en la categoría 100.000-200.000 km². Al 0,1% la distribución esta desplazada a la derecha con un máximo absoluto entre 400.000 y 500.000

km². Finalmente, al 0,01% los sistemas alcanzan áreas máximas de entre 300.000 y 600.000 km², con un máximo de frecuencia entre 400.000 y 500.000 km².

Trabajos previos como el de Torres (2003) encuentra que el área máxima media de los SCMs definidos a partir de la isoterma de 218K es de aproximadamente 504.000 km² con una desviación estándar de alrededor de 299.000 km². Por su parte, Durkee y Mota (2009) encuentran un tamaño medio para los 330 MCCs estudiados de 256.500 km² (27% más grandes que lo encontrado por Velasco y Fritsch (1987)) y Anabor y otros (2008) encuentran que para el momento de la máxima extensión de un conjunto de 10 SCMs, el área media encerrada por la isoterma de 235K es 506.000 km², por la isoterma de 228K de 222.000 km², y por la de 223 K de 64.000 km². Por su parte, en Europa Morel y Senesi (2002b) encuentran que el 50,4% de la muestra estudiada utilizando un umbral de 228K no superan los 20.000 km² mientras que solo el 5,6% alcanzan un extensión máxima de 100.000 km² o más. En cambio, Laing y Fritsch (1993 a y b) encuentran que los sistemas estudiados en África e India alcanzan una extensión areal máxima de entre 2x10⁵ y 3x10⁵ km² considerando un umbral de 240K.

Tabla 3.8: Estadísticas del parámetro S_{max} en 10³ km².

	Media		Sigma		Mediana		Moda	
	INTEN	PRECIP	INTEN	PRECIP	INTEN	PRECIP	INTEN	PRECIP
5%	202	233,7	162,5	174,6	166,8	191,1	165,9	23
1%	206,7	204,9	157,1	142,8	164,7	167,6	235,9	17,7
0,1%	244,1	366,9	169,3	134	198,2	380,5	354,7	221,3
0,01%	328,3	443,8	212,3	96,6	324,6	425,7	354,7	315

De este modo, vemos que las características de los sistemas convectivos que integran la muestra estudiada en esta tesis son también extremas tanto en términos del tiempo de vida de los mismos como de la superficie máxima alcanzada por el mismo, medida en término de la extensión areal del campo nuboso delimitado por la isoterma de 210K, en comparación con estudios previos. De este modo, los sistemas que tiene asociados RPFs extremos en parámetros de intensidad tienden a ser sistemas convectivos longevos (viven más 16 horas) y cuyas extensión espacial supera los 200.000 km² y hasta los 300.000 km² en algunos casos (valor aproximado de la superficie de la Provincia de Buenos Aires, 11,8% de la superficie de Argentina), que puesto en términos del radio de una circunferencia equivale a aproximadamente 250 km y 310 km respectivamente.

Tabla 3.9: Síntesis de resultados de climatologías de sistemas convectivos mediante el uso de imágenes de TB_{IR}

Trabajo	Umbral TB_{IR}	D (H)	S_{max} (km²)	Región
Torres (2003)	218K (-55°C)	17,5	504.000	Este y norte de Argentina
Salio y otros (2007)	218K (-55°C)	11 (SALLJ) 15 (NSALLJ)	-	SESA
Velasco y Fritch (1987)	233K (-40°C)	11,5	458.000	SSA
Durkee y Mote (2009)	241K (-32°C)	14	256.500	SSA
Anabor y otros (2008)	235K (-38°C) 228K (-45°C) 223K (-50°C)	42,8	506.000 222.000 64.000	SSA
McAnelly y Cotton (1989)	219K (-54°C)	10-12	320.000	USA
Morel y Senesi (2002b)	228K (-45°C)	5,5	20.000	Europa
Laing y Fritsch (1993a)	240K (-33°C)	11,5	250.000	África
Laing y Fritsch (1993b)	240K (-33°C)	9	300.000	India
Vidal (2013)	210K (-63°C)	18,6 23,4	245.241 312.240	SESA

3.5.2 Composición de sistemas: ciclo de vida y características internas de los sistemas convectivos

Si bien trabajos previos sobre nuestra región derivados del uso del satélite TRMM como Romatschke y Houze (2012), Romatschke y Houze (2010) y Rasmussen y Houze (2011) que estudian las características de las tormentas intensas con diferentes rasgos relacionados con la vigorosidad de la convección presente y el tipo de precipitación, elaboran diferentes categorías de sistemas convectivos: DCC (deep convective cores), WCC (wide convective cores) y BSR (broad stratiform regions), y la relacionan con el ciclo de vida de los sistemas convectivos, los autores no justifican las mismas con resultados robustos desde el punto de vista de la muestra utilizada. Mientras que Romatschke y Houze (2010) sugieren que los patrones climatológicos de ocurrencia de los diferentes tipos de tormentas que ellos identifican podría explicarse por la evolución de mesosistemas donde los mismos se originan a partir de celdas convectivas profundas y aisladas en el borde este de los Andes, que luego se mueven al este y maduran hacia SCMs, y que en última instancia desarrollan amplias regiones de precipitación estratiforme muy al este de las montañas sobre la zona de la Cuenca del Plata. Por su parte, Rasmussen y Houze (2011), que identifican los mismos tipos de tormentas a partir de los datos TRMM, también indagan en la relación con el ciclo de vida de los SCMs en SESA. La diferencia de estos últimos con Romatschke y Houze (2010) es que intentan probar la hipótesis a partir del estudio de dos casos incluyendo imágenes de TB_{IR} para llevar a cabo el seguimiento del sistema convectivo. Los autores encuentran que, a partir del análisis de las distribuciones regionales de las tres categorías de tormentas, las mismas son consistentes con la idea que las mismas tienden a formarse cerca de la ladera este de los Andes, luego propagarse hacia el este y finalmente crecer hasta formar sistemas convectivos con presencia de amplios núcleos convectivos y regiones de precipitación estratiforme.

Queda claro entonces que se requiere de una muestra más numerosa para

poder corroborar estas hipótesis en relación con las características internas de la convección asociada a las distintas etapas del ciclo de vida de los SCMs sobre SESA. De esta manera, a partir de aplicar la metodología propuesta de composición de casos se intenta demostrar con resultados más robustos el ciclo de vida de los sistemas precipitantes. Las figuras 3.12 y 3.13 muestran la composición resultante de combinar los ciclos de vida de los SCMs asociados a los RPFs extremos en intensidad y precipitación respectivamente. Estas categorías son comparables a los grupos definidos por Romatschke y Houze (2010) y Rasmussen y Houze (2011): DCC y WCC, en el primer caso (Grupo INTENSIDAD), y BSR en segundo lugar (Grupo PRECIPITACIÓN).

En el primer caso (figura 3.12), la evolución media del área correspondiente al campo nuboso más frío asociado al SCM y delineado por la isoterma de 210K, se caracteriza por una fase de crecimiento y decaimiento cuasi simétrica respecto del ciclo de vida total (la madurez se alcanza en ~50% del ciclo de vida, línea vertical a trazos). El ciclo de vida por su parte se caracteriza por una primera etapa, donde el área del sistema está en expansión (etapa de desarrollo), y donde se concentra la mayor parte de los RPFs extremos en intensidad: 78% al 5%, 84% al 1%, 91% al 0,1% y 96% al 0,01%. La distribución es similar al 5% y 1%, con la mayor frecuencia en el primer 20% del ciclo de vida, que corresponde a las primeras 3,2 y 3,4 horas de iniciado el sistema si se tiene en cuenta que la duración media es de 15,8 y 17,2 horas respectivamente. En cambio, la distribución es diferente al 0,1% y 0,01% ya que la mayor frecuencia se da en la etapa correspondiente al 20-30% del ciclo de vida normalizado, que siguiendo el mismo razonamiento y teniendo en cuenta que la duración media es de 20,1 y 21,6 horas respectivamente, correspondería a que se dan mayormente 5 horas después de iniciado el sistema. Este comportamiento demuestra que las etapas iniciales de los sistemas convectivos en promedio se caracterizan por estar dominadas por convección profunda relacionada con celdas jóvenes y vigorosas con fuertes

corrientes ascendentes del tipo que pueden tener asociados fenómenos de tiempo severo, como por ejemplo granizo (Cecil, 2009, 2011; Cecil y Blakenhip, 2012) que luego se irán organizando en un conglomerado nuboso más amplio a fin de dar lugar a un mesosistema convectivo.

Los resultados obtenidos con la composición de los casos relacionados con los RPFs extremos en precipitación (figura 3.13), muestran que la evolución media del campo nuboso de 210K se caracteriza por una fase de crecimiento que se extiende en promedio unas 8 horas (30-40% del ciclo de vida normalizado, considerando una duración media de 23,4 horas) desde el inicio hasta que se alcanza la máxima extensión areal. Luego, el mesosistema ingresa en una etapa de decaimiento que dura 15,4 horas en promedio hasta que el mismo se disipa. En término de las distribuciones de los RPFs extremos a lo largo del ciclo de vida, la mayor parte de los mismos se concentra en la etapa de decaimiento (luego de alcanzar la madurez), resultado que indica que dicha etapa se caracteriza por presentar un campo de precipitación cercano de superficie muy extendido horizontalmente (esto se desprende de la definición de RPF y el parámetro precipitación volumétrica total utilizado como proxy de precipitación), siendo ésta una propiedad típica de esta etapa en el ciclo de vida de un SCM maduro donde las áreas de precipitación convectiva presentan una extensión menor en comparación con la zona de precipitación estratiforme (Houze, 2004).

3.5.3 Ciclo de vida de los sistemas convectivos

A fin de poder comenzar a transitar el camino que nos lleve a poder entender los procesos que están involucrados en la dinámica de estos sistemas convectivos, es importante analizar la distribución espacial y temporal de las principales etapas asociadas al ciclo de vida de un SCM: inicio, madurez y disipación. Las figuras 3.14 y 3.15 muestran la distribución espacial de las zonas

donde los SCMs se inician, alcanzan la madurez y luego se disipan, para el caso de los sistemas convectivos que tienen asociados RPFs extremos en intensidad y en precipitación respectivamente. Por su parte, también se muestran las distribuciones latitudinales y longitudinales a fin de lograr un mejor entendimiento de las zonas de inicio y el desplazamiento que los SCMs muestran a lo largo del ciclo de vida.

3.5.3.1 Sistemas convectivos con RPFs extremos en intensidad

En el caso de los sistemas convectivos que tienen asociados RPFs extremos en intensidad (figura 3.14), los mismos tienden a iniciarse mayormente a lo largo de una franja orientada norte-sur, desde las Sierras de Córdoba ($\sim 33^{\circ}\text{S}$) y hasta el sur de Bolivia ($\sim 20^{\circ}\text{S}$), sobre la ladera oriental de la Cordillera de los Andes extendiéndose hacia el este. Para reforzar la hipótesis de la influencia de la topografía en el inicio de los sistemas convectivos, cuando se analiza la distribución latitudinal (panel lateral derecho) y longitudinal (panel superior) de las zonas de inicio de los SCMs (figura 3.14), la mayor frecuencia se concentra entre las bandas de latitud 32°S - 26°S , que coincide perfectamente con la posición de las Sierras de Córdoba, y 22°S - 20°S , que coincide con la zona de la región del Noroeste Argentino (NOA). Por su parte, en términos de longitudes, la mayor frecuencia se concentra en la franja 66°O - 60°O , con dos máximos relativos dentro de la misma: uno centrado en 63°O y otro en 61°O . Estos resultados concuerdan con las distribuciones espaciales de las categorías de tormentas DCC y WCC encontradas por Romatschke y Houze Jr. (2010) y Rasmussen y Houze Jr. (2011), lo cual confirma la hipótesis de que los sistemas convectivos en sus primeras etapas están conformados por celdas de tormenta cuya convección asociada es muy vigorosa y alcanza alturas importantes, y además su iniciación está muy ligada a la topografía presente en la zona. Por su parte, Vila (2004) también encuentra resultados similares cuando analiza la distribución de frecuencias de SCMs que denomina STF (Sin

Tope Frío) ya que los máximos encontrados parecen indicar una alta correlación entre la frecuencia de nacimientos de SCMs y la topografía. Esto se basa en el hecho que el autor destaca una zona de máxima frecuencia en la región del NOA y otra hacia el sur, sobre Mendoza, inmediatamente al este de la Cordillera de los Andes.

En términos de las horas de inicio de los mismos (figura 3.16), se puede ver que la distribución muestra valores después de las 15 UTC (~1200 Hora Local) en todas las categorías de extremos, con la máxima frecuencia de ocurrencia para el caso del 5% y 1% entre las 15 y las 18 UTC, mientras que para el 0,1% y 0,01% la mayor frecuencia se observa entre las 21 y las 00 UTC. Es decir que los SCMs que tienen asociadas celdas convectivas intensas tienden a ser más extremos cuando se inician durante las primeras horas de la noche y no durante la tarde más en fase con el calentamiento radiativo. En términos de las regiones donde se localizan esas máximas frecuencias de iniciación de los SCMs (figura 3.18), vemos que entre las 15 y las 18 UTC, las zonas más favorables se ubican sobre la pendiente este de los Andes (al oeste de 65°S) y sobre una región que se extiende desde Formosa (Argentina) hacia el noreste hasta Paraguay. Esta separación se hace más notoria entre las 18 y las 21 UTC donde se observa un importante número de sistemas convectivos que nacen sobre el oeste de Argentina solidarios a los Andes, desde las Sierras de Córdoba (~35°S) hasta el sur de Bolivia (~20°S). Luego, entre las 21 y las 03 UTC se presenta un número importante de sistemas que se inician principalmente ligados a la topografía ya que entre las 21 y las 00 UTC se presenta un máximo sobre la región de las Sierras de Córdoba, mientras que entre las 00 y las 03 UTC, la mayor frecuencia se traslada a la región del NOA.

El análisis relacionado con el momento de madurez de los sistemas muestra en términos de la distribución meridional y zonal (figura 3.14), la mayor frecuencia se concentra entre los 30°S y 20°S y entre los 60°O y 56°O, zona que

corresponde al noreste de Argentina, sur de Paraguay y partes del suroeste de Brasil. Esta mayor concentración se da en horas de la noche con máximos entre las 03 y las 09 UTC (figuras 3.16 y 3.19). Entre el 40 y 60% de los SCMs alcanzan la madurez en dicha franja horaria, aunque existe un porcentaje no despreciable de sistemas que presentan su mayor desarrollo en términos del área encerrada por la isoterma de 210K entre las 18 y las 00 UTC. En este último caso las zonas donde están alcanzando la madurez los SCMs están más definidas, ubicándose entre las 18 y las 21 UTC principalmente sobre Paraguay y parte de Brasil, mientras que entre las 21 y las 00 UTC, a esta región se le suma la región del NOA y el sur de Bolivia. Estos últimos casos, como se mostrará en el próximo capítulo, se tratan de sistemas convectivos pequeños pero intensos que se inician en horas de la tarde en fase con el máximo calentamiento radiativo pero cuya duración no se extiende más allá de unas pocas horas y presentan poco desplazamiento (quedando básicamente solidarios a la montaña), a diferencia de los que alcanzan la madurez durante la noche que se trata de sistemas más longevos y con una traslación y/o propagación mayor.

Finalmente, en lo que a la disipación se refiere, los sistemas tienden a desaparecer mayormente al norte de los 26°S y al este de los 58°O sobre Paraguay y el sur de Brasil (figura 3.14) y entrada la mañana luego de las primeras horas de luz, ya que las máximas frecuencias se observan entre las 09 y las 15 UTC (figuras 3.16 y 3.20).

3.5.3.2 Sistemas convectivos con RPFs extremos en precipitación

Cuando el análisis se centra en los sistemas convectivos asociados con los proxies de precipitación, en términos de la distribución espacial, los campos resultantes son algo más ruidosos en comparación con los anteriores (debido a que se cuenta con muchos menos casos) por lo que vuelve menos confiables

los resultados y es más difícil identificar patrones espaciales claros que ayuden a entender el comportamiento de los SCMs. Sin embargo, el inicio de los mismos se da mayormente al norte de 32°S con un máximo en la banda latitudinal 24°S-22°S y zonalmente entre 60°O y 56°O (figura 3.15), es decir, más al norte y al este en comparación con la zona de nacimiento de los SCMs con RPFs extremos en intensidad. Al observar la distribución total, de los máximos identificados, dos están ligadas a la topografía y se ubican, una al norte de las Sierras de Córdoba (más relacionada con la pendiente de los Andes) y otro sobre el borde noreste de las sierras, y dos regiones alejadas de la montaña localizadas en plena Cuenca del Plata: una sobre el centro-este de Paraguay y otra sobre el sur del Litoral. En términos de la hora del día en la que se dan estas máximas frecuencias (figura 3.17), el inicio al 5% se concentra principalmente entre las 15 y las 21 UTC (62% de la muestra), mientras que a medida que el RPF se vuelve más extremo (0,1 y 0,01%), el inicio se retrasa cada vez más concentrándose en las últimas horas del día y primeras horas de la madrugada. Este último comportamiento difiere de forma significativa en comparación con la hora de inicio de los sistemas relacionados con los RPFs extremos en intensidad.

La madurez para este tipo de sistemas tiende a darse más al este en comparación con los asociados a convección más intensa, pues la mayor frecuencia se concentra en la banda longitudinal comprendida entre 58°O y 54°O (figura 3.15b). Dentro de la misma, podemos decir que se observan dos regiones con máximas frecuencias: una sobre el este de Argentina, que se extiende también sobre Uruguay y el sur de Brasil, y otra ubicada sobre el norte y noreste de Paraguay (figura 3.15). La distribución horaria de estos máximos es muy similar al casos de los SCMs relacionados con RPFs extremos en intensidad, pues se observa una mayor concentración en horas de la noche, principalmente para las tormentas más extremas (0,1 y 0,01%, figura 3.17b).

Por último, en lo que a la disipación se refiere, los sistemas tienden a finalizar su ciclo de vida mayormente al este de los 56°O (figura 3.15c), con preferencia de hacerlo sobre el noreste de Argentina (~28°S) y sobre regiones de Brasil al noreste de Paraguay (~20°S) entre las 12 y las 18 UTC (figura 3.23).

3.6 Resumen y conclusiones

A modo de síntesis del presente capítulo, en primer lugar y centrando la atención en las características medias encontradas a partir de la composición de los ciclos de vida de un conjunto de SCMs en SESA y datos de TRMM, la etapa inicial, desde que se inicia y hasta la madurez, se caracteriza por predominio de celdas convectivas profundas y aisladas. Esto claramente lo demuestra la gran concentración de RPFs extremos asociados a parámetros relacionados con la vigorosidad de la convección (PCTs mínimas en 37 y 85 GHz, y/o descargas eléctricas). Mientras que durante la etapa posterior a la madurez, se presenta una gran concentración de RPFs extremos en precipitación volumétrica, lo cual demuestra que, considerando que este parámetro está íntimamente ligado con la extensión horizontal del campo de precipitación en niveles bajos, estos sistemas desarrollan amplias regiones de precipitación estratiforme.

Luego, en término de la distribución espacio-temporal de los puntos de **INICIO** de dichos sistemas convectivos, **la región central de Argentina tiende a ser más activa hacia el final de la tarde (entre las 21 y las 00 UTC)**, mientras que la actividad convectiva **en la porción norte se presenta más en fase con el calentamiento radiativo (entre las 18 y las 21 UTC)**. Conforme las horas pasan y los sistemas comienzan a desplazarse, alcanzando mayormente la madurez al este de 62°O y al norte de 30°S, coincidiendo esto con lo encontrado por Velasco y Fritsch (1987), Vila (2004) y Salio y otros (2007), entre otros. Sin embargo, **se presenta un máximo bien marcado entre las 06 y las 09 UTC** sobre la región del Noroeste Argentino sobre la

pendiente de los Andes, el que está respondiendo a la presencia de sistemas de mediano tamaño que se mantienen anclados a la topografía y no presentan un desplazamiento importante, como se desarrollará en forma extendida en el próximo capítulo. Finalmente, los mesosistemas tienden a disiparse sobre el este de Paraguay y parte de Brasil mayormente en horas de la mañana y primeras horas de la tarde.

Si bien los resultados encontrados no son directamente comparables con trabajos previos por tratarse de diferentes criterios para la identificación y seguimiento de los SCMs, los mismos concuerdan con lo mostrado por distintos autores. Durkee y Mota (2009) encuentran que la mayor frecuencia de inicio de MCCs (utilizan la isoterma de 221K para identificar los sistemas) sobre la región subtropical de Sudamérica se da entre las 17:45 y las 02:45 UTC (75% de la muestra), mientras que tienden a alcanzar la madurez entre las 20:45 y las 08:45 UTC (78% de la muestra), para disiparse entre las 20:45 y las 11:45 UTC (77% de la muestra). Por su parte, Anabor y otros (2008) encuentran un doble pico para el momento de las primeras tormentas, uno cercano a la medianoche local y otro a la mañana, mientras que la máxima extensión se observa cerca de las 12 UTC. Salio y otros (2007) encuentran que para el caso de los SCMs tropicales (alcanzan la madurez al norte del paralelo de 23°S), los mismos se originan entre las 15 y las 21 UTC, alcanzan su máxima extensión entre las 18 y las 00 UTC, para tender a disiparse entre las 21 y las 03 UTC. En cambio, los SCMs subtropicales (alcanzan la madurez al sur del paralelo de 23°S) se inician entre las 18 y las 00 UTC, alcanzan la madurez durante la noche y tienden a disiparse sin un horario definido. Finalmente, Torres (2003) encuentra que los SCMs altamente precipitantes estudiados se inician preferentemente a partir de las primeras horas de la tarde local y hasta comienzos de la madrugada local, mientras que alcanzan la madurez durante la madrugada y las primeras horas de la mañana y se disipan alrededor del mediodía.

En vista de lo discutido, podemos decir que la zona oeste de Argentina, próxima a la topografía, es una región que se presenta favorable para el inicio de la convección húmeda profunda extrema que luego evoluciona hacia un mayor grado de organización y tamaño y constituye un SCM que alcanza un evento extremo durante su ciclo de vida. En particular, se encuentra que hay dos regiones preferenciales donde es máxima la frecuencia observada de inicio de los sistemas convectivos. Una es la región próxima a las Sierras de Córdoba y la otra es una región ubicada próxima al NOA. De esta manera, en el próximo capítulo el estudio se focalizará en estas dos regiones a fin de estudiar con mayor detalle las características asociadas a los SCMs que se inician aquí con el objetivo de indagar posteriormente la relación entre la presencia de la topografía y el disparo de las celdas que posteriormente evolucionan a un grado de organización mayor como lo es un SCM.

CAPÍTULO 4

Caracterización de los SCMs que se inician cerca de la topografía

4.1 Introducción

Si bien trabajos previos han mostrado que la porción subtropical de Sudamérica es altamente susceptible a la actividad de los SCMs (Machado y otros, 1998; Carvalho y otros, 2002; Torres, 2003; Nieto Ferreira y otros, 2003; Vila, 2004; Zipser y otros, 2006; Salio y otros, 2007; Anabor y otros, 2008; Durkee y Mota, 2009; Borque y otros, 2010; entre muchos otros), la porción sur y en particular la región próxima a la Cordillera de los Andes, sobresale por ser una zona altamente favorable para la génesis de gran parte de dichos mesosistemas como se ha mostrado en el capítulo anterior y como lo demuestran, Romatschke y Houze (2010), Rasmussen y Houze (2011) y Romatschke y Houze (2012). Este comportamiento no es casual y se debe a que la convección profunda que ocurre cerca de las grandes cadenas montañosas se ve afectada por diferentes factores tales como la canalización de los flujos de aire en niveles bajos (SALLJ en Sudamérica), el efecto de tapa ("capping") en la humedad dentro de la capa límite debido a la subsidencia ejercida por aire que desciende más seco desde terrenos más elevados, la liberación de la inestabilidad por el rompimiento de dicha inversión cuando el flujo en niveles bajos se encuentra con colinas o sierras en las laderas de las grandes cadenas montañosas, o bien por las circulaciones locales que se desarrollan tanto durante el día como la noche asociadas con flujos en pendiente. Houze R. (2012) realiza una revisión de los procesos y mecanismos generadores de precipitación asociada a la topografía y menciona un gran número de trabajos los cuales describen los procesos previamente mencionados.

Es sabido que los eventos asociados con convección profunda que se desarrollan en zonas próximas a grandes cadenas montañosas pueden producir fenómenos severos como precipitaciones localmente muy intensas y en consecuencia inundaciones repentinas que afectan a la población en su conjunto (Rasmussen y Houze, 2012). Un claro ejemplo ocurre en Estados Unidos donde aire cálido y húmedo proveniente del Golfo de México se encuentra con las Montañas Rocallosas y tiende a desarrollar convección profunda cuasi-estacionaria con una alta eficiencia en la generación de precipitación, lo cual trae aparejado la ocurrencia de lluvias torrenciales muy localizadas e inundaciones repentinas (Maddox y otros, 1978; Caracena y otros, 1979; Chappell y Rodgers, 1988; Pontrelli y otros, 1999; Schumacher y Johnson, 2006, 2005). Esto no es un fenómeno exclusivo de Estados Unidos, ya que procesos similares se observan cuando aire cálido y húmedo proveniente del Mar Mediterráneo se encuentra con los Alpes Europeos o con el Macizo Central Francés y produce la activación, en forma directa o indirecta por partes de las montañas, de convección profunda que conduce a precipitaciones de varios cientos de milímetros en 1 o 2 días (Nuissier y otros, 2008; Ducrocq y otros, 2008). En Taiwán, los eventos de inundaciones producidas por precipitaciones convectivas extremas tienden a ocurrir en relación con la presencia de sistemas convectivos de mesoescala que se ven afectados por las Montañas Centrales de la región (G. T.-J. Chen y otros, 2003, 2005; C.-S. Chen y otros, 2004, 2005, 2010, 2011; Chang y otros, 2008; Kerns y otros, 2010). No muy diferente es el panorama que se observa en la región costera del centro de Brasil en torno de la "Serra do Mar", una angosta pero muy escarpada cadena de sierras con alturas que varían entre 700 y 1500 metros. Aquí es muy frecuente durante la estación cálida, de noviembre a abril, la ocurrencia de precipitaciones intensas y persistentes asociadas con la presencia de la SACZ y que derivan en deslizamientos de tierra que producen un gran perjuicio para las poblaciones que se encuentran asentadas en dichas regiones (Seluchi y otros, 2009, 2011). En este contexto, Argentina no es la excepción y también aquí

también se registran episodios de precipitaciones extremas en zonas próximas a la Cordillera de los Andes como es el caso de los eventos de lluvias torrenciales y posteriores inundaciones y deslaves ocurridos en Tartagal (Salta) en abril de 2006 y febrero de 2009, y en la localidad de El Rodeo (Catamarca) en enero de 2014, entre otros eventos.

Si bien todos estos estudios aportan al entendimiento de los procesos involucrados en la presencia de convección profunda cerca de zonas con topografía compleja, en todos ellos se estudian los mismos principalmente mediante la metodología de estudio de casos. En los últimos años, con la aparición de datos satelitales se han podido llevar a cabo estudios de este tipo de eventos convectivos extremos cerca de las cadenas montañosas desde una perspectiva más climatológica. En tal sentido, el satélite TRMM ha permitido estudiar las características de la convección que se desarrolla en cercanías de las dos más grandes cadenas montañosas del planeta, el Himalaya (Barros y otros, 2004; Houze y otros, 2007a, Romatschke y otros, 2010; Medina y otros, 2010) y los Andes (Romatschke y Houze, 2010, 2011a, 2011b; Rasmussen y Houze, 2011).

En nuestra región pocos son los trabajos, fuera de los mencionados anteriormente donde la fuente principal de información son los datos captados por TRMM, que se han realizado en temáticas vinculadas con el desarrollo de convección húmeda profunda y su relación con la topografía presente. Ya sea desde un punto de vista más climatológico o bien desde el estudio de casos, los trabajos realizados en su mayoría se centran en el estudio de la convección que tiene lugar sobre el área de la provincia de Mendoza. Los primeros estudios relacionados con las condiciones meteorológicas y los patrones sinópticos asociados al desarrollo de tormentas de granizo en esta porción de los Andes fueron realizados por Grandoso (1966) y luego por Nicolini y Norte (1978) ya en el marco del Plan Nacional de Lucha Antigranizo. Más recientemente, Sánchez y

otros (2008) utilizando la red de radares meteorológicos de Mendoza, encuentran que para el periodo 1984-2004 se registran en promedio 68 días con desarrollo de celdas de tormenta (reflectividad mayor que 55 dBZ), de los cuales un 60% ocurren durante el verano. Por su parte, Hierro y otros (2013) estudian un conjunto de 39 tormentas ocurridas en el sur de Mendoza durante cinco veranos entre 2006 y 2011, con el objetivo de analizar la relación entre el inicio de las mismas y la presencia de actividad de ondas estacionarias excitadas por la Cordillera de los Andes.

Si bien el capítulo anterior presenta una completa caracterización de los SCMs con características extremas definidas a partir de TRMM que se desarrollan en SESA, la pregunta que surge a partir de los resultados mostrados y en el contexto de la relación entre la topografía y el inicio de la convección es: ¿Los SCMs que nacen próximos a la ladera este de los Andes en SESA presentan características particulares en comparación con aquellos que se inician sobre el llano? De este modo, el presente capítulo se focaliza en el análisis más detallado de los SCMs que se inician en dos regiones particulares próximas a la Cordillera de los Andes: la región de las Sierras de Córdoba (en adelante CBA) y una región que abarca el Noroeste Argentino (en adelante NOA) (figura 4.1b). El objetivo principal es indagar en las diferencias y similitudes en términos de duración, tamaño máximo alcanzado, direcciones preferenciales de desplazamiento y estructura del campo nuboso a lo largo de las diferentes etapas en el ciclo de vida de los sistemas.

4.2 Descripción de la muestra

El conjunto de sistemas convectivos que nacen en la **región CBA** lo integran por un total de **105 SCMs (13% del total de la muestra)**, mientras que el conjunto correspondiente a los sistemas que se inician en la **región NOA** está conformado por un total de **148 SCMs (18,3% del total)**. Si bien esta

muestra forma parte del conjunto utilizado en el capítulo anterior, por razones del tamaño de la muestra no se hace hincapié en las diferencias entre los SCMs que tienen asociados un RPF extremo en intensidad o un RPF extremo en precipitación. Así, se decidió trabajar con un conjunto de SCMs que en algún momento de su ciclo de vida presentan alguna característica extrema desde el punto de vista de los datos de TRMM. Si bien es importante recordar que el RPF extremo ocurre principalmente en diferentes etapas, este problema no afecta los resultados involucrados en el presente capítulo.

La posición del centroide de 210K al momento del inicio del SCM dentro de cada región y los rasgos topográficos del terreno se muestra en la figura 4.1a. Del análisis comparativo de ambas regiones es claro que las características del terreno presentan una importante variabilidad entre ambas regiones. Mientras la topografía en la región CBA no supera en promedio los 1000 metros (con zonas puntuales alcanzando los 2000 metros), la región NOA muestra un marcado gradiente zonal, pasando de tener 500 metros en su parte oriental a más de 3500 metros en su parte occidental, en menos de 200 kilómetros. En tal sentido, la localización de los puntos de inicio de los sistemas en cada región es muy variable en términos de la altura del terreno. Mientras que en CBA la mayor parte de los SCMs se inician sobre terrenos con alturas inferiores a 500 metros (66,4%), en NOA lo hacen por encima de los 500 metros (55%). Pero lo llamativo de esta última región es que aproximadamente el 39% de los SCMs tienen su origen sobre terrenos con alturas superiores a los 1000 metros e incluso por encima de los 3500 metros (~10% del total). Más adelante se verá que estos últimos son sistemas más bien chicos que se inician en fase con el calentamiento radiativo y cuya duración no va más allá de la puesta del sol.

4.3 Ciclo diurno del inicio, madurez y disipación de los SCMs

La figura 4.2 ilustra la frecuencia relativa porcentual del número de SCMs que se inician, alcanzan la madurez y se disipan en función de la hora del día, mientras que la figura 4.3 muestra la altura de la topografía sobre la cual se encuentra el centroide del SCM en esas mismas etapas asociadas al ciclo de vida del sistema. De las figuras se desprende que al momento del inicio, los SCMs que nacen dentro de la región CBA lo hacen mayormente entre las 18 y las 03 UTC (~85% de la muestra), con un máximo absoluto entre las 21 y las 00 UTC (figura 4.2a) y sobre terreno con poca elevación, ya que el 90,5% de los mismos lo hacen por debajo de los 1000 metros, mientras que el 68,6% por debajo de los 500 metros (figura 4.3a). A medida que las horas pasan y la noche comienza a dominar, estos sistemas tienden a alcanzar su máxima extensión areal sobre el llano (el 92,4% de los mismos se localiza sobre terreno cuya altura promedio es de 150 metros, figura 4.3c) entre las 00 y las 12 UTC (94% de los sistemas), con un máximo entre las 06 y las 09 UTC (figura 4.2b). Para luego comenzar a disiparse durante las siguientes seis horas (06-18 UTC, 75% de los sistemas, figura 4.2c) mayormente ya sobre zonas bajas (el 80% de los sistemas en este momento se encuentra sobre terreno con elevaciones inferiores a 500 metros, figura 3.4e), aunque el restante 20% lo hace sobre terrenos más elevados, que superan los 500 metros y hasta los 1000 metros. Estos últimos son los SCMs que se propagan hacia el noreste alcanzando el macizo ubicado sobre el sur de Brasil o bien sistemas que se desplazan más hacia el norte y luego hacia el noroeste llegando al pedemonte en la zona del norte de Argentina y sur de Bolivia como se puede ver en la figura 4.6.

En lo que a la región NOA se refiere, el inicio de los SCMs se da principalmente entre las 18 y las 00 UTC (figura 4.2a), donde se concentra el 85% de los mismos y sobre elevaciones variables. Si bien la mayor parte de los sistemas (el 81,1%) tienden a originarse a alturas del terreno inferiores que 2000 metros, el resto lo hace por encima de dicha cota y en horas de la tarde, concentrándose

la mayoría en el rango de alturas que va de los 3000 a los 4000 metros (figura 4.3b). A medida que las horas pasan y los sistemas evolucionan, el 60% de los mismos alcanzan la etapa de madurez entre las 06 y las 12 UTC (figura 4.2b), algo retrasada si la comparamos con CBA, pero mayormente sobre terreno llano (por debajo de los 500 metros, ~70%). El 30% restante en su mayoría alcanza la máxima extensión areal sobre terrenos cuya elevación varía entre 500 y 2500 metros, aunque un 10% lo hace por encima de los 3000 metros (figura 4.3c). Este comportamiento es característico de los sistemas que no se alejan demasiado de la topografía y tienden a quedarse solidarios a la misma, como se observa en la figura 3.7 donde sobresale un conjunto de trayectorias orientadas hacia el norte o noroeste muy sobre la montaña. Finalmente los sistemas tienden a disiparse entorno de las 12 UTC (figura 4.2c) y en su gran mayoría sobre el llano ya que se trata de sistemas que se han ido propagando hacia el este y sudeste (figura 4.7).

4.4 Tiempo de vida de los SCMs

El tiempo de vida medio de los SCMs que nacen dentro de la región CBA es de $(19,4 \pm 11)$ horas, mientras que los de la región NOA viven en promedio $(14,1 \pm 7,3)$ horas. Es decir, los del sur son en promedio un 37,6% más longevos (5,3 horas de diferencia) en comparación con sus pares del norte. Sin embargo, ambas muestras presentan dispersión como lo demuestran los valores de desvío estándar. Esta particularidad queda evidenciada cuando se analiza la distribución de frecuencias porcentuales de duración de los sistemas (eje derecho, figura 4.4). Para los sistemas que se inician en CBA, la mayor frecuencia viene dada por los SCMs que duran entre 3 y 6 horas (20%), le sigue un pico entre 12 y 15 horas de vida (24%), luego uno de 33 horas (5%) y finalmente los más longevos con una duración de entre 50 y 55 horas (5%). Por su parte, en la región NOA la mayor frecuencia también viene dada por los mesosistemas cuyo tiempo de vida promedio varía entre 3 y 6 horas (20%), a

estos le sigue una duración media de 12 horas (17,6%) y 18 horas (17%) respectivamente. En resumen, el 90% de los SCMs que se inician dentro de la región NOA no viven más de 21 horas y no se observan sistemas cuya duración supere las 40 horas, como si se observa con los SCMs de CBA. Esta última ostenta el título de ser la región génesis de los SCM más longevos de la región ya que la duración promedio de los sistemas que se inician en el llano, fuera de ambas regiones, es de 16,6 horas.

4.5 Tamaño máximo de los SCMs

La distribución de frecuencias relativas del tamaño máximo alcanzado por el SCM durante su ciclo de vida para el conjunto de sistemas que nacen en la región CBA y NOA se muestra en la figura 4.5. Del análisis de la misma se concluye que el tamaño máximo promedio de los sistemas que se inician dentro de la región CBA es de 242.250 km², mientras que la de los SCMs que nacen en NOA es de 145.232 km². Estas medidas corresponden a la mayor superficie encerrada por la isoterma de 210K (-63°C) durante la evolución del mesosistema, y puede asimilarse a una circunferencia de aproximadamente 278 kilómetros de radio en el caso de CBA y de 215 kilómetros de radio en el caso de NOA. Cabe señalar que la dispersión que presentan los valores de las áreas máximas alcanzadas por los SCMs que se inician en cada región es importante, ya que el valor de la desviación estándar para el conjunto de CBA es 175.660 km², mientras que para el conjunto de NOA es de 123.600 km². Por su parte, cuando se compara el tamaño máximo medio alcanzado por los SCMs que nacen fuera de estas dos regiones, sobre el llano al este de 62°O, que es de 209.040 km², al igual que con el tiempo medio de vida, la región CBA también concentra los sistemas que alcanzan las mayores tamaños a lo largo de sus ciclos de vida.

4.6 Desplazamiento de los SCMs: análisis de trayectorias

A fin de analizar las trayectorias seguidas por los sistemas convectivos originados en CBA y NOA se muestran las figuras 4.6 y 4.7 respectivamente. En el caso de los sistemas que tienen su origen en la región CBA, en términos medios es claro el predominio de un patrón de desplazamiento en dirección este al menos hasta el momento de la madurez del SCMs, y luego hacia el norte y noreste. Por otro lado, también se destaca un conjunto de sistemas que tienden a moverse hacia el sudeste en las primeras etapas del ciclo de vida, para luego desplazarse al norte y noreste. Algo a destacar son las trayectorias que muestran que el SCM se mueve hacia el norte o noreste y luego al noroeste muy próximo a la montaña. Este comportamiento concuerda con lo estudiado por Anabor y otros (2008, 2009) donde encuentran que un modo de propagación de los SCMs en SESA durante la primavera y el verano es mediante la generación de nuevas celdas de tormenta hacia el norte y noroeste del centroide del sistema solidario a la topografía. Además, los autores muestran mediante el análisis del entorno en el cual se desarrollan y mediante simulaciones numéricas, que dicho comportamiento responde al pasaje de sistemas frontales fríos y el posterior ingreso de una circulación anticiclónica por detrás que favorece la convergencia sobre la ladera este de los Andes, ayudando a mantener la convección activa por mucho más tiempo. Los autores encuentran que el tiempo de vida promedio de estos SCMs supera las 18 horas y algunos eventos pueden extenderse hasta 70 horas. Cuando el análisis se centra en las trayectorias seguidas por los SCMs que tienen su origen en la región NOA, se observa que en promedio los sistemas tienden a desplazarse hacia el sudeste y luego hacia el noreste, aunque también existe un número importante de sistemas que se desplazan hacia el norte sobre el piedemiento de los Andes.

En virtud de lo discutido, a fin de cuantificar las direcciones preferenciales de desplazamiento de los SCMs que nacen en una u otra región, se define un

vector desplazamiento (V_{IM}). El origen coincide espacialmente con el punto donde nace el SCM, el fin en el punto geográfico donde el sistema alcanza la madurez y la magnitud del vector es igual a la distancia lineal recorrida por el SCM entre ambas etapas (figura 4.8). Las componentes zonal (dX) y meridional (dY) de dicho vector desplazamiento para los sistemas que nacen en CBA y NOA se muestran en la figura 4.9. De este modo, el centroide de los sistemas que se originan en la región CBA tiende a desplazarse entre el inicio y la madurez una distancia promedio de 388,1 km (dX: 360,2 km, dY: 144,5 km), mientras que sus pares de la región NOA se desplazan algo menos que la mitad de dicha distancia, 178,4 km (dX: 172 km, dY: -47,4 km).

Por otro lado, para estudiar la dirección prevaleciente, se tuvieron en cuenta ocho cuadrantes centrados en las direcciones principales (N, NE, E, SE, S, SO, O y NO) y luego se agruparon los SCMs cuyo vector de desplazamiento apuntaba hacia cada una de ellas. Los resultados se muestran en figura 4.10. De la misma se desprende que los sistemas convectivos que se inician en CBA poseen como dirección predominante de desplazamiento los cuadrantes ESTE ($67,5^{\circ}$ - $112,5^{\circ}$), con el 42,9% (45 SCMs) y NORESTE ($22,5^{\circ}$ - $67,5^{\circ}$) con el 36,2% (38 SCMs). A estas direcciones predominantes le siguen el cuadrante SUDESTE ($112,5^{\circ}$ - $157,5^{\circ}$) con el 12,4% de los sistemas (13 SCMs) y el cuadrante NORTE ($337,5^{\circ}$ - $22,5^{\circ}$) con el 7,6% (8 SCMs). Es llamativo como no se observan en esta región, al menos dentro de la muestra seleccionada, sistemas que se propaguen entre los 180° y los 270° . Por el contrario, en la región NOA, el comportamiento de los SCMs analizados es algo diferente. Aquí, la dirección predominante en promedio para el desplazamiento de los sistemas entre el inicio y la madurez es el cuadrante SUDESTE ($112,5^{\circ}$ - $157,5^{\circ}$) con el 33,1% (49 SCMs) y luego el cuadrante ESTE ($67,5^{\circ}$ - $112,5^{\circ}$) con un total de 43 SCMs (29,1%). En tercer lugar, los sistemas tienen como dirección preferencial el cuadrante NORTE ($337,5^{\circ}$ - $22,5^{\circ}$) con un 13,5% (20 SCMs), le sigue el cuadrante NORESTE ($22,5^{\circ}$ - $67,5^{\circ}$) con un 11,5% (17 SCMs) y finalmente el

12,8% (19 SCMs) de los sistemas restantes se reparten entre los cuadrantes SUR, OESTE y NOROESTE.

Ahora bien, uno podría preguntarse si existe una relación entre la dirección de desplazamiento y la duración y el tamaño de los SCMs que nacen en cada una de las regiones. Para ello, se calculó para cada cuadrante la duración media de los SCMs. Así, se encuentra que los mesosistemas que se inician en CBA y se propagan hacia el cuadrante NE son los más longevos con 21,2 horas de vida en promedio, seguidos de los sistemas que se inician en NOA y se mueven al SE con 13,8 horas. Luego encontramos a los SCMs de NOA que se propagan hacia el NE y NO con un tiempo de vida promedio de 12,5 horas, para cerrar con los sistemas de CBA que se trasladan hacia el SE y cuyo tiempo de vida medio es de 11,9 horas. Si este cálculo se repite pero ahora considerando el tamaño máximo alcanzado por los SCMs que se mueven en la direcciones anteriores, encontramos que para CBA, los sistemas que se trasladan hacia el NE alcanzan un área máxima media de 240.520 km², mientras que los que se desplazan al SE llegan a tener una extensión areal promedio de 170.070 km². Por su parte, los sistemas convectivos de NOA que se mueven al NE alcanzan un promedio areal de 114.920 km² y los que se desplazan al SE un área máxima media de 150.610 km². Estas características principales se resumen en las figuras 4.11 y 4.12, donde se muestran las trayectorias promedio resultante de la composición de los sistemas convectivos que tienen su origen en la región CBA y en la región NOA, respectivamente, y cuyo desplazamiento entre la etapa inicial y la madurez es hacia el NORESTE y SUDESTE.

4.7 Estructura espacial y temporal del campo nuboso asociado a los SCMs

Con el objetivo de estudiar la estructura del campo nuboso en las distintas etapas del ciclo de vida de los SCMs que se inician en CBA y NOA, y se

desplazan preferentemente hacia el noreste y sudeste hasta el momento que alcanzan la madurez, se calcularon las frecuencias de convección representada por la TB_{IR} por debajo de 210 K (-63°C) para cinco momentos dentro del ciclo de vida del sistema convectivo: inicio, desarrollo (estadio intermedio entre el inicio y la madurez), madurez, decaimiento (estadio intermedio entre la madurez y la disipación) y disipación. Para el cálculo de dichas frecuencias correspondientes a cada etapa, se tuvieron en cuenta las imágenes de TB_{IR} de las horas en que cada uno de los SCMs se encontraba en la etapa correspondiente. Las figuras 4.13 a 4.16 muestran la evolución de la distribución espacial para cada una de las etapas mencionadas de los sistemas que se inician en las regiones CBA y NOA.

La figura 4.13 muestra la frecuencia espacial de ocurrencia de la isoterma de 210K para diferentes momentos en el ciclo de vida de los SCMs que se inician en la región CBA y se mueven hacia el noreste. En la etapa de inicio se observa un máximo de frecuencia localizado sobre el centro de la región del Litoral, el que estaría relacionado a la presencia de convección previa al inicio de los SCMs en CBA. Luego, durante la etapa de desarrollo aparece un máximo ubicado sobre el centro de la provincia de Santa Fe, para desplazarse luego, en la etapa de madurez, hacia el noreste, coincidiendo esta posición con lo encontrado por Torres (2003) y Salio y otros (2007). En las etapas subsiguientes se puede ver que la dirección de propagación de los mesosistemas toma dos rumbos. Un grupo continúa desplazándose hacia el noreste, mientras que otros lo hacen hacia el noroeste, como lo indican los dos máximos relativos en la frecuencia que se observa durante la etapa de decaimiento. Por último, en la etapa de disipación se pueden distinguir tres zonas con máxima frecuencia. Una de ellas localizada sobre la ladera oriental de la Cordillera de los Andes en el noroeste argentino y sur de Bolivia, otra sobre el sudeste de Paraguay, y una última sobre la provincia de Corrientes.

La Figura 4.14 es similar a la Figura 4.13 pero para el conjunto de sistemas que se mueven hacia el sudeste. En ella se observa que durante la etapa de inicio, se presenta algo de convección sobre el este y noreste de la provincia de Buenos Aires. En la etapa siguiente aparece un máximo de frecuencias al este de las Sierras de Córdoba, para tender a propagarse, durante la etapa de desarrollo, hacia el centro-sur de Entre Ríos y hacia el norte de Buenos Aires, como se ve en la etapa de madurez. Luego, durante las etapas de decaimiento y disipación, se ve que los sistemas se desplazan mayormente al norte.

Cuando se analiza la evolución temporal del campo nuboso para los sistemas que nacen en la región NOA y se mueven preferentemente al noreste (figura 4.15), como rasgo sobresaliente se puede decir que en las sucesivas etapas los sistemas tienden a desplazarse poco, manteniéndose muy cerca de la topografía. De todos modos, algunos SCMs logran alejarse alcanzando la madurez sobre la región central de Paraguay y sobre el este de Formosa, en Argentina. Por su parte, la figura 4.16 es similar a la figura 4.15 pero para los sistemas que se mueven hacia el sudeste. En la misma se puede ver que durante la etapa de desarrollo se presenta un máximo relativo de frecuencias solidario a la topografía y que tiende a extenderse hacia el sudeste, donde observamos otro máximo localizado sobre la provincia de Corrientes. Para el momento de la madurez, encontramos nuevamente, como en el caso de los sistemas que se mueven al noreste, que si bien la mayoría de los sistemas se desplazan alejándose de la montaña y alcanzando su máxima extensión areal sobre el este de Chaco, norte de Santa Fe y centro-oeste de Corrientes, existe un conjunto de SCMs que muestran muy poco desplazamiento y tienden a desarrollar su ciclo de vida prácticamente en el mismo sitio. Esta observación es sumamente importante y abre un interrogante acerca del porqué de dicho comportamiento ya que si se tratase de sistemas convectivos altamente precipitantes, el riesgo de inundaciones sería muy alto.

4.8 Resumen y conclusiones

En el presente capítulo la atención se centró en el análisis más detallado de un conjunto de SCMs con características extremas a partir de lo observado por TRMM, que se inician en dos regiones ubicadas sobre la ladera oriental de la Cordillera de los Andes con el objetivo de comenzar a orientar el foco del presente trabajo de tesis en la relación entre el desarrollo de estos sistemas convectivos y la topografía presente. De este modo, se seleccionaron las regiones CBA (que incluye a las Sierras Chicas y Grandes en el oeste de la provincia de Córdoba, y las Sierras de San Luis) y NOA (que abarca la Precordillera que se extiende desde Tucumán hasta el sur de Bolivia), donde se analizaron, para los sistemas que nacen dentro de cada una, parámetros tales como el tiempo de vida medio de los mismos y extensión máxima alcanzada a lo largo del ciclo de vida y se los comparo con las propiedades de los sistemas convectivos que nacen sobre el llano, al este de los Andes. Además, se analizó la dirección de desplazamiento y la estructura del campo nuboso en los diferentes estadios dentro del ciclo de vida de los SCMs que se originaron cerca de la montaña.

Los resultados encontrados muestran que los sistemas convectivos en la región CBA se inician preferentemente hacia el final del día y durante las primeras horas de la noche, entre las 21 y las 00 UTC. Se trata de sistemas muy longevos, con tiempos de vida que en algunos casos pueden superar las 24 horas e inclusive en casos extremos alcanzar las 60 horas de vida, con un campo nuboso asociado de gran extensión horizontal al momento de la madurez ($>250.000\text{km}^2$), superando en aproximadamente dos veces el tamaño medio de los SCMs que nacen fuera de esta región sobre el sudeste de Sudamérica, y mostrando una dirección preferencial de desplazamiento hacia el noreste. En relación al campo nuboso asociado a los SCMs a partir de los mapas de frecuencia de TB_{IR} menores que 210K, al momento de la madurez para los sistemas que se mueven preferentemente al noreste se presenta una región de

máximas frecuencias cuasi-circular centrada en 28°S y 60°O. En cambio, para el mismo momento en el ciclo de vida de los SCM que se mueven al sudeste, la distribución se muestra elongada con una orientación noroeste-sudeste.

Los resultados encontrados para la región CBA coinciden con lo mostrado por Borque y otros (2010) y Rasmussen y Houze (2011). Los primeros estudiaron la evolución de un evento convectivo mediante imágenes satelitales, con origen principalmente sobre las Sierras de Córdoba y hacia el noroeste de las misma, sobre le Precordillera, cerca de las 22 UTC del 6 de febrero de 2003. El campo nuboso asociado muestra una orientación noroeste-sudeste que alcanza una extensión areal máxima al momento de la madurez - definida a partir del umbral de TB_{IR} igual que 218K – de aproximadamente 280.000 km². Por su parte, Rasmussen y Houze (2011) analizan otro evento convectivo ocurrido en la misma zona entre el 26 y 27 de diciembre de 2003. El desarrollo de las primeras tormentas se focaliza sobre la ladera este de las Sierras entre las 17:45 y las 20:45 UTC del día 26, las que rápidamente ganan en tamaño y desarrollo vertical, mostrando un grado de organización importante hacia el final del día y primero horas de la madrugada del 27 de diciembre. La secuencia de imágenes de temperatura de topes mostrada en la figura 9 del mencionado trabajo es un claro ejemplo del comportamiento medio descrito en este capítulo para los SCMs que nacen en la región CBA y tienden a desplazarse hacia el noroeste para alcanzar la madurez sobre el noreste de Santa Fé, sur de Chaco y sudoeste de Corrientes.

En cambio, en la zona del NOA, la mayor frecuencia de iniciación de los SCMs se da en horas de la tarde, entre las 15 y las 21 UTC, en fase con el calentamiento radiativo. Gran parte de los sistemas no muestra un desplazamiento significativo tendiendo a quedarse cerca del piedemonte o sobre la ladera misma de la montaña como lo muestran los mapas de frecuencia de TB_{IR} menores que 210K. De todos modos, un grupo no menor de

sistemas se desplaza fuera de la región de génesis y lo hace mayormente hacia el sudeste, donde el campo nuboso muestra una extensión hacia el sudeste hasta el sur de Corrientes en el momento que los sistemas alcanzan la madurez. En términos de longevidad y tamaño alcanzado al momento de la madurez, como se mencionó anteriormente, los SCMs que nacen en esta región viven menos (~ 13 hs) y tienden a ser más chicos ($\sim 133.000\text{km}^2$) en comparación con sus pares cuyo origen se da dentro de la región CBA, pero no muy diferentes que aquellos sistemas que nacen sobre el llano lejos de la topografía.

Partiendo de estos resultados, el siguiente capítulo buscará avanzar en la comprensión de las características dinámicas y termodinámicas del entorno de escala sinóptica que conllevan al desarrollo de los SCMs en estas dos regiones próximas a la Cordillera de los Andes. El foco estará puesto en la relación entre el inicio de los mismos y los procesos relacionados con la presencia de una zona frontal, el SALLJ y las circulaciones locales asociadas a los rasgos topográficos propios de cada región.

CAPÍTULO 5

Entornos asociados al inicio de SCMs cerca de la topografía

5.1 Introducción

Conocer el momento y lugar en donde la convección se puede iniciar resulta de sumo interés para los tomadores de decisión debido a la estrecha relación entre las tormentas convectivas, en particular aquellas que alcanzan un grado de organización importante, y los fenómenos de tiempo severo (Doswell y Burgess, 1993; Wakimoto, 2001; Brooks y otros, 2003; Schumacher y Johnson, 2005). El pronóstico numérico del tiempo durante la estación cálida presenta grandes desafíos a la hora de anticiparse al inicio de la convección húmeda profunda. Precisar dónde y cuándo las tormentas convectivas son susceptibles de ser iniciadas es una función compleja que involucra tanto a los movimientos verticales que van desde la microescala a la escala intraestacional, así como inhomogeneidades en el campo de temperatura y humedad, la estratificación de la atmósfera media resultante de los procesos de múltiples escalas, entre muchos otros procesos (Markowski y otros, 2006).

La dificultad en predecir con precisión la iniciación de la convección deriva del hecho de que la presencia de valores significativos de energía potencial convectiva disponible (CAPE) en una región con un mínimo de inhibición convectiva (CIN) no es garantía de que se vaya a desarrollar convección profunda, incluso cuando estén presentes mecanismos de ascenso (Ziegler y Rasmussen, 1998). El cálculo del CAPE y el CIN basado en la teoría de la parcela asume la presencia de movimientos verticales de ascenso necesarios y suficientes para que las parcelas de niveles bajos alcancen el nivel de libre

convección (NLC). Sin embargo, el movimiento vertical es una variable difícil de diagnosticar con precisión en la atmósfera, debido en gran parte a las escasas y deficientes observaciones con las que se dispone. Además, en la mayoría de las situaciones el aire requiere de la ayuda de algún mecanismo que lo fuerce a ascender con el fin de alcanzar el NLC. Lo discutido anteriormente puede resumirse en tres "ingredientes" necesarios para el inicio de la convección profunda (Johns y Doswell, 1992):

- a) *Humedad*: se refiere a la presencia de una capa húmeda lo suficientemente profunda en la baja tropósfera.
- b) *Inestabilidad condicional convectiva*: alude a contar con un gradiente vertical de temperatura lo suficientemente inestable para permitir tener un área positiva importante.
- c) *Movimientos de ascensos*: son necesarios para que las parcelas de aire que se encuentran dentro de la capa húmeda cerca de superficie puedan ascender y alcancen el NLC.

Aquellas regiones de la baja tropósfera donde la convergencia se ve reforzada, resultan muy favorables para la iniciación de la convección (Purdom, 1982; Wilson y Schreiber, 1986; Wilson y otros, 1992; Xue y Martin, 2006). La convergencia horizontal de masa en niveles bajos crea un exceso de presión cerca de la superficie generando un gradiente vertical de presión. Esta fuerza resulta en una aceleración hacia arriba de las parcelas de aire suficiente como para que puedan alcanzar el NLC. En consecuencia, la convergencia de niveles bajos es utilizada muy a menudo como un indicador de regiones favorables para el inicio de la convección profunda, junto con el CAPE positivo y el CINE cercano a cero. De ese modo, los frentes de escala sinóptica, las líneas secas, los frentes de ráfagas y los frentes de brisa, son lugares favorables para que esto ocurra. Sumado a estos, las tormentas convectivas también pueden ser iniciadas por circulaciones orográficas impulsadas por el calentamiento de

terreno elevado o en pendiente o por el ascenso forzado asociado a la presencia de ondas de gravedad.

La dinámica en la escala sinóptica mayormente tiene influencia sobre el entorno de mesoescala ayudando a la iniciación de la convección mediante el aporte de ascensos generalizados, que tienden a reducir el CINE, antes mencionado, y profundizar la capa húmeda de niveles bajos. De este modo, los procesos relacionados con la escala sinóptica no pueden pasarse por alto cuando se realiza un pronóstico de iniciación de la convección. Los movimientos verticales de gran escala se pueden anticipar razonablemente bien a partir del reconocimiento de patrones y la aplicación de los principios de la meteorología sinóptica.

Desde los primeros inicios del estudio de la convección hace mas de 50 años, Newton (1963) propuso diferentes actores dentro de los procesos que conllevan a la iniciación de la convección que involucran a las escalas más grandes que la mesoescala. El autor hace una distinción entre factores que pre-condicionan el entorno en el cual se desarrollará la convección (por ejemplo, la proximidad de una vaguada en niveles medios y altos, la presencia de advecciones diferenciales en la horizontal, el desarrollo de corrientes en chorro en niveles bajos), y aquellos procesos que ayudan a liberar la inestabilidad (movimientos de ascenso rápidos asociados a los frentes sinópticos y a los de mesoescala como los frentes de ráfagas o los frentes de brisa, y a las circulaciones locales relacionadas con la topografía).

Los factores que ayudan a la desestabilización del entorno en el cual pueden desarrollarse las tormentas son numerosos, al igual que aquellos que ayudan al disparo de la convección. Una completa revisión de los procesos más relevantes puede encontrarse en Johnson y Mapes (2001). La tabla 5.1 muestra los procesos más relevantes que en la mayoría de los casos sirven

para desestabilizar gradualmente el entorno y modificar el perfil vertical de viento asociado a la cortante del viento, estableciendo así las condiciones para la ocurrencia de tormentas severas (Doswell, 2001). Sin embargo, si la inestabilización ocurre lo suficientemente rápido, algunos de estos procesos directamente pueden disparar la convección, haciendo que la distinción entre elementos pre-condicionantes y disparadores no sea del todo clara.

Los procesos descritos en la tabla 5.1 se dividen en locales, advectivos y dinámicos. Los procesos locales incluyen la mezcla dentro de la capa límite planetaria (PBL) e interacciones de la atmósfera con elementos geográficamente fijos como la topografía o los gradientes en las propiedades del suelo. Los procesos de tipo advectivo involucran el transporte físico de masas de aire. La advección actúa como un proceso relevante que prepara el entorno pre-convectivo (por ejemplo, advección diferencial de aire frío/húmedo sobre aire caliente/seco). Los procesos dinámicos son más difíciles de observar, ya que a menudo involucran evoluciones temporales muy rápidas relacionadas con el movimiento del aire en regiones específicas de la atmósfera. Ellos pueden incluir, entre otros, las circulaciones secundarias asociadas con el ajuste geostrófico en presencia de corrientes en chorro, tanto en niveles bajos como altos de la atmósfera, como así también el desarrollo de ondas de gravedad.

Por su parte, un listado de los procesos relacionados con el disparo de la convección se muestra en la tabla 5.2. Como se mencionó anteriormente, algunos procesos pueden actuar tanto desestabilizando la atmósfera como también ayudando al inicio de la convección misma. En determinadas situaciones, algunos frentes fríos disparan convección a lo largo de todo el borde delantero del lado caliente, mientras que otros sólo pre-condicionan la atmósfera proveyendo ascensos de mesoescala y convergencia de humedad, pero no logrando disparar la convección. Sin embargo, en general, el ascenso

necesario para el inicio de la convección suele ser más fuerte que el aportado por el proceso pre-condicionante, especialmente cuando está presente algo de CIN. Probablemente los mecanismos de disparo de la convección más comunes sean de naturaleza advectiva: líneas de convergencia (frentes de ráfagas, frentes fríos, brisas, líneas secas) o intersección de bordes (puntos triples, colisión de frentes de ráfagas). Si bien los procesos enumerados en la tabla 5.2 favorecen por sí solos el inicio de la convección, la superposición de algunos de ellos resulta particularmente eficiente en el inicio de las tormentas. Un claro ejemplo son los rollos horizontales en la PBL que al intersecar una línea de convergencia amplifican los movimientos de ascenso en zonas específicas de la línea (Wilson y otros, 1992; Atkins y otros, 1995).

Las características del relieve de la superficie produce efectos importantes en la convección, ya sea porque este formado por pequeñas colinas o por escarpadas cadenas montañosas. Una recopilación de este tema alrededor del mundo es presentada por Banta (1990). El autor identifica tres mecanismos a través de los cuales la topografía ejerce influencia sobre la iniciación y desarrollo de la convección:

- a) el ascenso mecánico del aire que ayuda a éste a alcanzar el NLC,
- b) el desarrollo de circulaciones térmicamente forzadas y,
- c) los efectos aerodinámicos (bloques, desvío del flujo, ondas de gravedad).

El primero de ellos está directamente relacionado con el inicio de la convección. Por su parte, los flujos generados a partir de contrastes térmicos como los sistemas de brisa valle-montaña (vientos catabáticos o anabáticos) pueden jugar un rol importante en la iniciación y el desarrollo de convección organizada que puede producir fenómenos severos. Distintas investigaciones vinculan la presencia de zonas de convergencia, asociadas a circulaciones

térmicas en las montañas, como uno de los mecanismos más importantes de iniciación de la convección (Raymond y Wilkening, 1980; Toth y Johnson, 1985; Homar y otros, 2003; Barthlott y otros, 2006), mediante el ascenso del aire hasta el NLC. Las grandes cadenas montañosas como las Rocallosas, el Altiplano Tibetano, los Andes, y otras, generan a una escala mayor circulaciones durante el transcurso del día que pueden modificar los perfiles termodinámicos y de viento en forma generalizada y conducir cambios extremos que posibiliten eventos de tiempo severo.

Dentro de la mesoescala, los rasgos topográficos más locales y la interacción de la misma convección con estos determinarán dónde la convección se va a iniciar. De todos modos, las condiciones específicas que favorecen la ocurrencia de tormentas severas un día en particular resultan de la superposición de flujos tanto en la escala sinóptica como en la mesoescala. Los entornos asociados a inundaciones repentinas son un ejemplo del efecto pre-condicionante de los flujos térmicamente forzados. Doswell (1985) identificó que este tipo de eventos se dan en presencia de un entorno sinóptico estacionario que produce una continua actividad de celdas convectivas precipitantes que se regeneran sobre una cuenca escarpada propensa a las inundaciones. Ejemplos notorios son los eventos de inundaciones ocurridos en Colorado (Maddox y otros, 1978; Caracena y otros, 1979; Nair y otros, 1997), sobre la Cadena Frontal de las Rocallosas y lo ocurrido en Leh, India en 2010 al pie del Himalaya (Rasmussen y Houze, 2012). De todos modos, la ubicación precisa de las tormentas que generan las inundaciones repentinas involucra procesos complejos que disparan la convección tales como la interacción entre el terreno y los frentes de ráfagas de las mismas tormentas y el ascenso orográfico directo.

Tabla 5.1 Procesos de mesoescala pre-condicionantes para el desarrollo de convección húmeda profunda (Johnson y Mapes, 2001)

Locales	Advectivos	Dinámicos
<p>Procesos en la capa límite</p> <ul style="list-style-type: none"> • Profundización de la capa de mezcla • Profundización de la capa húmeda • Convergencia a lo largo de líneas secas • Inversiones nocturnas, formación de LLJ <p>Efectos de terreno</p> <ul style="list-style-type: none"> • Formación de zonas de convergencia • Desarrollo de flujos en pendiente • Modificación de la hodiografía <p>Efectos asociados a la superficie</p> <ul style="list-style-type: none"> • Evaporación, calentamiento • Discontinuidades por tipo de suelo, humedad, rugosidad 	<p>Advección diferencial</p> <ul style="list-style-type: none"> • Formación de inversiones ("capping") • Inestabilización • Formación de una PBL profunda y seca (favorable para microburst) <p>Líneas de convergencia</p> <ul style="list-style-type: none"> • Frentes • Líneas secas • Brisas de mar/lago/tierra • Brisas valle/montaña <p>Advección de humedad</p> <ul style="list-style-type: none"> • Aumenta el CAPE • Disminuye el NLC 	<p>Circulaciones secundarias</p> <ul style="list-style-type: none"> • Ajuste geostrófico • Jets <p>Ondas/corrientes de gravedad</p> <ul style="list-style-type: none"> • Ascenso asociado a la pileta de aire frío • Disminuciones locales del CIN • Modificación de la cortante vertical del viento <p>Inestabilidades de mesoescala</p> <p>Procesos en la PBL</p> <ul style="list-style-type: none"> • Rollos convectivos horizontales • Oscilación inercial (LLJs)

Tabla 5.2 Procesos de mesoescala disparadores de la convección húmeda profunda (Johnson y Mapes, 2001)

Locales	Advectivos	Dinámicos
<p>Circulaciones dentro de la PBL</p> <ul style="list-style-type: none"> • Térmicas <p>Efectos de terreno</p> <ul style="list-style-type: none"> • Ascenso orográfico • Forzantes térmicos • Obstáculos <p>Efectos asociados a la superficie</p> <ul style="list-style-type: none"> • Discontinuidades en los flujos de calor latente/sensible 	<p>Líneas de convergencia</p> <ul style="list-style-type: none"> • Frentes fríos • Frentes de ráfaga • Brisas de lago/mar • Líneas secas <p>Interacción de bordes</p> <ul style="list-style-type: none"> • Punto triple • Colisión de frentes, brisas de mar 	<p>Ondas/corrientes de gravedad</p> <p>Rollos convectivos horizontales dentro de la PBL</p>

Numerosos son los trabajos que se han realizado alrededor del mundo tendiente a avanzar en el entendimiento de los procesos antes mencionados que conllevan al desarrollo de la convección húmeda profunda. Todos ellos muestran características comunes asociadas al entorno en el cual los SCMs de latitudes medias se desarrollan, que incluyen la presencia de una vaguada de onda corta en niveles altos, una zona frontal en superficie y una fuerte corriente en chorro en capas baja (LLJ) (Maddox, 1983; Velasco y Fritsch, 1987; Laing y Fritsch, 2000; entre otros). En particular, trabajos realizados en Estados Unidos muestran que sobre la región de las Grandes Planicies, el flujo de aire húmedo originado en el Golfo de México está confinado a las capas bajas debido a una inversión generada por aire seco fluyendo desde la Meseta Mexicana y desde las Montañas Rocallosas. Esta inversión hace que la inestabilidad no se pueda liberar en grandes áreas, al tiempo que intensifica el desarrollo de convección en regiones angostas muy puntuales (Carlson y otros, 1983). Algo similar se observa en el oeste del Himalaya (Houze y otros, 2007). Sin embargo, la convección profunda más severa en Estados Unidos y el Himalaya se inicia de manera diferente. Mientras que en Estados Unidos los mecanismos principales disparadores de la convección profunda son las zonas de convergencia en capas bajas asociadas a frentes y/o líneas secas, la convección en el oeste del Himalaya tiene su origen en el ascenso forzado de tipo orográfico (Medina y otros, 2010).

Para la región de Sudamérica, existen en la bibliografía numerosas investigaciones que nos permiten entender y conocer la climatología de los entornos en los que se genera convección húmeda profunda. Nogués-Paegle y Mo (1997), Garreaud y Wallace (1998), Liebmann y otros (1999) y Garreaud (2000) muestran que, especialmente durante el verano en SESA, el pasaje frecuente de vaguadas baroclínicas y sistemas frontales sobre los Andes están asociados con el desarrollo de convección profunda al este de los mismos. Por su parte, un gran número de estudios (Salio y otros, 2002; Marengo y otros,

2004; Nicolini y Saulo, 2006; entre otros) han avanzado en la comprensión de la interacción entre la precipitación en el área subtropical de SESA y la corriente en chorro en capas bajas de Sudamérica (SALLJ) que se establece en niveles bajos por delante de las vaguadas antes mencionadas. Otros trabajos han avanzado en entender el entorno asociado a la ocurrencia de convección profunda (Velasco y Fritsch, 1987; Torres, 2003; Nieto Ferreira y otros, 2003; Vila, 2004; Salio y otros, 2007; Saulo y otros, 2007; Anabor y otros, 2009; Borque y otros, 2010; Rasmussen y Houze, 2011).

En particular, Salio y otros (2007) muestran que cuando el SALLJ está presente al formarse el SCM, precede el inicio del sistema durante un período que supera las doce horas advectando aire cálido y húmedo en niveles bajos hacia el centro y norte de Argentina lo cual favorece el incremento del CAPE en dicha región. Este proceso junto a una onda baroclínica de escala sinóptica que evoluciona hacia el este provee las condiciones ideales para el desarrollo de convección en un área extendida. Un ejemplo claro es el caso de estudio presentado por Borque y otros (2010), quienes analizan el entorno de escala sinóptica y meso-alfa asociado a la ocurrencia de convección sobre el centro de Argentina durante la estación cálida. Los autores muestran la presencia de un SALLJ muy intenso que penetra al sur de los 25 grados de latitud que está presente en las horas previas a la ocurrencia de la convección y que advecta aire cálido y húmedo. Por otra parte el SALLJ contribuye a incrementar la convergencia en niveles bajos en su extremo sur, en donde dicho aporte se suma a la convergencia generada por un sistema frontal que se desplazaba hacia el norte. Resultados similares encuentran Anabor y otros (2009) al estudiar el entorno asociado al desarrollo de una muestra de diez mesosistemas convectivos sobre el centro-oeste de Argentina. Los autores concluyen que los sistemas se inician en un entorno con una fuerte advección en niveles bajos de aire cálido y húmedo proveniente del Amazonas relacionada con la presencia del SALLJ que logra penetrar al sur del paralelo de

25°, gracias a la intensificación y profundización de la Depresión del Noroeste Argentino (DNOA; Seluchi y otros, 2003; Ferreira, 2008).

Podemos resumir las características principales del entorno de escala sinóptica en cual se inician los sistemas convectivos en el centro y norte de Argentina en los siguientes elementos principales:

1. La presencia del SALLJ penetrando al sur de 25°S, que favorece la llegada de una masa de aire cálida y húmeda de origen tropical a la región de génesis, fuertemente relacionada con el desarrollo e intensificación de la DNOA.
2. Una zona frontal, que favorece la convergencia en niveles bajos y los movimientos de ascenso. Se han reportado casos de inicio de sistemas convectivos sobre frentes fríos, cálidos y estacionarios sobre esta región.

Si bien existen numerosos estudios sobre los procesos de escala sinóptica que pre-condicionan el entorno en el cual se inician los sistemas convectivos en nuestra región, pocos trabajos abordaron el estudio de los **procesos de mesoescala** asociados al inicio de la convección.

Nicolini y García Skabar (2011) utilizando los análisis BRAMS-20 (García Skabar y Nicolini, 2009) investigaron la existencia de circulaciones de mesoescala y el ciclo diario de las divergencias en la PBL en la región de SESA, que pueden actuar como forzantes para la iniciación de la convección. Los autores encontraron la existencia de un ciclo diario del campo de divergencias en la PBL, sobre las planicies que se extienden al este de la cordillera de los Andes, con convergencias nocturnas y divergencias diurnas. Los autores plantean la existencia de una relación entre la convergencia nocturna, y el máximo nocturno de precipitación encontrado por Nicolini y Saulo (2006) y Salio y otros

(2007).

Por su parte Saulo y otros 2007 muestran que la intensificación del SALLJ está fuertemente relacionada con la disponibilidad de humedad y la liberación de calor latente. Esto último intensifica las velocidades verticales generando un incremento de la convergencia de niveles bajos y como resultante una aceleración del SALLJ hacia el área de la convección, retroalimentando el aporte de humedad.

Ferreira (2008) encuentra que el entorno de la DNOA durante el verano presenta condiciones favorables a la ocurrencia de precipitaciones de tipo convectiva. En particular, muestra que durante la etapa de desarrollo de la DNOA el aumento en los flujos de humedad produce un leve incremento de la lluvia en la región del NOA. Estas precipitaciones se ven inhibidas sobre la región de la baja el día que alcanza la mayor profundización y durante la etapa de decaimiento las máximas anomalías de precipitación se posicionan sobre el noreste y centro de Argentina.

Los trabajos previos sientan principalmente sus estudios en el área de SESA, por consiguiente el presente capítulo busca responder a la necesidad de avanzar en el entendimiento de los mecanismos involucrados en el inicio de SCMs con características extremas en áreas de topografía compleja en Argentina.

El capítulo anterior destaca la particularidad que presentan los sistemas convectivos con características extremas que se inician en dos regiones próximas al faldeo oriental de los Andes en comparación con aquellos que nacen lejos de la montaña sobre terrenos más llanos. En vista de estos resultados, surgen una serie de interrogantes en relación a los SCMs y cuál es el rol de la topografía en la iniciación de los mismos:

- ¿Cuáles son las condiciones que favorecen el inicio de la convección en cada una de las regiones cercanas a la topografía?
- ¿Varía el entorno de escala sinóptica asociado a los sistemas convectivos que se inician a distintas horas del día?
- ¿Qué rol juegan las circulaciones locales en el inicio de los sistemas convectivos, en cada una de las regiones?

A fin de responder estas preguntas, este capítulo buscará identificar los rasgos más sobresalientes asociados a la escala sinóptica y mesoescala que condicionan el entorno en el cual se desarrolla la convección húmeda profunda en las regiones de las Sierras de Córdoba y el faldeo de los Andes en el noroeste de la Argentina. Se considerará una distinción entre los sistemas que se inician en horas de la tarde y los que se inician durante las primeras horas de la noche. Juntamente con este análisis, se indagará en los procesos de la mesoescala que pueden estar ayudando al inicio de la actividad convectiva, centrando la atención en el rol de la topografía como elemento desestabilizador de la baja troposfera y su relación con la presencia de circulaciones locales, frentes y el SALLJ.

5.2 Datos y metodología

En el presente capítulo se utilizan los datos del reanálisis CFSR (Climate Forecast System Reanalysis; Saha y otros, 2010) perteneciente al NCEP (National Center for Environmental Prediction) para estudiar el entorno de escala sinóptica y mesoescala. Los mismos están disponibles cada 6 horas (00, 06, 12 y 18 UTC) con una resolución espacial de $0,5^\circ$ en latitud y longitud, y distribuidos en 27 niveles de presión constante (1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125 y 100 hPa).

Las variables seleccionadas para el análisis son: altura geopotencial (m_g), temperatura (K), humedad relativa (%), velocidad vertical (Pa s^{-1}), componentes zonal y meridional del viento (m s^{-1}), CAPE y CINE calculados a partir de las parcelas de superficie (J kg^{-1}) y agua precipitable total (mm). Las variables derivadas calculadas en el presente trabajo son la humedad específica (q) y la temperatura potencial equivalente (TPE), las cuales fueron calculadas utilizando el método sugerido por Bolton (1980), y la inestabilidad potencial convectiva (IPC) siguiendo la metodología propuesta por Protat y Lemaître (2001).

En relación al cálculo del IPC, los autores proponen que los cambios en el perfil vertical de TPE pueden utilizarse como un estimador cualitativo de la evolución del CAPE. Un aumento de la TPE en niveles bajos, conduce a un aumento de la IPC y también contribuye a aumentar la diferencia de temperatura entre la parcela y el entorno en niveles superiores, mientras que un descenso de los valores de TPE en niveles altos tiene un efecto similar. Sin embargo, la relación entre el CAPE y la IPC sólo puede ser utilizada en forma cualitativa, ya que existen ejemplos claros en los que un perfil convectivamente inestable resulta estable para desplazamientos verticales finitos como es el caso de las inversiones de temperatura originadas por subsidencia. Para cumplimentar este objetivo se utiliza la ecuación de la variación local de la IPC con el tiempo (ecuación 5.1) siguiendo la formulación de Protat y Lemaître (2001). Esta ecuación relaciona la tendencia de la IPC con las advecciones de TPE y con los flujos turbulentos de calor y humedad. El término 1 representa la tendencia local de la IPC. El término 2 representa la variación vertical de la advección horizontal de TPE, el término 3 es la variación vertical de la advección vertical de TPE. El término 4 representa los flujos turbulentos de calor y humedad y los flujos radiativos de calor.

$$\underbrace{\frac{\partial \left(\frac{\partial TPE}{\partial p} \right)}{\partial t}}_{(1)} = - \underbrace{\frac{\partial}{\partial p} \left(u \frac{\partial TPE}{\partial x} + v \frac{\partial TPE}{\partial y} \right)}_{(2)} - \underbrace{\frac{\partial}{\partial p} \left(\bar{\omega} \frac{\partial TPE}{\partial p} \right)}_{(3)} + \underbrace{\frac{\partial \dot{Q}}{\partial p}}_{(4)} \quad (5.1)$$

Para ello se calcula en primer lugar el valor de la IPC en la capa 850/500 hPa. En base a estos valores, se calculó la tendencia centrada de la IPC (término 1). Luego se calculó la advección horizontal (término 2) y vertical (término 3) de la TPE para la misma capa. El término 4 fue estimado como residuo de la variación local de la IPC, menos los términos 2 y 3. Esto indica que esta metodología no permite una distinción cuantitativa entre el efecto de la turbulencia y el forzante radiativo. Es muy importante destacar que con esta fuente de información el cálculo de la tendencia (1) y el residuo (4) es fuertemente cualitativo y brinda una idea del valor de los términos involucrados, pero bajo ningún concepto pueden tomarse como valor real de las variables involucradas.

Para determinar las características del entorno sinóptico/mesoescala asociado al inicio de los sistemas convectivos, se calcula el campo medio de las variables a estudiar. Un campo medio resultante, que comúnmente denominamos composición, muestra las características más sobresalientes presentes en un grupo de casos elegidos de acuerdo con un criterio.

La composición de entornos se realiza considerando las dos muestras de SCMs estudiados en el capítulo anterior: el conjunto de sistemas que nacen en la región CBA compuesto por un total de 105 SCMs, y el conjunto de sistemas que se originan en la región NOA formado por 148 SCMs. Para cada hora del reanálisis (00, 06, 12 y 18Z) se toma una ventana de 6 horas centrada en dicho tiempo y todos los SCMs que se inicien dentro de la misma son asociados al análisis correspondiente (figura 5.1). A partir del conjunto de sistemas, obtenido para cada hora, se calcula la media de las variables antes mencionadas. Para analizar el entorno previo y posterior al momento del inicio

del sistema, se calcula la media correspondiente a las 6 y 12 horas previas y posteriores al inicio de cada evento. En la tabla 5.3 se muestra el número total de casos con los que se hizo la composición del entorno asociado al inicio de los sistemas para las diferentes horas y regiones. Como se puede ver, las 18Z y las 00Z son las horas donde se cuenta con mayor número de casos con lo cual el análisis se focaliza en el estudio de los resultados para estos tiempos solamente, ya que en las horas restantes el número de casos no es suficiente para realizar un análisis estadístico robusto. Por este mismo motivo, no se consideró una clasificación por dirección de desplazamiento o por tipo de RPF asociado, tal como se discutiera en capítulos anteriores. Si existe más de un sistema convectivo cuyo inicio este asociado al mismo día y hora de los datos del reanálisis, los mismos son contabilizados una única vez en la composición. Esta es la razón por la cual el número total de días utilizados para las composiciones difiere de la cantidad total de SCM que se tienen en cada región.

Tabla 5.3 Número de días disponibles para la composición correspondiente a cada hora principal del reanálisis. Los números resaltados corresponden a las horas con mayor número de casos. Entre paréntesis se indica para cada hora central el porcentaje respecto del total ($N_{CBA}=96$, $N_{NOA}=135$).

T_o (UTC)	Región CBA	Región NOA
00	43 (44,8%)	49 (36,3%)
06	19 (19,8%)	13 (9,6%)
12	8 (8,3%)	10 (7,4%)
18	26 (27,1%)	63 (46,7%)

A fin de resaltar las características particulares de los entornos asociados al inicio de la convección, se calcularon las anomalías respecto del campo medio climatológico para cada hora del día. Dado que los casos corresponden a la estación cálida, la climatología se definió a partir de la media de los meses de septiembre a febrero en el período comprendido entre los años 2000 y 2010.

Para conocer el nivel de significancia de las anomalías encontradas, se utiliza el test de Student con un valor de corte de 95%.

Finalmente, la frecuencia de la convección representada por una temperatura de brillo IR menor que 235K y 210K fue calculada en toda el área de SESA a partir de datos GOES (10,8 μ m). Con esto lo que se busca es analizar la evolución típica de la convección en los días utilizados en las composiciones. Los datos utilizados así como los umbrales son los mismos discutidos en el Capítulo 3.

5.3 Resultados

5.3.1 Región de las Sierras de Córdoba

5.3.1.1 Distribución espacial y temporal de la frecuencia de convección

La Figura 5.2, muestra la evolución de la convección para los días en los que los sistemas convectivos se inician alrededor de las 18Z en la región de las Sierras de Córdoba (SCBA). El análisis se extiende desde las 12 horas previas a la hora de inicio y hasta las 12 horas posteriores. Seis y doce horas antes del inicio de los sistemas, se encuentra una zona bien definida de máxima frecuencia para la isoterma de 235K con una clara orientación noroeste-sudeste y que se extiende desde el sur de la región de las SCBA hacia el sudeste de la provincia de Buenos Aires, asociada con la presencia de un frente frío sobre el centro de Argentina.

A las 18Z el máximo asociado al frente parece debilitarse al tiempo que se activa la convección cercana a la topografía. En particular en la región de las SCBA se presenta un máximo de frecuencia sobre la ladera este y otra zona con menores frecuencias sobre el noroeste en el valle ubicado entre las SCBA y

la Pre-cordillera. Estas regiones coinciden con las zonas donde se inician los sistemas convectivos cuyas trayectorias se muestran en la figura 5.4a.

En las horas posteriores, estos sistemas se mueven al este y noreste, y esto queda evidenciado en los mapas de frecuencias de ambos umbrales de temperatura de brillo. Los mismos muestran el establecimiento de dos regiones: una centrada en 27°S-61°O y la otra ubicada hacia el sudeste con centro en 32°S-60°O. De los dos máximos, el que mayor frecuencia de 210K muestra es el del norte en comparación con su par del sur. Esto coincide con los tiempos asociados al ciclo de vida de los SCMs que se inician en la región de Córdoba y que fueron discutidos en los Capítulos 3 y 4. Los sistemas que se inician sobre el sur de las sierras tienden a desarrollarse mucho más rápido alcanzando la madurez a las 00Z (máximo de frecuencia en 210K centrado en 33°S-62°O) y entrando en la etapa de decaimiento hacia la noche. En cambio los sistemas que se inician sobre el norte de la región de interés tienden a ser más longevos y mayormente nocturnos, alcanzando la madurez hacia las 06Z y disipándose durante el transcurso de la mañana.

La Figura 5.3, muestra la evolución de la convección para los días en los que los sistemas convectivos en la región de las SCBA se inician alrededor de las 00Z. Las principales diferencias que se observan con las 18Z son:

- La convección previa asociada al frente es menos intensa en los sistemas que se inician a las 00Z.
- La convección que se observa en las regiones tropicales y sobre el faldeo oriental de los Andes es menos intensa en los sistemas que se inician a las 00Z.

- La génesis está más uniformemente distribuida sobre la región de las SCBA en los sistemas que se inician a las 00Z.
- En los sistemas que se inician a las 00Z el desplazamiento parece ser más lento y hay menor dispersión en cuanto a la dirección con la que se propagan los mismos, en total concordancia con lo que se observa en la Figura 5.4b. Esto se evidencia a las 06Z con un único máximo localizado en 31°S-62°O.

5.3.1.2 Características generales del entorno sinóptico

Como ya ha sido demostrado por muchos trabajos en diversas partes del mundo incluyendo SESA (Maddox, 1983; Laing y Fritsch, 2000; Torres, 2003; Salio y otros, 2007; Borque y otros, 2010), el entorno de escala sinóptica dentro del cual se desarrollan comúnmente los sistemas convectivos de mesoescala en latitudes medias se caracteriza por la presencia de una zona baroclínica en superficie posicionado en la parte delantera de una vaguada que es parte de un tren de ondas, que interactúa con una masa de aire húmeda y muy inestable que aporta las condiciones termodinámicas ideales para el desarrollo de convección húmeda profunda.

En particular en SESA, esta actividad convectiva a su vez está íntimamente relacionada con la presencia de la corriente en chorro de Sudamérica (SALLJ), que aporta las condiciones dinámicas y termodinámicas favorables para tal desarrollo (Salio y Saulo, 2002; Salio y otros, 2007, Saulo y otros 2007). Nicolini y Saulo (2006) muestran que los eventos CJE (SALLJ con una gran penetración meridional, al sur de 25°S) están caracterizados por máximas anomalías positivas en la precipitación estival, las que se ubican en una región coincidente con la de las máximas anomalías positivas de convergencia de flujo de humedad y también con la posición media en la que los SCMs que se inician en la región CBA alcanzan la madurez.

En vista de esto, los resultados encontrados tanto para las composiciones de los sistemas que se inician a las 18Z como la de aquellos que lo hacen a las 00Z, muestran un patrón similar a lo mostrado en los trabajos mencionados anteriormente relativos a la estructura sinóptica de los campos.

La composición de los sistemas que se inician a las 18Z muestra en niveles bajos (figura 5.5) la presencia de un frente frío con una clara orientación noroeste-sudeste con una importante actividad convectiva asociada como se evidencia en los mapas de frecuencia de temperatura de brillo menores que 235K (figura 5.2). Por su parte, se advierte un centro de bajas presiones sobre el noroeste de Argentina asociado a la presencia de la DNOA (Lichtenstein, 1980; Seluchi y otros, 2003; Ferreira, 2008) cuya posición geográfica coincide con la ubicación climatológica de la DNOA en verano para el "Día 0" mostrado por Ferreira (2008). Las diferencias entre las 18Z y las 00Z se evidencian más claramente al comparar las anomalías, donde la DNOA es más intensa al igual que el frente para la composición de los sistemas que se inician en la tarde.

La estrecha relación que se advierte entre el desarrollo de los sistemas convectivos y el avance de un frente frío es algo que trabajos previos ya han mostrado. En este sentido, Maddox (1983) y Cotton y otros (1989) encuentran una débil zona frontal que se extiende con dirección OSO-ENE a lo largo de la porción norte del área de génesis de un conjunto de MCCs que se desarrollan en EEUU, mientras que Laing y Fritsch (2000) también mencionan la presencia de un frente caliente o estacionario atravesando la región de génesis de los MCCs sudamericanos. Más recientemente, Salio y otros (2007), Anabor y otros (2008) y Borque y otros (2010) también destacan el rol importante que tiene el frente frío en el desarrollo de convección húmeda profunda sobre SESA.

Asociado con el frente, en niveles medios y altos de la atmósfera se presenta una vaguada de onda larga con una corriente en chorro asociado (figura 5.6).

Esta configuración produce un intenso flujo del noroeste sobre la región de las SCBA donde la cortante vertical del viento entre los niveles de 850 y 500 hPa supera en valores medios los 30 m/s, con un importante giro anticiclónico. Las velocidades máximas asociadas a la corriente en chorro alcanzan los 50 m/s en el caso de los sistemas que se inician a las 18Z y los 40 m/s para aquellos que lo hacen a las 00Z. Por su parte, la región de génesis de los sistemas esta posicionada en el lado anticiclónico de la región de entrada del máximo, siendo ésta una zona favorable para el desarrollo de divergencias en niveles altos (Uccellini y Johnson, 1979; Uccellini y Koucin, 1987; Salio y otros, 2007). Si bien los campos asociados a los sistemas que se inician a las 00Z son similares, la diferencia más notoria es la intensidad de la anomalía ciclónica la cual es mucho más débil. Esto repercute en el campo medio de velocidades que es más zonal y también menos intenso, por ende generando una corriente en chorro más débil.

Las figuras 5.7 y 5.8 muestran la circulación resultante de componer el campo de viento en el nivel de 850 hPa y su correspondiente anomalía. El campo correspondiente a las 06Z del día donde el inicio de los sistemas es a las 18Z se caracteriza por un flujo intenso y bien canalizado inmediatamente al este de los Andes que se extiende meridionalmente desde Bolivia y hasta las Sierras de Córdoba, en respuesta al fuerte gradiente horizontal de presión establecido entre la DNOA y el Anticiclón del Atlántico Sur. La mayor intensidad del SALLJ, con velocidades medias que superan los 12 m/s, se concentra en la banda latitudinal comprendida entre 24° y 32°S, anómalamente más al sur que su posición climatológica e intenso para esta época del año y hora del día (Salio, 2002). Teniendo en cuenta la importante penetración hacia el sur del máximo de viento, de acuerdo a la clasificación propuesta por Nicolini y Saulo (2000) y Salio (2002), se trata de un evento CJE (Chaco Jet Event).

La importancia de los CJE como generadores de ambientes favorables para el desarrollo de sistemas convectivos se pone de manifiesto al considerar que, si bien solo en un 17% de los días de verano se observan estos eventos, la precipitación acumulada durante los mismos supera el 50% de la precipitación estival en una importante región del centro y norte de Argentina (Salio y otros, 2002; Salio y otros, 2007). El núcleo de este máximo de precipitación está situado sobre la provincia de Corrientes, posición coincidente con la ubicación en la que los SCMs estudiados en esta tesis alcanzan su estado de madurez.

Tanto en el campo medio como en el de anomalías, se destaca la canalización del flujo del sector sur y sudeste a lo largo de la provincia de Mendoza al oeste de la región de las SCBA asociado al aire frío por detrás del frente. El origen de dicho comportamiento está explicado por la aceleración ageostrófica que experimenta el viento como consecuencia del bloqueo de la componente geostrófica del viento perpendicular a la topografía, respondiendo el viento de este modo netamente al gradiente de presión como muy bien lo demuestra Garreaud (1999).

En la composición de días en los que los sistemas se inician a las 00Z también se observa la presencia de un máximo de viento inmediatamente al este de los Andes con orientación norte-sur en las horas previas, pero mucho menos intenso. Las diferencias más notorias se relacionan con la posición del máximo de intensidad, ya que el mismo nunca penetra tan al sur como en el caso anterior (independientemente de la hora del día), y con el flujo del sur cuya anomalía es más débil que en el caso previo.

En ambas composiciones para la hora de inicio de los sistemas, el centro y norte de Argentina está dominado por una masa de aire cálido y húmedo con valores de TPE en 850 hPa del orden de los 340K a 345K (figuras 5.9 y 5.10), resultado que concuerda con lo mostrado por Torres (2003), Salio y otros

(2007), Anabor y otros (2008) y Borque y otros (2010). En relación con este campo medio, se observan anomalías positivas de TPE sobre el centro-norte de Argentina, centradas en 30°S-65°O, con valores que superan, en el caso de las 18Z los 16K y los 12K para los que se inician a las 00Z.

La presencia de esta lengua de aire cálido y húmedo crea un importante gradiente zonal que es más notorio en la composición de los sistemas que se inician a las 18Z, con los mayores valores de intensidad del gradiente sobre las SCBA y desde aquí hacia el sur y luego al sudeste hasta el sur de Buenos Aires, indicando claramente la ubicación de la zona frontal mencionada anteriormente. Este rasgo sobresaliente no se observa en la composición de los casos que se inician a las 00Z, ya que el gradiente es mucho más débil.

El forzante sinóptico muestra características mucho más intensas en los casos de las 18Z que produce: una mayor penetración e intensidad del SALLJ, DNOA más profunda, un gradiente frontal y una corriente en chorro en niveles altos más intenso asociado a la zona baroclínica.

5.3.1.3 Análisis de los factores que contribuyen a los cambios en la inestabilidad convectiva

Una medida directa de la inestabilidad de la masa de aire es el CAPE calculado a partir de las parcelas de superficie. Las figuras 5.11 y 5.12 muestran los campos medios y las anomalías de dicho parámetro para la composición de casos que se inician a las 18Z y 00Z respectivamente. Los resultados muestran un entorno mucho más inestable en el caso de los días en los cuales la actividad de los SCMs comienza a las 18Z. Sobre el centro-oeste y norte de Argentina para la hora de inicio (18Z) se presentan valores medios de CAPE del orden de 1000 J kg^{-1} concentrados mayormente sobre la ladera este de los Andes al norte de las SCBA acompañados por anomalías del orden de más de 700 J kg^{-1} que se extienden al sur hasta los 32° de latitud. Esta zona

caracterizada por valores de CAPE positivos se extiende al sur siguiendo aproximadamente la distribución de la lengua de aire cálido y húmedo discutida previamente. Luego, la zona de génesis de los SCMs se ubica en el extremo sur de esta región inestable con valores muy bajos de CINE, donde si bien los valores de CAPE no son tan elevados, se combinan adecuadamente con las convergencias en la capa baja y los ascensos orográficos, proveyendo así los ingredientes necesarios para el inicio de los sistemas más organizados.

En cambio, el entorno asociado a los sistemas que se inician a las 00Z (figura 5.12) es menos inestable ya que los valores medios de CAPE en la región de inicio no superan en promedio los 600 J kg^{-1} y las anomalías son del orden de 300 J kg^{-1} . Aun comparando las mismas horas (por ejemplo, las 18Z) en ambas composiciones, las 18Z de los sistemas que se inician a esta hora resulta ser mucho más inestable y la inestabilidad residual resultante de restarle al CAPE el valor de CIN resulta en valores por encima de 1000 J kg^{-1} .

A fin de entender algunos procesos que explican los cambios en el CAPE de superficie, se hace el análisis de la IPC y su tendencia (figuras 5.13 y 5.14). Dicho análisis busca responder la siguiente pregunta: ¿Qué factores contribuyen a aportar la inestabilidad necesaria y a qué se deben las diferencias que se observan entre los sistemas que se inician a las 18Z vs los que se inician a las 00Z?

Los campos resultantes muestran, para la composición de casos que se inician a las 18Z (figura 5.13), tendencias positivas de IPC (como el gradiente se expresa en K (100hPa h)^{-1} tendencias positivas indican un aumento de la inestabilidad) principalmente sobre las SCBA y hacia el norte, siguiendo la pendiente este de los Andes donde se observan los máximos valores de CAPE. Los términos advectivos, en particular los asociados a la componente meridional del viento, son los que más aportan a las tendencias de IPC en la

región de las SCBA. Por su parte, es claro el efecto estabilizador asociado al frente frío ya que se observa una banda de tendencias negativas de IPC que se extiende desde el sur de la región de génesis de los SCMs hasta el sur de la provincia de Buenos Aires. Nuevamente, quien mayormente explica estas tendencias es la componente meridional del término de la variación vertical de la advección horizontal.

Cuando se analizan las tendencias de IPC asociadas a los sistemas que se inician a las 00Z (figura 5.14), en rasgos generales no difieren en gran medida a lo discutido anteriormente. La región de génesis se ubica al sur de una zona con tendencia positivas débiles de IPC explicadas mayormente al igual que en el caso anterior por la componente meridional del término relacionado con las advecciones horizontales de TPE. De este modo, el presente análisis indica que los términos advectivos son los más importantes y los que marcan la diferencia entre los entornos sinópticos de los sistemas que se inician a las 18Z y los que se inician a las 00Z.

Resultados similares encuentran Ruiz y otros (2006) al analizar las tendencias de la IPC para estudiar cualitativamente los mecanismos responsables en el aumento nocturno de la inestabilidad que podría haber favorecido la continuidad de un SCM que se desarrolló sobre el centro de Argentina entre los días 6 y 7 de febrero de 2003. Los autores muestran que la inestabilidad de la atmósfera se incrementa en las horas previas y de génesis del sistema convectivo debido fundamentalmente al aporte de los flujos de calor desde la superficie. Pero en horas de la noche por el contrario, son los procesos advectivos en niveles bajos, asociados con la presencia de una zona de fuerte contraste en la temperatura potencial equivalente y de una fuerte corriente en chorro, los que generan un aumento de la inestabilidad por delante del sistema convectivo.

Por su parte Chen y otros (2014) al analizar las condiciones de inestabilidad asociadas a episodios de precipitación en el este de China mediante el análisis del CAPE y su tendencia, muestran la presencia de una capa elevada con inestabilidad condicional en una región acotada junto a la ladera este de la Meseta Tibetana que favorece el inicio de dichos sistemas precipitantes que luego se propagan al este. Los procesos físicos relacionados con los cambios en el tiempo del CAPE sugieren que la advección horizontal en niveles bajos y el ascenso de aire cálido pueden producir suficiente CAPE como para balancear otros efectos estabilizadores, como la convección misma (que consume el CAPE) y el enfriamiento radiativo nocturno.

A fin de analizar la estructura vertical dinámica y termodinámica, así como la inestabilidad convectiva se realizó un corte vertical en 32°S. Estos resultados se muestran en las Figuras 5.15 a 5.17.

Doce horas antes de que se inicien los sistemas a las 18Z se presenta un núcleo caliente por encima de superficie, con valores de TPE mayores que 338K en la capa 800/900 hPa, con máximos superando los 340K al oeste de las SCBA. Esta distribución de temperaturas determina la presencia de una capa convectivamente estable por debajo de 850 hPa. Inmediatamente por encima se presenta una capa convectivamente inestable que se extiende hasta los 550 hPa, para luego volver a estabilizarse a lo largo del resto de la tropósfera. Este perfil concuerda con los resultados presentados por Salio y otros (2002) durante eventos CJE. Cotton y otros (1989) también muestran inestabilidad convectiva, pero ésta se encuentra entre los 900 y 600 hPa, mientras que Torres (2003) encuentra en sus composiciones una muy profunda capa de inestabilidad convectiva desde la superficie hasta 600 hPa.

En el campo de movimiento se destacan dos máximos de viento norte en la capa 850/900 hPa con intensidades del orden de los 12 m s^{-1} , uno a cada lado

de las SCBA, y que responden a la bifurcación del SALLJ por efecto de la topografía mencionado anteriormente. Ambos máximos coinciden espacialmente con las zonas donde es máxima la componente meridional de la advección horizontal de TPE (figura 5.16, paneles inferiores), mostrando claramente el rol del SALLJ en el transporte de calor y humedad desde latitudes tropicales (Salio y otros, 2007). Estas advecciones ayudan a la desestabilización de la región en el transcurso de las siguientes doce horas.

Esto se evidencia cuando se analizan los cortes verticales a la hora de inicio de los sistemas (figura 5.15) donde se presenta un claro calentamiento de la baja troposfera por debajo de 750 hPa al este del meridiano de 67°O, tendiendo a generarse una capa convectivamente muy inestable por encima de 800 hPa y que se extiende hasta 500 hPa, especialmente al este de las SCBA. Al oeste de la misma, si bien muy cerca se observan condiciones inestables, inmediatamente al oeste la troposfera baja comienza a estabilizarse debido a la advección fría producto del ingreso de viento con componente sur y sudeste asociado al frente frío.

Cuando se analizan los cortes verticales correspondientes a la composición de los entornos asociados a los sistemas que se inician a las 00Z, los resultados difieren de lo discutido anteriormente. Doce horas antes de la hora de inicio ya se presentan advecciones frías de TPE al oeste de las SCBA que se acompañan por viento del sudeste. El máximo de viento norte asociado al SALLJ esta desplazado al este de las sierras y se posiciona en la vertical entorno de los 750 hPa con intensidades del orden de los 10 m s⁻¹. Coincidiendo con este se presenta un máximo de advección cálida, al mismo tiempo que otra zona con valores importantes de advección cálida se ubica justo por encima de las Sierras. A ambos lados de las sierras se presenta una capa inestable bien pegada a superficie seguida de una capa estable que se extiende entre los 925 y 800 hPa. Luego se ubica una masa de aire convectivamente inestable hasta

aproximadamente 550 hPa. En relación con las advecciones, se presenta un máximo de advección caliente en la capa 650/750 hPa al este de las SCBA aproximadamente en 62° de longitud oeste, que coincide con la posición en la vertical del máximo de viento norte. Como se mencionó, queda claro con el corte vertical de viento que la capa por debajo de 800 hPa está dominada por vientos del sudeste inmediatamente al este de los Andes y por vientos del sur en el resto de la región.

5.3.1.4 Factores de mesoescala que favorecen el inicio de la convección

De acuerdo con lo discutido en la introducción, en esta sección se analizan algunos forzantes de mesoescala que podrían estar asociados al inicio de los sistemas convectivos en la región de las SCBA. En primer lugar se discute el efecto de las circulaciones locales generadas a partir del calentamiento sobre terreno en pendiente.

La Figura 5.18, muestra la evolución en un corte vertical en 32°S de la circulación zonal para los sistemas que se inician a las 18Z. En horas de la madrugada (06Z) se observan flujos pendiente abajo en el faldeo oriental de los Andes. Asociado a estos movimientos de descenso se encuentra una zona de convergencia en niveles bajos en el valle ubicado entre las SCBA y la cordillera, donde se observan ascensos de mesoescala que alcanzan una altura aproximada de 700 hPa. A las 18Z se invierte esta celda de circulación encontrándose ascensos sobre la ladera oriental de las SCBA y de la cordillera. La convergencia de los flujos pendiente arriba sobre las SCBA produce un máximo de convergencia en niveles bajos a esta hora. Durante las doce horas siguientes al inicio del sistema convectivo, la circulación transversal que se observa entre la cordillera y las SCBA se invierte nuevamente reforzando la hipótesis de que la misma está asociada al calentamiento diferencial.

Las circulaciones locales encontradas son consistentes con las regiones donde se inician los sistemas, ya que a esta hora la mayor cantidad de casos se inicia en las pendientes orientales de las SCBA y de la cordillera (Figura 5.4a).

Para los sistemas que se inician a las 00Z, la evolución temporal de la circulación transversal es similar a la descrita anteriormente (figura 5.19). No obstante, es importante destacar que los sistemas que se inician a esta hora, lo hacen preferencialmente en el valle que separa la cordillera y las SCBA, o en el llano ubicado corriente abajo de las SCBA que es donde se observa la máxima convergencia en niveles bajos a esta hora.

Otro efecto que puede contribuir a la convergencia en niveles bajos, particularmente en zonas de topografía compleja, es el ciclo diurno de calentamiento y la oscilación inercial del viento en niveles bajos que resulta del mismo (Blackadar, 1957; Bonner, 1966; McNider y Pielke, 1981).

La figura 5.20 muestra la evolución temporal de la componente ageostrófica del viento en el nivel de 900 hPa para la composición de los casos que se inician a las 18Z (paneles superiores) y a las 00Z (paneles inferiores). El nivel de 900 hPa es seleccionado debido a que es donde es máxima la intensidad de la oscilación inercial en la PBL.

En ambas evoluciones es posible observar el giro antihorario del viento coherente con la oscilación inercial en el Hemisferio Sur, especialmente en la región centro y norte de Argentina. Este giro, produce una componente ageostrófica normal a la topografía a las 00Z en ambos casos que incrementa la convergencia sobre las laderas orientales de las SCBA y la cordillera. A las 18Z y a las 06Z, la interacción entre la oscilación inercial y la topografía, parece mínima debido a que la componente ageostrófica asociada a la misma es paralela a las cadenas montañosas. En esta hora parecen dominar las

convergencias asociadas a las circulaciones que surgen como consecuencia del calentamiento diferencial sobre terreno en pendiente, descritas previamente.

Las convergencias asociadas al frente se encuentran mejor definidas a las 18Z ya que como se discutió con anterioridad, la intensidad del mismo es mayor en comparación con las 00Z.

A partir de lo discutido y en vista de los resultados encontrados cuyos elementos más importantes se resumen en la Tabla 5.4, desde el punto de vista de los forzantes de mesoescala (convergencia de la brisa) la hora más favorable para el disparo de la convección en la región de las SCBA es las 00Z y esto lo demuestra el número de SCMs que se inician entorno de esta hora en comparación con las 18Z. En cambio, para que el inicio se dé a esta hora, se necesitan condiciones de inestabilidad más extremas y estas situaciones son menos frecuentes.

Si bien en esta sección se analizan las circulaciones locales a partir de los reanálisis es importante tener en cuenta que la resolución horizontal de este conjunto de datos no es lo suficientemente alta como para reproducir adecuadamente la distribución de la topografía y sus circulaciones locales asociadas. De este modo el análisis realizado se encuadra dentro del extremo superior de la mesoescala (meso-alfa) pero no pueden detectar variaciones de escala menor asociadas con terreno complejo, con lo cual se debería recurrir a un modelo numérico de mayor resolución, de entre 2 y 20 kilómetros, para poder resolver adecuadamente fenómenos tales como las brisas de valle-montaña.

Tabla 5.4

18Z	00Z
<ul style="list-style-type: none"> • Inestabilidad importante (CAPE>700J/kg) • Frente frío ingresando sobre el sur de las SCBA • Corriente en chorro de niveles altos intensa • SALLJ intenso con importante advección de aire muy húmedo y caliente (anomalías de TPE en 850K>16K) • Circulaciones locales presentes (conv. Vag justo encima de las sierras → viento anabático) • Oscilación inercial: viento ageostrófico paralelo a las sierras 	<ul style="list-style-type: none"> • Inestabilidad moderada (CAPE~350 J/kg) • Frente frío débil ingresando sobre el sur de SCBA • Corriente en chorro de niveles altos más débil • Flujo anómalo hacia la topografía (frente + oscilación inercial) genera mayores convergencias de masa

5.3.2 Región del Noroeste Argentino

5.3.2.1 Distribución espacial y temporal de la convección

La Figura 5.21, muestra la evolución de la convección para los días en los que los sistemas convectivos se inician alrededor de las 18Z en la región del Noroeste Argentino (NOA). Al igual que para las SCBA, el análisis se extiende desde las 12 horas previas a la hora de inicio y hasta las 12 horas posteriores.

Seis y doce horas antes del inicio de los sistemas, se encuentra una zona bien definida de máxima frecuencia para la isoterma de 235K con una clara orientación noroeste-sudeste y que se extiende desde el sur de la región de las SCBA hacia el sudeste de la provincia de Buenos Aires, asociada con la presencia de un frente frío sobre el centro de Argentina.

Doce horas antes del inicio de los sistemas, se encuentra una zona de máxima frecuencia para la isoterma de 235K inmediatamente al este de las SCBA sobre la porción centro-este de Argentina. La distribución de frecuencias para esta hora y las seis horas siguientes son muy similares a los campos mostrados para las 06Z y 12Z de los días en que la mayor actividad de SCMs en las SCBA es a las 00Z (figura 5.3). Esto estaría indicando que cuando se observa una mayor actividad convectiva en la región de las SCBA hacia el final del día, al día siguiente en horas de la tarde la convección sobre el NOA se vería reforzada y la probabilidad de que haya una mayor actividad de sistemas convectivos aumentaría.

A las 18Z, el mapa de frecuencias de 235K muestra el máximo de frecuencias con su centroide en 28°S y 55°O, abarcando el noreste de Argentina (Corrientes y Misiones), suroeste de Brasil (Río Grande do Sul) y el borde norte de Uruguay. Esta zona representa el campo nuboso asociado a los SCMs que se iniciaron en la noche anterior sobre la región de las SCBA y que alcanzan la etapa de madurez aquí. Doce horas más tarde (00Z), el máximo de frecuencias en 235K sobre el sur de Brasil prácticamente desaparece y se exacerba la convección sobre los Andes al norte del paralelo de 27°S.

Finalmente a las 06Z el campo de 235K muestra una región de mayores frecuencias elongada con orientación noroeste-sudeste que se extiende desde el NOA y hasta el norte de Corrientes, asociada al desplazamiento que experimentan la mayor parte de los sistemas como se mostró en el capítulo anterior (figura 5.23a). De todos modos, en los campos correspondientes a 210K se observa un comportamiento más bien estacionaria de las máximas frecuencias, las cuales se mantienen solidarias a la topografía. Esto está indicando que la convección más profunda no se propaga mayormente hacia el sudeste sino mas bien es el yunque se estos sistemas quien explica en gran medida el campo de 235K a las 06Z.

Cuando se analiza la evolución temporal de la frecuencia de la convección centrada a las 00Z (figura 5.22), los patrones espaciales difieren notablemente en particular a partir de las 00Z y teniendo en cuenta el umbral de 210K. A las 00Z las mayores frecuencias se observan sobre la ladera este de los Andes dentro de la región NOA, y estas evolucionan de manera diferente a lo mostrado con anterioridad. A las 06Z en el campo asociado al umbral de 210K se puede observar un apéndice orientado hacia el sudeste que para las 12Z se separa totalmente y forma un máximo posicionado sobre el sudeste de Corrientes. Este comportamiento se corresponde con lo analizado en el capítulo 4 y por lo mostrado por las trayectorias seguidas por los SCM (figura 5.23b).

5.3.2.2 Características generales del entorno de escala sinóptica

Los rasgos más característicos asociados con la circulación en los diferentes niveles de la troposfera están asociados con la presencia de un sistema frontal frío débil alcanzando la región del NOA con una clara circulación del sudeste en ambas composiciones por detrás del mismo, tanto de las 18Z como de las 00Z (figura 5.24). En particular, en el campo medio de altura geopotencial de 1000 hPa se presenta un centro cerrado sobre el sudeste de la provincia de Buenos Aires asociado con la circulación anticiclónica post-frontal. Por su parte, es posible también identificar la presencia de la DNOA en ambas composiciones.

En niveles altos (figura 5.25) se destaca para ambas composiciones un dominio anticiclónico sobre la región del NOA como se aprecia en el campo de anomalías del geopotencial, con una cuña afectando todo el norte de Argentina, sur de Brasil y Uruguay, además de una clara circulación anticiclónica asociada a la Alta Boliviana. El jet se muestra más intenso en la composición de las 18Z con intensidades máximas entre 40 y 45 m s^{-1} . Si bien la estructura general de la circulación en 200 hPa es muy similar en ambas composiciones, la asociada a los sistemas que se inician a las 00Z es mucho

más débil.

En relación con la circulación en el nivel de 850 hPa (figuras 5.26 y 5.27), las horas previas al inicio de los sistemas a las 18Z evidencia la presencia del SALLJ con vientos del noroeste y norte mayores que 6 m s^{-1} que se extiende hacia el sur, inmediatamente al este de los Andes, hasta aproximadamente los 28°S . Aunque la zona con las mayores intensidades superando los 12 m s^{-1} se restringe solo al oeste de Paraguay y sur de Bolivia. Esto es una diferencia notoria con los sistemas que se inician a las 18Z en las SCBA, ya que no se observa en el caso de NOA la gran penetración meridional que experimenta el SALLJ. Por su parte, el campo de anomalías está indicando que el flujo es 6 m s^{-1} más intenso que la media para ese período en el caso de los sistemas que se inician en NOA.

En estos campos también puede identificarse la presencia de una zona frontal a partir del giro en el viento, pero que evidentemente no tiene un desplazamiento meridional muy marcado.

Cuando se analiza el flujo en este mismo nivel pero para la composición de los días en los que al menos un SCM se inicia dentro de la región NOA a las 00Z (figura 5.27), los patrones de circulación son muy similares ya que también se observa la presencia de una máximo de viento inmediatamente al este de los Andes en todas las horas, centrándose las mayores diferencias en la intensidad del mismo. En la presente composición, la intensidad del SALLJ es menor en comparación con el observado en los campos medios asociados a los SCMs que se inician en horas de la tarde.

En relación con las características de la masa de aire presente en la región de génesis, las figuras 5.28 y 5.29 presentan el campo de TPE en el nivel de 850 hPa. Ambas composiciones exhiben en la región del NOA una masa de aire

cálida y húmeda con temperaturas por encima de 340K. El campo de anomalías indica que en el caso de la composición de los sistemas que se inician a las 18Z, las TPE son anómalamente más cálidas en comparación con los que lo hacen en las primeras horas de la noche. En ambos casos se presenta una lengua de anomalías cálidas ($>8K$) que se extiende desde el NOA hacia el sudeste hasta el norte de Santa Fé. Los gradientes horizontales de TPE asociados al contraste norte-sur de masas de aires son débiles, destacándose solamente los asociados al calentamiento diferencia en la topografía.

5.3.2.3 Análisis de los factores que contribuyen a los cambios en la inestabilidad convectiva

Como se mencionó con anterioridad, una medida cuantitativa de la inestabilidad convectiva de la masa de aire es el CAPE. Las figuras 5.30 y 5.31 muestran los campos medios y las anomalías de dicho parámetro para la composición de casos que se inician a las 18Z y a las 00Z, respectivamente. La región de génesis de los SCMs se encuentra inmersa en una zona con valores medios de CAPE del orden de 500 a 750 J kg⁻¹ y bajos de CINE en ambas composiciones, con los valores máximos sobre la ladera este de los Andes.

En términos de las anomalías, los órdenes de magnitud son comparables principalmente a las 18Z donde los valores son máximos, pero tienden a distribuirse de manera diferente. Mientras que a las 18Z de los días en los que esta hora es la de máxima actividad convectiva (figura 5.30) las mayores anomalías se presentan distribuidas a lo largo de la precordillera dentro del NOA, para la misma hora pero de la composición de días en los cuales los SCMs se inician a las 00Z (figura 5.31) las mayores anomalías se ubican sobre el llano. Los resultados muestran que el entorno es más inestable para los sistemas que se inician a las 18Z en comparación con las mismas 18Z pero de la composición de días en los cuales los SCMs se inician a las 00Z.

Luego, para entender que procesos explican los cambios en el CAPE se hace el análisis de la IPC y su tendencia (figuras 5.32 y 5.33). Los campos resultantes muestran para ambas composiciones como rasgos sobresalientes tendencias positivas de IPC (aumento de la inestabilidad) dentro de la región NOA sobre la ladera de los Andes donde se observan los máximos valores de CAPE. Los procesos involucrados en explicar dicha tendencia se relacionan mayormente con el término residual (flujos turbulentos y radiativos de calor). De todos modos, como se mencionó previamente, su interpretación tiene muchas limitaciones.

A diferencia de la región de las SCBA donde el SALLJ generaba condiciones favorables aportando a la inestabilización de la masa de aire a través de las advecciones diferenciales, en la región del NOA esto no sucede. Y una muestra clara de ello es la magnitud de las advecciones horizontales de TPE asociadas al SALLJ (figuras 5.34 a 5.36) que son mucho más débiles y tienden a estar más al este de la zona de génesis de los SCMs, particularmente para la composición de sistemas que se inician a las 00Z. En esta latitud tanto a las 12Z la ladera este de los Andes se presente más frío que el entorno a la misma altura y se presenta advección fría producto del flujo del oeste que esta sobrepasando la Cordillera y desciende al este inmediatamente sobre el faldeo oriental.

Sobre el llano, se presenta una capa convectivamente estable cerca de superficie y hasta aproximadamente los 850 hPa, por debajo del núcleo del SALLJ. Por encima del mismo el perfil resultante es convectivamente inestable y se extiende hasta 500 hPa. A medida que pasan las horas y comienzan a actuar los procesos de superficie (flujos turbulentos de calor y calentamiento radiativo), el perfil comienza a inestabilizarse desde abajo, a punto tal que para la hora de génesis de los sistemas y en particular a las 18Z se presenta una capa convectivamente inestable más profunda que se extiende desde superficie

y hasta aproximadamente 550 hPa.

5.3.2.4 Factores de mesoescala que favorecen el inicio de la convección

De modo similar a lo analizado en la sección correspondiente a las composiciones de los sistemas que se inician en la región de las SCBA, en esta sección se analizan algunos forzantes de mesoescala que podrían estar asociados al inicio de los sistemas convectivos en la región del NOA. En primer lugar se discute el efecto de las circulaciones locales generadas a partir del calentamiento sobre terreno en pendiente.

La figura 5.37 muestra la evolución en un corte vertical en 24°S de la circulación zonal para los sistemas que se inician a las 18Z. Al igual que sucede en la zona de las SCBA, en horas de la madrugada (06Z) se observan flujos pendiente abajo en la ladera oriental de los Andes. Asociado a estos movimientos de descenso se encuentra una zona de convergencia cerca de superficie, donde se observan ascenso de mesoescala alcanzando una altura aproximada de 650 hPa. A las 18Z se invierte esta celda de circulación encontrándose ascensos sobre el faldeo oriental de la cordillera. La convergencia de los flujos pendiente arriba produce un máximo de convergencia sobre el tope de la topografía a esta hora. Durante las doce horas siguientes al inicio de los sistemas convectivos, la circulación transversal que se observa entre la cordillera y el llano se invierte nuevamente reforzando la hipótesis de que la misma está asociada al calentamiento diferencial.

Las circulaciones locales encontradas son consistentes con las regiones donde se inician los sistemas, ya que a esta hora la mayor cantidad de casos se inicia sobre el faldeo oriental de la cordillera por encima de los 500 y 1000 metros (Figura 5.23a).

Para los sistemas que se inician a las 00Z, la evolución temporal de la circulación transversal es similar a la descrita anteriormente (figura 5.38). No obstante, es importante destacar que los sistemas que se inician a esta hora, lo hacen preferencialmente sobre el piedemonte de los Andes sobre terrenos con alturas que no superan los 1000 metros (figura 5.23b) que es donde se observa la máxima convergencia en niveles bajos.

Otro efecto que puede contribuir a la convergencia en niveles bajos en zonas de montaña como se menciona en el caso de la región de las SCBA, es el ciclo diurno de calentamiento y la oscilación inercial del viento en niveles bajos que resulta del mismo. La figura 5.39 muestra la evolución temporal de la componente ageostrófica del viento en el nivel de 900 hPa para la composición de los casos que se inician a las 18Z (paneles superiores) y a las 00Z (paneles inferiores). Al igual que para las SCBA, en ambas evoluciones es posible observar el giro antihorario del viento sobre el llano coherente con la oscilación inercial en el Hemisferio Sur. Este giro, produce una componente ageostrófica normal a la topografía a las 00Z en ambos casos que incrementa la convergencia sobre la pendiente este de los Andes.

5.4 Resumen y conclusiones

En vista de lo discutido, el entorno en el cual se desarrollan los SCMs en la región de las SCBA presentan rasgos relacionados con la circulación y la termodinámica similares entre sí pero no iguales cuando se comparan las composiciones de los sistemas que se inician a las 18Z y a las 00Z.

Los resultados encontrados concuerdan con los patrones típicos asociados al desarrollo de convección húmeda profunda en nuestra región mostrados por trabajos previos (Velasco y Fritsh, 1987; Torres, 2003; Ruiz y otros, 2006; Salio y otros, 2007; Anabour y otros, 2008, 2009; Borque y otros, 2010; Torres Brizuela y otros, 2012, entre otros).

Es posible observar un forzante sinóptico más fuerte en los casos que se inician a las 18Z que produce un SALLJ más intenso y con una gran penetración meridional, una DNOA profundizada, un frente frío intenso, inestabilidad moderada a fuerte en términos de CAPE (por la mayor advección diferencial asociada al SALLJ) con una inhibición convectiva despreciable y una marcada corriente en chorro en altura asociada a la importante baroclinicidad presente. Además, la gran inestabilidad presente también repercute en las características medias de los sistemas que se inician a las 18Z en comparación con los que lo hacen a las 00Z. El tamaño máximo alcanzado en el primer caso es de 268.207,5 km² con una duración promedio de 20,2 horas, en cambio en el segundo caso la máxima extensión areal es de 178.205,1 km² y la duración media es de 16 horas.

Estas condiciones extremas favorecen el desarrollo de convección profunda en la región de las SCBA en horas de la tarde (18Z) y para disparar las primeras tormentas basta con la presencia de algún forzante de mesoescala débil pero suficiente para liberar la gran inestabilidad presente, como las circulaciones locales que se establecen en respuesta al fuerte calentamiento en horas de la tarde de los faldeos de las sierras. De todos modos, la frecuencia con las que se presentan estas condiciones de inestabilidad más extremas es menor y por ende a las 00Z es más fácil que la convección se inicie ya que la convergencia en niveles bajos asociada a las circulaciones de brisa es máxima. Esto justifica la diferencia en el número de SCMs que se inician a las 18Z versus los que lo hacen a las 00Z.

Por su parte, el entorno de escala sinóptica asociado al desarrollo de SCMs en la región del Noroeste Argentino no juega un rol determinante ya que la circulación en niveles medios y altos de la atmósfera en esta porción del continente y en esta época del año (estación cálida) está dominado por un régimen anticiclónico relacionado con la Alta Boliviana, principalmente en la

composición de los días en los que los sistemas convectivos se inician a las 18Z. Para que la convección profunda se exacerbe en horas de la tarde y logren desarrollarse SCMs, es necesaria la presencia de una zona frontal residual con carácter estacionario en la región de génesis (Anabor y otros, 2008) que refuerce la convergencia en capas bajas cerca de la topografía y en consecuencia los movimientos de ascenso para que estos se combinen con las circulaciones locales transversales con origen en el calentamiento diferencial de la ladera este de la Cordillera de los Andes. De este modo, esta configuración favorece la liberación de la inestabilidad presente (que como se vio anteriormente, en términos de CAPE, es máxima a las 18Z) y explica entonces el máximo de iniciación de la actividad convectiva en la región NOA en horas de la tarde, en comparación con las últimas horas del día.

De lo discutido anteriormente, podemos decir entonces que en términos de la dinámica asociada a la escala sinóptica, la región que más se ve favorecida es la zona de las SCBA en comparación con el NOA. En la primera, la presencia de una vaguada con el frente en superficie y el jet en altura, junto con el intenso SALLJ y las circulaciones locales se combinan para pre-condicionar el entorno y desarrollar convección húmeda profunda en esta región de interés en horas de la tarde. Además, lo mostrado es coherente con lo planteado en la parte final del Capítulo 4 donde se encuentra que los sistemas tienden a desplazarse mayormente hacia el sudeste durante las primeras etapas de vida, en relación con la presencia de un flujo intenso en niveles medios y altos, y luego hacia el noreste, con el avance de la zona frontal fría. La zona de las SCBA por su parte presenta una estructura de viento más similar a sistemas de latitudes medias, influenciados por fuertes cortantes verticales, posibilitando en el área el desarrollo de fenómenos severos.

En cambio, en la región NOA la influencia de la escala sinóptica es baja, ya que domina la presencia de la Alta Boliviana, con lo cual evidentemente los

fenómenos más locales son los que están contribuyendo al disparo de las primeras tormentas durante las horas de máximo calentamiento radiativo. Por otro lado, si bien la circulación asociado al SALLJ evidentemente está jugando un rol importante (principalmente en reforzar las convergencias sobre la montaña), la presencia de una zona frontal semiestacionaria provee la convergencia necesaria que ayuda a los SCMs a propagarse hacia el este y lo hagan mayormente en dirección al sudeste como se demostró en el capítulo anterior.

Las características dinámicas y termodinámicas, sus principales diferencias y los rasgos más relevantes asociados al inicio de los SCMs en las regiones de las SCBA y NOA para las 18Z y las 00Z han sido resumidos en los siguientes cuadros comparativos y los elementos distintivos se muestran en los esquemas de las figuras 5.40 y 5.41. En estas modelos conceptuales se han identificados los sistemas de superficie y altura más importantes, las anomalías de CAPE (como rasgo distintivo de la inestabilidad de la masa de aire en la región de génesis) y las circulaciones de mesoescala presentes, estas últimas separadas entre lo que ocurre en horas de la tarde (18Z) y hacia el final del día (00Z).

CBA	Tarde (187)	Noche (007)
1000hPa	<ul style="list-style-type: none"> • DNOA muy intensa con centro de anomalía negativa en 27°S/66°O. • Valor mínimo de anomalía asociado a la DNOA: -50mgp. • Anomalías positivas al oeste de la Cordillera de los Andes (34°S/75°O). • Anticiclón subtropical del Atlántico Sur más intenso y posicionado en 36°S. • Zona frontal fría en la línea CBA-MDQ. 	<ul style="list-style-type: none"> • DNOA más débil con centro de anomalía negativa en 26°S/65°O. • Valor mínimo de anomalía asociado a la DNOA: -10mgp. • Anomalías positivas sobre el centro de la Patagonia. • Anticiclón subtropical del Atlántico Sur menos intenso y más al norte (29°S). • Flujo mayormente del este en la región de génesis.
850hPa	<ul style="list-style-type: none"> • Patrón de SALLJ muy intenso (tipo CJE) • Posición del núcleo de la corriente en chorro: 18°-20°S/64°O. • Gran penetración meridional hasta la región de las SCBA, donde la corriente se bifurca. 	<ul style="list-style-type: none"> • Patrón SALLJ débil. • Posición del núcleo de la corriente en chorro: 18°-26°S/62°O. • El núcleo de velocidades máximas se mantiene sobre el sur de Bolivia.
200hPa	<ul style="list-style-type: none"> • Tren de onda baroclínica en el campo de anomalías. • Alta Boliviana centrada en 15°S/64°O. • Corriente en chorro asociada al frente frío más intensa y extendida. • "Jet streak" con velocidades máximas superiores a 45 m/s posicionado entre 36°-47°S y 65°-45°O. • Máximo de viento secundario en 36°S/70°O (efecto de frenado de los Andes). 	<ul style="list-style-type: none"> • Estructura semi-estacionaria en el campo de anomalías con centro anticiclónico en 31°S/50°O y ciclónico en 51°S/55°O. • Alta Boliviana centrada en 14°S/65°O. • Corriente en chorro más débil y angosta. • Máximo de viento ("jet streak") de 40 m/s posicionado entre 34°-43°S y 65°-50°O. • Máximo de viento secundario en 33°S/70°O (efecto topográfico).

	Tarde (18Z)	Noche (00Z)
CBA TPE en 850hPa	<ul style="list-style-type: none"> • Centro de anomalía cálida (+16K) sobre centro-norte de Argentina (30°S/55°O). • Máximo contraste de masas de aire al oeste de las Sierras de Córdoba y desde aquí hacia el sur de Buenos Aires (zona frontal fría). 	<ul style="list-style-type: none"> • Centro de anomalía cálida (+12K) sobre el centro de Argentina (31°S/63°O). • Débil contraste de masas de aire con gradiente orientado zonalmente.
CAPE	<ul style="list-style-type: none"> • Máximo al norte de las SCBA en el campo de anomalías (28°S/64°O) con valores mayores que 700 J/kg. 	<ul style="list-style-type: none"> • Máximo de anomalías positivas elongado meridionalmente sobre la ladera este de los Andes entre 24°S y 32°S, con valores de entre 400 y 500 J/kg.
IPC	<ul style="list-style-type: none"> • Tendencia positiva (inestabilización) sobre las SCBA explicada mayormente por las advecciones horizontales diferenciales asociadas al LLJ. • Tendencia negativa (estabilización) al oeste de las sierras y hacia el sur y sudeste, relacionadas con la advección fría por detrás del frente frío. 	<ul style="list-style-type: none"> • Tendencia débil positiva (inestabilización) sobre el norte de las SCBA, explicada por las advecciones del norte en niveles bajos. • Tendencia positiva (inestabilización) a lo largo de la ladera este de los Andes explicada por los flujos turbulentos y radiativos de calor.
Circulaciones locales	<ul style="list-style-type: none"> • Ascensos sobre el faldeo oriental de las SCBA y de la cordillera de los Andes. • Máximo de convergencia en niveles bajos asociada a los flujos pendiente arriba. 	<ul style="list-style-type: none"> • Los sistemas se inician en el valle que separa la cordillera de las SCBA, o en el llano ubicado al este de las sierras, donde la convergencia en capas bajas es máxima.
Oscilación inercial en la PBL	<ul style="list-style-type: none"> • Convergencia de la componente ageostrófica del viento máxima sobre las SCBA. 	<ul style="list-style-type: none"> • Componente ageostrófica normal a la topografía que incrementa la convergencia sobre las laderas orientales de las SCBA y los Andes.

NOA	Tarde (18Z)	Noche (00Z)
1000hPa	<ul style="list-style-type: none"> • DNOA intensa con centro de anomalía negativa en 27°S/65°O. • Valor mínimo de anomalía asociado a la DNOA: -30mgp. • Anomalías positivas en el sur de la Patagonia. • Zona frontal semi-estacionaria orientada zonalmente en 26°S. 	<ul style="list-style-type: none"> • DNOA más débil con centro de anomalía negativa en 23°S/65°O. • Valor mínimo de anomalía asociado a la DNOA: -20mgp. • Anomalías positivas sobre el centro y norte de la Patagonia. • Anticiclón subtropical del Atlántico Sur menos intenso y más al norte (29°S).
850hPa	<ul style="list-style-type: none"> • Patrón de SAI I Intenso • Posición del núcleo del jet: 18°-20°S/64°O. 	<ul style="list-style-type: none"> • Patrón de SAI I más débil • Posición del núcleo de la corriente en chorro: 18°-20°S/64°O.
200hPa	<ul style="list-style-type: none"> • Estructura semi-estacionaria en el campo de anomalías con centro anticiclónico en 30°S/57°O y ciclónico en 53°S/45°O. • Alta Boliviana centrada en 16°S/66°O. • Corriente en chorro asociada al frente frío más inerte y extendida. • "Jet streak" con velocidades máximas superiores a 40 m/s posicionado entre 32°-43°S y 64°-50°O. 	<ul style="list-style-type: none"> • Tren de onda baroclínica en el campo de anomalías que se propaga desde el Pacífico Sur hacia el noreste. • Alta Boliviana centrada en 14°S/67°O. • Corriente en chorro débil con velocidades máximas del orden de 30 m/s.

NOA	Tarde (18Z)	Noche (00Z)
<p>TPE en 850hPa</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Centro de anomalía cálida (+10K) sobre el NOA (26°S/64°O). • Máximo contraste de masas de aire no definido. 	<ul style="list-style-type: none"> • Centro de anomalía cálida (+8K) elongado con orientación NO-SE desde el NOA y hasta el sur de Corrientes. • Débil contraste de masas de aire con gradiente orientado zonalmente.
<p>CAPE y CINE</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Máximo de anomalías positivas elongado meridionalmente sobre la ladera este de los Andes entre 20°S y 28°S, con valores de entre 400 y 500 J/kg. • Mínimos valores de CINE en la región de génesis de los sistemas. 	<ul style="list-style-type: none"> • Valores medios del orden de 400 J/kg en la región de génesis. • Anomalías débiles. • Mínimos valores de CINE en la región de génesis de los sistemas.
<p>IPC</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Tendencia positiva (inestabilización) sobre el faldeo oriental de la Cordillera de los Andes explicada mayormente por los flujos turbulentos y radiativos de calor. 	<ul style="list-style-type: none"> • Tendencia positiva (inestabilización) sobre el faldeo oriental de la Cordillera de los Andes explicada mayormente por los flujos turbulentos y radiativos de calor.
<p>Circulaciones locales</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Flujo intenso pendiente arriba con convergencia sobre la ladera de los Andes. 	<ul style="list-style-type: none"> • Flujo pendiente arriba debilitado y comenzando a revertirse, con convergencia mas localizadas sobre el piedemonte y el llano.

CAPÍTULO 6

Resumen y consideraciones finales

6.1 Resumen

Esta tesis se ha propuesto avanzar en el entendimiento de la convección húmeda profunda sobre el sudeste de Sudamérica mediante el uso de sensores remotos y el análisis de mecanismos y caracterización del entorno que pueden dar origen a un sistema convectivo. Para tal fin se plantearon los siguientes interrogantes disparadores:

- ¿Cuáles son las **características** que presenta la convección **extrema** en Sudamérica? ¿**Dónde** preferentemente ocurren esas tormentas?
- ¿Qué características presentan las distintas **etapas del ciclo de vida** de un SCM en SESA?
- ¿Es posible identificar en SESA alguna región (o varias) donde se **inicia** la convección preferentemente? ¿En qué **momento del día** ocurre el inicio de la convección?
- ¿Cuál es el rol de la **topografía** como elemento **disparador** de la convección a nivel regional en SESA?
- ¿Qué características presenta el **entorno de escala sinóptica y/o meso-alfa** en el cual se desarrolla la convección cerca de la topografía?

Responder las cuestiones planteadas requería de una serie de pasos que implicaban la concreción de tres objetivos principales.

El primer objetivo principal de este trabajo buscaba avanzar en el entendimiento de las características de los sistemas convectivos vistos por TRMM a nivel de Sudamérica, a partir del estudio de la variabilidad de la

precipitación y su relación con las características de la convección presente, además de un análisis más detallado sobre dos regiones sumamente importantes por diferentes razones: por ser una de las regiones más lluviosas a nivel mundial, el Amazonas y la otra por concentrar los sistemas convectivos más intensos de Sudamérica, SESA, donde se extiende la Cuenca del Río de la Plata.

Los hallazgos más relevantes relacionados con este objetivo fueron:

- Los sistemas precipitantes grandes caracterizados por la presencia de un núcleo convectivo profundo son responsables de la mayor parte de la precipitación anual que se da durante la primavera y el verano austral en la porción subtropical de SESA.
- En la región tropical la precipitación tiene su origen principalmente en sistemas precipitantes grandes con núcleo convectivo chato en la zona central y centro-oeste (especialmente en las estaciones de transición), y en sistemas chicos con núcleo convectivo chato en el este y sudeste (en verano).
- En las regiones montañosas cercanas a la Cordillera de los Andes, que se extienden al sur del paralelo de 15°, se observa el predominio de sistemas chicos con núcleo convectivo profundo durante el verano. En invierno el mayor aporte viene dado por sistemas chatos asociados a la circulación del sudeste por detrás del pasaje de los frentes fríos.
- En la región del Amazonas predominan los sistemas que poseen convección más bien chata y de poca extensión horizontal, en la Cuenca del Plata domina la convección más profunda, en términos de extensión vertical del núcleo de reflectividades altas, y más extendidos en la horizontal.

El segundo objetivo planteaba llevar a cabo una caracterización, mediante el uso combinado de datos provenientes de distintas plataformas satelitales (TRMM y GOES), de las diferentes etapas del ciclo de vida (inicio, madurez y disipación) de sistemas convectivos que muestran propiedades extremas, ya sea en términos de la vigorosidad de la convección asociada o bien del campo de precipitación asociado en superficie.

Los resultados más relevantes relacionados con este objetivo fueron:

- La etapa inicial de un sistema convectivo promedio que se desarrolla en esta porción del continente, es decir, desde el momento en que se inicia y hasta que alcanza la madurez, se caracteriza por el predominio de celdas convectivas profundas y aisladas.
- Durante la etapa posterior a la madurez, se presenta una gran concentración de RPFs extremos en precipitación volumétrica, lo cual demuestra que estos sistemas desarrollan amplias regiones de precipitación estratiforme durante la etapa de decaimiento y disipación.
- La región central de Argentina tiende a ser más activa (en términos del inicio de los sistemas) hacia el final de la tarde (entre las 21Z y las 00Z) durante la temporada cálida, mientras que en la porción norte se presenta en fase con el calentamiento radiativo (entre las 18Z y las 21Z).
- Los sistemas convectivos mayormente alcanzan la madurez (es decir, la máxima extensión areal del campo nuboso delimitado por la isoterma de 210K) al este de 62°O y al norte de 30°S. Sin embargo, se presenta un máximo bien marcado entre las 06Z y las 09Z sobre la región del NOA sobre el faldeo oriental de los Andes, el que está respondiendo a la presencia de sistemas de mediano tamaño que se mantienen anclados a

la topografía y no presentan un desplazamiento importante.

- La zona oeste de Argentina, próxima a la topografía, es una región que se presenta favorable para el inicio de la convección humedad profunda durante la estación cálida, que luego evoluciona hacia un mayor grado de organización y tamaño y constituye un sistema convectivo de mesoescala.
- En particular, se encuentra que existen dos regiones preferenciales donde es máxima la frecuencia observada de los puntos de inicio de las trayectorias seguidas por los sistemas convectivos: una es la región próxima a las Sierras de Córdoba y la otra es una región ubicada próxima al NOA.

Por último, el tercer objetivo planteado giraba en torno de la relación entre las zonas de inicio de los SCMs en SESA y la topografía. De este modo se busca caracterizar los sistemas que tienen origen en dos regiones próximas a la Cordillera de los Andes altamente favorables para la génesis de gran parte de los mesosistemas más intensos que se dan durante la temporada estival en SESA: la región de las Sierras de Córdoba y el Noroeste Argentino. Para ello se llevó a cabo una descripción de los mismos mediante el análisis de las horas de inicio, madurez y disipación, tiempo de vida promedio, tamaños máximos alcanzados y direcciones preferenciales de desplazamiento mediante el análisis de las trayectorias seguidas por cada uno de los SCMs. Luego, mediante la técnica de compuesto, utilizando los datos del reanálisis NCEP-CFSR, se estudiaron los rasgos más sobresalientes asociados a la escala sinóptica que pre-condicionan el entorno en el cual se desarrolla la convección profunda en dichas regiones. Se llevo a cabo una detallada descripción de los procesos de la escala sinóptica y meso-alfa que ayudan al disparo de las primeras tormentas.

Los resultados más relevantes relacionados con este objetivo fueron:

- Los sistemas convectivos en la región de las SCBA se inician preferentemente hacia el final del día y durante las primeras horas de la noche, entre las 21Z y las 00Z. Se trata de sistemas muy longevos, con tiempos de vida que en algunos casos pueden superar las 24 horas e inclusive en casos extremos alcanzar las 60 horas de vida, con un campo nuboso asociado de gran extensión horizontal al momento de la madurez ($> 250.000\text{km}^2$), superando en aproximadamente dos veces el tamaño medio de los SCMs que nacen fuera de esta región sobre SESA.
- En la zona del NOA la mayor frecuencia de iniciación de los SCMs se da en horas de la tarde, entre las 15Z y las 21Z, en fase con el calentamiento radiativo. Los SCMs que nacen en esta región viven menos ($\sim 13\text{hs}$) y tienden a ser más chicos ($\sim 133.000\text{km}^2$) en comparación con sus pares cuyo origen se da dentro de la región CBA, pero no muy diferentes que aquellos sistemas que nacen sobre el llano lejos de la topografía.
- En términos de la dinámica asociada a la escala sinóptica, la región que más se ve favorecida es la zona de las SCBA en comparación con el NOA. Y esto claramente se ve reflejado en las características de los sistemas (área máxima alcanzada y duración), como se menciono antes.
- En las SCBA la presencia de una vaguada con el frente en superficie y una corriente en chorro en altura, junto con el intenso SALLJ y las circulaciones locales se combinan para pre-condicionar el entorno y desarrollar convección húmeda profunda en esta región de interés en horas de la tarde.

- La zona de las SCBA por su parte presenta una estructura de viento más similar a sistemas de latitudes medias, influenciados por fuertes cortantes verticales, posibilitando en el área el desarrollo de fenómenos severos.
- En cambio, en la región NOA la influencia de la escala sinóptica es baja, ya que domina la presencia de la Alta Boliviana, con lo cual los fenómenos más locales son los que están contribuyendo al disparo de las primeras tormentas durante las horas de máximo calentamiento radiativo.
- Si bien la circulación asociado al SALLJ juega un rol importante principalmente en reforzar las convergencias sobre la montaña, la presencia de una zona frontal semi-estacionaria provee la convergencia necesaria que ayuda a los SCMs a propagarse hacia el este lejos de la topografía.

6.2 Consideraciones finales

El aporte del presente trabajo de tesis sobre las características de la convección húmeda profunda en Sudamérica y en particular sobre el sudeste de la misma, como así también la relación entre su inicio y la topografía, resulta muy valioso para avanzar en el conocimiento actual que se tiene acerca de estos sistemas convectivos organizados que en gran medida están asociados al desarrollo de fenómenos severos con un gran impacto en la sociedad.

Sin embargo, resulta necesario continuar indagando en las características de dichos sistemas, en particular en lo que a su estructura espacial se refiere. Si bien en la primer parte del presente trabajo de tesis se infirieron algunas características internas de los SCMs en las diferentes etapas de sus ciclos de vida a partir de la composición de los datos GOES y TRMM, queda pendiente

poder llevar a cabo una caracterización más completa de las mencionadas etapas a partir de componer campos de diferentes parámetros derivados de TRMM como reflectividad 3D, temperatura de brillo en el rango de las microondas, temperatura de brillo en el rango infrarrojo térmico y/o descargas eléctricas. Esto va a permitir tener un conocimiento más acabado sobre la estructura horizontal y vertical del SCM y poder relacionar ésta con la ocurrencia de fenómenos severos tales como granizo o descargas eléctricas.

Una gran oportunidad se presenta actualmente a partir de la reciente puesta en órbita del satélite GPM (Global Precipitation Measurement, http://www.nasa.gov/mission_pages/GPM/overview/index.html). El satélite GPM lleva a bordo el primer sensor radar de doble frecuencia DPR (Dual Precipitation Radar) y un radiómetro de microondas multicanal GMI (GPM Microwave Imager). El instrumento DPR trabaja en las bandas Ku (13,6 GHz) y Ka (35,5 GHz) y proveerá mediciones tridimensionales de la estructura de la precipitación a lo largo de dos pasadas de 125 y 245 kilómetros de ancho, correspondientes a las frecuencias de 35,5 GHz (KaPR) y 13,6 GHz (KuPR) respectivamente. En comparación con el sensor radar a bordo de TRMM, el DPR es más sensible a las tasas más débiles de lluvia y también de nieve. Además, las mediciones simultáneas en la región de superposición de las bandas Ka y Ku del radar DPR ofrecerán nueva información en referencia a las distribuciones de tamaño de gotas dentro de las regiones con precipitación moderada. Por su parte, al aportar nuevas mediciones de la microfísica de las nubes, se espera que GPM pueda proporcionar nuevas perspectivas sobre cómo los procesos físicos que conllevan al desarrollo de la precipitación pueden ser afectados por las actividades humanas.

Por otro lado, la convección y en particular la precipitación asociada poseen variaciones regulares y marcadas a lo largo del día, particularmente sobre las regiones continentales. Sobre las regiones tropicales y subtropicales, el ciclo diurno está gobernado mayormente por el calentamiento de la superficie

durante el día que induce movimientos de ascenso, formación de nubosidad y eventualmente precipitación. Durante las horas nocturnas, el forzante térmico se disipa y la precipitación muestra un mínimo de actividad. Sin embargo, hay excepciones como el máximo nocturno observado en las Grandes Planicies de Estados Unidos o el observado sobre la porción noreste de Argentina, asociados a la actividad de los sistemas convectivos que alcanzan la madurez durante la noche. Entender el ciclo diurno de la precipitación en una región resulta sumamente importante por sus implicancias hidrometeorológicas directas como el riesgo de inundaciones, como así también para mejorar el modelado de las variaciones en los intercambios de calor latente en la atmósfera.

En vista de esto último, los estudios relacionados con el ciclo diurno de la precipitación son escasos así como también los que tienen que ver con los procesos involucrados en el disparo de la convección, en particular en regiones con terreno complejo. Si bien en el presente trabajo de tesis se indagan algunos procesos desde un punto de vista metodológico de composiciones de casos, todavía queda mucho camino por recorrer en esa línea de investigación y para poder fortalecer los resultados encontrados, se hace necesario recurrir a simulaciones numéricas que permitan diseñar experimentos que permitan estudiar de una manera más acabada los procesos de la mesoescala involucrados en el disparo de la convección cerca de la topografía.

Todos estos temas tendientes a mejorar y profundizar los resultados encontrados a lo largo del presente trabajo de tesis serán motivo de mis futuras investigaciones y de otros miembros del grupo de colaboradores que me encuentro inmerso. La convección y los fenómenos de alto impacto meteorológico asociados son un tema central en el pronóstico del tiempo, avanzar en la comprensión de los procesos que inician y desencadenan la convección son puntos esenciales para la mejora de las alertas y avisos, existen en nuestro país y en el mundo.

El Sistema Nacional del RAdares MEteorológicos (SINARAME) es un proyecto que se centra en la ampliación de la red de radares existente en la Argentina y en su primer fase construirá dos radares para lo cual se ha contratado a la empresa INVAP. Uno de los radares será para experimentación de INVAP, mientras el segundo se incluirá a la red operacional en la ciudad de Córdoba a partir de Setiembre de 2014. A partir de observaciones de alta frecuencia espacial y temporal con datos de doble polarización se podrán obtener datos para ampliar lo propuesto en esta tesis y ahondar en los procesos de iniciación.

Asimismo, sobre esta misma área de interés se está trabajando para implementar RELAMPAGO (Remote sensing of Electrification, Lightning, And Meso-scale/micro-scale Processes with Adaptive Ground Observations). Este experimento se desplegará en el centro de la Argentina durante setiembre a diciembre de 2017 y la información de los radares locales, junto con el radar en banda S de NSF S-Pol, una red móvil de radares de banda X de "Doppler on Wheels", una red para medición de actividad eléctrica (LMA), información de precipitación densa, una red de disdrómetros que proveerán observaciones de las distribuciones de tamaño de gota asociadas a la precipitación, junto con una mejora en la red operacional de observación de altura, permitirá captar la microfísica, la dinámica y las características termodinámicas de los sistemas convectivos sobre el centro de Argentina. Esta tesis sienta las bases de esta campaña experimental y aporta en enorme medida a los requerimientos previos para la localización del instrumental y la diversa propuesta de preguntas científicas.

Numerosos son las líneas hacia donde mis futuras investigaciones pueden estar orientadas y numerosas las puertas todavía por indagar, aunque resulta muy alentador saber que el camino continua sobre los conocimientos vitales que muchos otros han construido y seguiremos construyendo en el futuro a fin de dar respuesta a los requerimientos de la sociedad.

Listado de acrónimos

AB	→ Cuenca del Amazonas (Amazon Basin)
CDF	→ Función de probabilidad acumulada
CFSR	→ Climate Forecast System Reanalysis
DCC	→ Deep convective core
DNOA	→ Depresión del Noroeste Argentino
ForTraCC	→ Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters
GOES	→ Geostationary Operational Environmental Satellite
ITCZ	→ Inter Tropical Convergence Zone
KWAJEX	→ Kwajalein Experiment
LIS	→ Lightning Imaging Sensor
LPB	→ Cuenca del Plata (La Plata Basin)
MCC	→ Complejo Convectivo de Mesoescala
MC3E	→ Midlatitude Continental Convective Cloud Experiment
NAME	→ North American Monsoon Experiment
NOA	→ Noroeste Argentino
PCT	→ Polarized Corrected Temperature
PF	→ TRMM Precipitation Feature
PR	→ TRMM Radar Precipitation
RPF	→ TRMM Radar Precipitation Feature
SA	→ Sudamérica
SACZ	→ South Atlantic Convergence Zone
SALLJ	→ South American Low Level Jet
SAMS	→ South American Monsoon System
SCBA	→ Sierras de Córdoba
SCM	→ Sistemas Convectivo de Mesoescala
SESA	→ Sudeste de Sudamérica
TB	→ Temperatura de Brillo

TMI	→ TRMM Microwave Imager
TRMM	→ Tropical Rainfall Measuring Mission
TRMM-LBA	→ TRMM Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment
VIRS	→ TRMM Visible and Infrared Sensor
WCC	→ Wide Convective Core

Referencias

- Anabor, V., D. J. Stensrud y O. L. L. de Moraes, 2008: Serial upstream-propagating mesoscale convective system events over southeastern South America. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3087-3105.
- Anabor, V., D. J. Stensrud y O. L. L. de Moraes, 2009: Simulation of a serial upstream-propagating mesoscale convective system event over Southeastern South America using composite initial conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2144-2163.
- Anderson, C. J. y R. W. Arritt, 1998: Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 578-599.
- Arnaud, Y., M. Desbois y J. Maizi, 1992: Automatic Tracking and Characterization of African Convective Systems on Meteosat Pictures. *J. Appl. Meteorol.*, **31**, pp. 443-453.
- Atkins, N. T., R. M. Wakimoto y T. M. Weckwerth, 1995: Observations of sea-breeze front during CaPE. Part II: Dual-Doppler and aircraft analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 944-969.
- Augustine, J. A. y F. Caracena, 1994: Lower-tropospheric precursors to nocturnal MCS development over the central United States. *Wea. Forecasting*, **9**, 116-135.
- Banta, R. M. y C. B. Schaaf, 1987: Thunderstorm genesis zones in Colorado Rocky Mountains as determined by traceback of geosynchronous satellite images. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 463-476.
- Banta, R. M., 1990: The role of mountain flows in making clouds. *Meteor. Monogr.*, **45**, p. 283.
- Barret, B. S., R. D. Garreaud y M. Falvey, 2009: Effect of the Andes cordillera on precipitation from a midlatitude cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3092-3109.
- Barros, A. P., G. Kim, E. Williams y S. W. Nesbitt, 2004: Probing orographic controls in the Himalayas during the monsoon using satellite imagery, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **4**, 29-51.

- Barthlott, C., Corsmeier, U., Meißner, C., Braun, F., Kottmeier, C., 2006. The influence of mesoscale circulation systems on triggering convective cells over complex terrain. *Atmos. Res.* **81**, 150–175.
- Blacakdar, A. K., 1957: Boundary-layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **38**, 283-290.
- Boer, E. y V. Ramanathan, 1997: Lagrangian approach for deriving cloud characteristics from satellite observations and its implications to cloud parameterization. *J. Geophys. Res.*, **102**, 21 383–21 399.
- Bolton, D., 1980: The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046-1053.
- Borque, P., P. Salio, M. Nicolini y Y. García Skabar, 2010: Environment associated with deep moist convection under SALLJ conditions: A case study. *Wea. Forecasting*, **25**, 970-984.
- Brooks, H. E., C. A. Doswell III y M. P. Kay, 2003: Climatological estimates of local daily tornado probability for the United States. *Wea. Forecasting*, **18**, 626-640.
- Browning, K. A. y co-autores, 1976: Structure of an evolving hailstorm, Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 603-610.
- Caracena, F., R. A. Maddox, L. R. Hoxit y C. F. Chappell, 1979: Mesoanalysis of the Big Thompson storm, *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1–17.
- Carlson, T. N., S. G. Benjamin, G. S. Forbes y Y.-F. Li, 1983: Elevated mixed layers in the regional severe storm environment: Conceptual model and case studies. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1453-1473.
- Carvalho, L. M. V. y C. Jones, 2001: A Satellite Method to Identify Structural Properties of Mesoscale Convective Systems Based on the Maximum Spatial Correlation Tracking Technique (MASCOTTE). *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1683–1701.
- Carvalho, L. M. V., C. Jones y M. A. F. Silva Dias, 2002: Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the TRMM-LBA campaign. *J. Geophys. Res.*, **107**, D20, LBA 9-1 – LBA 9-20, DOI: 10.1029/2001JD000745.

- Carvalho, L. M. V., C. Jones y B. Liebmann, 2004: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *J. Climate*, **17**, 88–108.
- Cavalcanti, I. F. A., 1982: Um estudo sobre interacoes entre sistemas de curculacao de escala sinotica e circulacoes locais. M. S. thesis, INPE, Sao Jose dos Campos, Brazil, 113pp.
- Cecil, D. J., S. J. Goodman, D. J. Boccippio, E. J. Zipser y S. W. Nesbitt, 2005: Three years of TRMM precipitation features. Part I: Radar, radiometric, and lightning characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 543–566.
- Cecil, D. J., 2009: Passive Microwave Brightness Temperatures as Proxies for Hailstorms. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 1281–1286.
- Cecil, D. J., 2011: Relating Passive 37-GHz Scattering to Radar Profiles in Strong Convection. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **50**, 233–240.
- Cecil, D. J. y C. B. Blankenship, 2012: Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite passive microwave imagers. *J. Climate*, **25**, 687-703.
- Cifelli, R., S. W. Nesbitt, S. A. Rutledge, W. A. Petersen y S. Yuter, 2007: Radar characteristics of precipitation features in the EPIC and TEPPS regions of the east Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1576-1595.
- Cohen, J. C. P., M. A. F. Silva Dias y C. A. Nobre, 1995: Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3163-3174.
- Cotton, W. R., R. L. George, P. J. Wetzell y R. L. McAnelly, 1983: A long-lived mesoscale convective complex. Part II: Evolution and structure of the mature complex. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1893-1918.
- Cotton, W. R., M.-S. Lin, R. L. McAnelly y C. J. Tremback, 1989: A composite model of mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 765-783.
- Chan S. C., 1990: Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico equatorial Sul; São José dos Campos, (INPE - 5222-tdl/437). In portugues

- Chang, L. T.-C., G. T.-J. Chen y K. K. W. Cheung, 2008: Mesoscale simulation and moisture budget analysis of a heavy rain event over southern Taiwan in the Meiyu season. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **101**, 43-63.
- Chappell, C. F. y D. M. Rodgers, 1988: Meteorological analysis of the Cheyenne, Wyoming, flash flood and hailstorm of 1 August 1985. NOAA Tech. Report ERL 435-FSL 1, 50 pp.
- Chen, G., R. Yoshida, W. Sha, T. Iwasaki y H. Qin, 2014: Convective Instability Associated with the Eastward-Propagating Rainfall Episodes over Eastern China during the Warm Season. *J. Climate*, **27**, 2331–2339.
- Chen, S. S., R. A. Houze y B. E. Mapes, 1996: Multiscale variability of deep convection in relation to large-scale circulation in TOGA-COARE. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 1380-1409.
- Chen, C.-S., W.-C. Chen y W.-K. Tao, 2004: Characteristics of heavy summer rainfall in southwestern Taiwan in relation to orographic effects. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **82**, 1521-1543.
- Chen, C.-S., W.-C. Chen, Y.-L. Chen, P.-L. Lin y H.-C. Lai, 2005: Investigation of orographic effects on two heavy rainfall events over southwestern Taiwan during Mei-Yu season. *Atmos. Res.*, **73**, 101-130.
- Chen, C.-S., Y.-L. Lin, W.-C. Peng y C.-L. Liu, 2010: Investigation of a heavy rainfall event over southwestern Taiwan associated with a subsynoptic cyclone during the 2003 Mei-Yu season. *Atmos. Res.*, **95**, 235-254.
- Chen, C.-S., Y.-L. Lin, N.-J. Hsu y C.-Y. Chen, 2011: Orographic effects on localized heavy rainfall events over southwestern Taiwan on 27 and 28 June 2008 during the post-Mei-Yu period. *Atmos. Res.*, **101**, 595-610.
- Chen, G. T.-J., Z. Jiang y M.-C. Wu, 2003: Spring heavy rain events in Taiwan during warm episodes and the associated large-scale conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1173-1188.
- Chen, G. T.-J., C.-C. Wang y D. T.-W. Lin, 2005: Characteristics of low-level jets over northern Taiwan in Mei-Yu season and their relationship to heavy rain events. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 20-43.

- Demaria, E. M. C., D. A. Rodriguez, E. E. Ebert, P. Salio, F. Su y J. B. Valdes, 2011: Evaluation of mesoscale convective systems in South America using multiple satellite products and an object-based approach. *J. Geophys. Res.*, **116**, D08103, doi: 10.1029/2010JD015157.
- DeMott, C. A. y S. A. Rutledge, 1998: The vertical structure of TOGA-COARE convection: Part II: Modulating influences and implications for diabatic heating. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2748-2762.
- Dixon, M. J. y G. Wiener, 1993: TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting - A radar-based methodology. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **10**, 785–797.
- Doswell, C. A., III, 1985: The operational meteorology of convective weather. Vol. II: Storm scale analysis. NOAA Tech. Memo. ERL ESG-15, 240pp. [NTIS PB85-226959].
- Doswell, C. A., III y D. W. Burgess, 1993: Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. Chapter of *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards*, C. Church, D.
- Doswell, C. A., 2001: Severe Convective Storms - An Overview. *Meteorological Monographs*, **28**, 1–26.
- Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin y T. Thouvenin, 2008: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France, II: Mesoscale triggering and stationarity factors, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **134**, 131–145.
- Durkee, J. D. y T. L. Mote, 2009: A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. *Int. J. Climatol.*, **30**, 3, 418-431.
- Durkee, J. D., T. L. Mote y J. M. Shepherd, 2009: The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America. *J. Climate*, **22**, 4590-4605.
- Endlich, R. M. y D. E. Wolf, 1981: Automatic Cloud Tracking Applied to GOES and METEOSAT Observations. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 309–319.

- Ferreira, L., 2008: Causas y variabilidad de la depresión del Noroeste argentino e impactos sobre los patrones regionales de circulación. Tesis de doctorado, Universidad de Buenos Aires.
- Ferreira, L., C. Saulo y M. Seluchi, 2010: Características de la depresión del Noroeste Argentino en el período 1997-2003: criterios de selección y análisis estadístico. *Meteorológica* [online], **35**, 17-28.
- Figueiredo, J. C. y J. Scola, 1996: Estudo da trajetória dos sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul. VII Congresso Latinoamericano e Iberico de Meteorologia, Buenos Aires, 165-166.
- Figueroa, S. N., P. Satyamurty y P. L. Silva Dias, 1995: Simulations of the summer circulation over the South America region with an Eta coordinate model. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1573-1584
- Folleau, T., R. Roca, J. Aublanc, O. Chomette, R. Raberanto y N. Gif, 2012: Composite of convective systems: a Megha-Tropiques product. Megha-Tropiques Technical Memorandum Nº5 (<http://megha-tropiques.ipsl.polytechnique.fr>)
- Folleau, T. y R. Roca, 2013a: An Algorithm for the Detection and Tracking of Tropical Mesoscale Convective Systems Using Infrared Images From Geostationary Satellite. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, **51**, 4302-4315.
- Folleau, T. y R. Roca, R., 2013b: Composite life cycle of tropical mesoscale convective systems from geostationary and low Earth orbit satellite observations: method and sampling considerations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*. DOI: 10.1002/qj.2174.
- Futyan, J. M. y A. D. Del Genio, 2007: Deep convective system evolution over Africa and the Tropical Atlantic. *J. Climate*, **20**, 5041-5060.
- Gan, M.A. y V. E. Kousky, 1986: Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **1**, 19-28.
- Gan, M. A. y V. B. Rao, 1991: Surface cyclogenesis over South America. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1293-1302.

- García Skabar, Y. y M. Nicolini, 2009: Enriched Analyses with Assimilation of SALLJEX Data. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 2425-2440.
- Garreaud, R. D., 1999: Cold air incursions over subtropical and tropical South America: A numerical case study. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2823-2853.
- Garreaud, R. D., 2000: Cold air incursions over subtropical South America: Mean structures and dynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2544-2559.
- Garreaud, R. D. y J. M. Wallace, 1998: Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2713-2733.
- Garstang, M., H. L. Massie, J. Halverson, S. Greco y J. Scala, 1994: Amazon Coastal squall lines. Part I: structure and kinematics. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 608-622.
- Geerts, B., 1998: Mesoscale convective systems in the southeast United States during 1994-95: A survey. *Wea. Forecasting*, **13**, 860-869.
- Grandoso, H. N., 1966: Distribución Temporal y Geográfica del Granizo en la Provincia de Mendoza y su relación con algunos Parámetros Meteorológicos. Serie Meteorología, Volumen 1, Número 7.
- Greco, S., J. Scala, J. Halverson, H. L. Massier Jr., W.-K. Tao y M. Garstang, 1994: Amazon coastal squall lines. Part II: Heat and moisture transport. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 623-635.
- Han, L., S. Fu, L. Zhao, Y. Zheng, H. Wang y Y. Lin, 2009: 3D convective storm identification, tracking, and forecasting an enhanced TITAN algorithm. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **26**, 719-732.
- Hastenrath, S., 1990: Decadal-scale changes of the circulation in the tropical Atlantic sector associated with Sahel drought. *Int. J. Climatol.*, **10**, 459-472.
- Hastenrath, S., 2000: Upper air mechanisms of the Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector. *J. Geophys. Res.*, **105**, D11, 14997-15009.
- Hierro, R., H. Pessano, P. Llamedo, A. de la Torre, P. Alexander, and A. Odiard, 2013: Orographic effects related to deep convection events over the Andes region. *Atm. Res.*, **120-121**, pp. 216-225.

- Hodges, K. I., 1994: A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2573–2586.
- Hodges, K. I. y C. D. Thorncroft, 1997: Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP Meteosat imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2821–2837.
- Homar, V., M. Gaya, R. Romero, C. Ramis y S. Alonso, 2003: Tornadoes over complex terrain: an analysis of the 28th August 1999 tornadic event in Eastern Spain. *Atmos. Res.*, **67-68**, 301-317.
- Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, San Diego, 573 pp.
- Houze, R. A., Jr., 2004: Mesoscale convective systems, *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003, DOI: 10.1029/2004RG000150.
- Houze, R. A., D. C. Wilton y B. F. Smull, 2007: Monsoon convection in the Himalayan region as seen by the TRMM Precipitation Radar. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 1389-1411.
- Houze, R. A., Jr., 2012: Orographic effects on precipitating clouds. *Rev. Geophys.*, **50**, RG1001, doi: 10.1029/2011RG000365.
- Inoue, T., D. Vila, K. Rajendran, A. Hamada, X. Wu y L. A. T. Machado, 2009: Life Cycle of Deep Convective Systems over the Eastern Tropical Pacific Observed by TRMM and GOES-W. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87A**, 381–391.
- Janowiak, J. E., R. J. Joyce y Y. Yarosh, 2001: A Real-Time Global Half-Hourly Pixel-Resolution Infrared Dataset and Its Applications. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 205–217.
- Johns, R. H. y C. A. Doswell III, 1992: Severe local storms forecasting. *Wea. Forecasting*, **7**, 588-612.
- Johnson, J. T., P. L. Mackeen, A. Witt, E. D. Mitchell, G. J. Stumpf, M. D. Eilts y K. W. Thomas, 1998: The storm cell identification and tracking algorithm: An enhanced WSR-88D algorithm. *Wea. Forecasting*, **13**, 263–276.
- Johnson, R. H. y B. E. Mapes, 2001: Mesoscale Processes and Severe Convective Weather. *Meteor. Monogr.*, **28**, 71–122.

- Joyce, R. J., J. E. Janowiak, P. A. Arkin y PP. Xie, 2004: CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *J. Hydrometeor.*, **5**, 487-503.
- Kerns, J., B. Wesley, Y.-L. Chen y M.-Y. Chang, 2010: The diurnal cycle of winds, rain, and clouds over Taiwan during the Mei-Yu, summer and autumn rainfall regimes. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 497-516.
- Kirshbaum, D. J., G. H. Bryan y R. Rotunno, 2007: The triggering of orographic rainbands by small-scale topography. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1530-1549.
- Kondo, Y., A. Higuchi y K. Nakamura, 2006: Small-Scale Cloud Activity over the Maritime Continent and the Western Pacific as Revealed by Satellite Data. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1581-1599.
- Kolios, S. y H. Feidas, 2009: A warm season climatology of mesoscale convective systems in the Mediterranean basin using satellite data. *Theor. Appl. Climatol.*, **102**, 29-42.
- Kousky, V. E., 1979: Frontal influences on northeast Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1140-1153.
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue y J. Simpson, 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 809-817.
- Kummerow, C., and co-authors, 2000: The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1965-1982.
- Laing, A. G. y J. M. Fritsch, 1993a: Mesoscale convective complexes in Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2254-2263.
- Laing, A. G. y J. M. Fritsch, 1993b: Mesoscale convective complexes over the Indian Monsoon Region. *Mon. Wea. Rev.*, **6**, 911-919.
- Laing, A. G. y J. M. Fritsch, 2000: The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2756-2776.

- Lakshmanan, V., K. Hondl y R. Rabin, 2009: An efficient general-purpose technique for identifying storm cells in geospatial images. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **26**, 523–537.
- Lichtenstein E. R., 1980: La Depresión del Noroeste Argentino. Tesis Doctoral. Disertación. 133 pp. [Disponible en el Departamento de Ciencias de la Atmosfera, Ciudad Universitaria (1428) Buenos Aires, Argentina]
- Liu, C., 2007: University of Utah TRMM precipitation and cloud feature database description, v1.0, http://www.met.utah.edu/trmm/TRMM_database_description_v1.0.pdf.
- Liebmann, B., G. Kiladis, J. Marengo, T. Ambrizzi y J. Glick, 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, **12**, 1877–1891.
- Liu, C. y E. J. Zipser, 2005: Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause. *J. Geophys. Res. Atm.*, **110**, D23104, doi: 10.1029/2005JD006063.
- Liu, C., E. J. Zipser y S. W. Nesbitt, 2007: Global distribution of tropical deep convection: different perspectives from TRMM infrared and radar data. *J. Climate*, **20**, 489-503.
- Liu, C., E. J. Zipser, D. J. Cecil, S. W. Nesbitt y S. Sherwood, 2008: A cloud and precipitation feature database from nine years of TRMM observations. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 2712-2728.
- Liu, G., J. A. Curry y R-S. Sheu, 1995: Classification of clouds over the western equatorial Pacific Ocean using combined infrared and microwave satellite data. *J. Geophys. Res.*, **100**, 13811-13826.
- Machado, L. A. T., M. Desbois y J. P. Duvel, 1992: Structural characteristics of deep convective systems over tropical Africa and the Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 392–406.
- Machado, L. A. T., W. B. Rossow, R. L. Guedes y A. W. Walker, 1998: Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 6, pp. 1630-1654.

- Maddox, R. A., L. R. Hoxit, C. F., Chapell y F. Caracena, 1978: Comparison of meteorological aspects of the Big Thompson and Rapid City flash floods. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 375-389.
- Maddox, B. E., 1980: Mesoscale convective complex. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Maddox, B. E., 1981: The structure and lifecycle of midlatitude convective complexes. Atmos. Sci. Pap. 336, Ph.D. thesis, 311pp.
- Maddox, R. A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1475-1493.
- Maddox, B. E., K. W. Howard, D. L. Bartels y D. M. Rodgers, 1986: Mesoscale convective complexes in the middle latitudes. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, P. S. Ray, Ed., Amer. Meteor. Soc., 390-413.
- Mapes, B. E. y R. A. Houze, Jr., 1993: Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1398-1415.
- Marengo, J. A., W. R. Soares, C. Saulo y M. Nicolini, 2004: Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *J. Climate.*, **17**, 2261-2280.
- Markowski, P. M., C. Hannon y E. Rasmussen, 2006: observations of convection initiation 'failure' from the 12 June 2002 IHOP deployment. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 375-405.
- Mathon, V. y H. Laurent, 2001: Life cycle of the Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 377-406.
- Matsudo, C. y P. Salio, 2011: Severe weather reports and proximity to deep convection over Northern Argentina. *Atm. Res.*, **100**, 523-537.
- Medina, S., R. A. Houze Jr., A. Kumar y D. Niyogi, 2010: Summer monsoon convection in the Himalayan region: Terrain and land cover effects. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**, 593-616.

- Mendes, D., E. P. Souza y J. A. Marengo, 2009: Climatology of extratropical cyclones over the South American–southern oceans sector. *Theor. Appl. Climatol.*, **100**, 239-250.
- Mezher, R., M. Doyle y V. Barros, 2012: Climatology of hail in Argentina. *Atm. Res.*, **114-115**, 70-82.
- Miglietta, M. M. y R. Rotunno, 2009: Numerical Simulations of Conditionally Unstable Flows over a Mountain Ridge. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1865–1885.
- Miller, D. y J. M. Fritsch, 1991: Mesoscale convective complexes in the western Pacific region. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2978-2992.
- Mohr, K. I. y E. J. Zipser, 1996: Defining mesoscale convective systems by their 85-GHz ice scattering signatures. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 179-1189.
- Moncrieff, M. W. y M. J. Miller, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 373-394.
- Morel, C. y S. Senesi, 2002a: A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. I: Methodology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1953-1971.
- Morel, C. y S. Senesi, 2002b: A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. II: Characteristics of European mesoscale convective systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1973-1995.
- Morel, C., C. Orain y S. Senesi, 1997: Automated detection and characterization of MCS using the METEOSAT infrared channel. Proceedings of the Meteorological Satellite Data Users Conference, Brussels pp. 213–220.
- Mota, G. V., 1997: Estudo observacional de distúrbios ondulatorios de leste no Nordeste Brasileiro. M. S. thesis, Universidade de Sao Paulo, 93pp.
- Mota, G. V., 2003: Characteristics of rainfall and precipitation features defined by the Tropical Rainfall Measuring Mission over South America. Ph. D. dissertation, The University of Utah, 215 pp.
- Nair, U.S., M. R. Hjelmfelt y R. A. Pielke, 1997: Numerical Simulation of the 9-10 June 1972 Black Hills Storm Using CSU RAMS. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1753-1766.

- Negri, A. J. y R. F. Adler, 2002: A TRMM-calibrated infrared rainfall algorithm applied over Brazil. *J. Geophys. Res.*, **107**, LBA 15-1 – LBA 15-15.
- Nesbitt, S. W., E. J. Zipser y D. J. Cecil, 2000: A census of precipitation features in the Tropics using TRMM: radar, ice scattering, and lightning observations. *J. Climate*, **13**, 4087-4106.
- Nesbitt, S. W. y E. J. Zipser, 2003: The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. *J. Climate*, **16**, 10, 1456-1475.
- Nesbitt, S. W., R. Cifelli y S. A. Rutledge, 2006: Storm morphology and rainfall characteristics of TRMM precipitation features. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 10, 2702-2721
- Newton, C. W., 1963: Dynamics of severe convective storms. *Severe Local Storms, Meteor. Monogr.*, **27**, 33-58.
- Nicolini, M. y F. Norte, 1978: Análisis en tiempo diferido de las situaciones sinópticas correspondientes a los días de tormenta convectiva en la Provincia de Mendoza. Informe de la temporada granicera 1976-77 - Pag. 26-43.
- Nicolini, M. y Y. García Skabar, 2011: Diurnal cycle in the convergence patterns in the boundary layer east of the Andes and convection. *Atm. Res.*, **100**, 377-390.
- Nicolini, M. y C. Saulo, 2006: Modeled Chaco low-level jets and related precipitation patterns during the 1997-1998 warm season. *Meteor. Atmos. Phys.*, **94**, 129-143.
- Nieto Ferreira, R., T. M. Rickenbach, D. L. Herdies y L. M. V. Carvalho, 2003: Variability of South American convective cloud systems and tropospheric circulation during January-March 1998 y 1999. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 961-973.
- Nobre, C. A. y L. C. B. Molino, 1988: The Climatology of Droughts and Drought Prediction., In: Impacts of Climatic Variations on Agriculture, v.2: Assesments in semi-arid regions. M. P. Parry, T. R. Carter e N. T. Konijn (eds), D. Reidel Pub. Co., 764p.
- Nogués-Paegle, J. y K. C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 279-291.

- Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin y S. Anquetin, 2008: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France: I. Numerical framework and synoptic ingredients, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **134**, 111–130.
- Petersen, W. A. y R. B. Orville, 1996: Cloud-to-ground lightning observations from TOGA-COARE: Selected results and lightning location algorithms. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 602-620.
- Pontrelli, M. D., George Bryan y J. M. Fritsch, 1999: The Madison County, Virginia, Flash Flood of 27 June 1995. *Wea. Forecasting*, **14**, 384–404.
- Protat, A. y Y. Lemaître, 2001: Scale Interactions Involved in the Initiation, Structure, and Evolution of the 15 December 1992 MCS Observed during TOGA COARE. Part I: Synoptic-Scale Processes. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1757–1778.
- Poveda, G. y O. J. Mesa, 2000: On the existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1675-1678.
- Purdum, J. F. W., 1982: Subjective interpretations of geostationary satellite data for nowcasting. *Nowcasting*, K. Browning, Ed., Academic Press, 149-166.
- Rao, V. B. y J. P. Bonatti, 1987: On the origin of upper tropospheric cyclonic vortex in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer. *Meteor. Atmos. Phys.*, **37**, 11-16.
- Rasmussen, K. L. y R. A. Houze Jr., 2011: Orographic Convection in Subtropical South America as Seen by the TRMM Satellite. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 2399–2420.
- Rasmussen, K. L. y R. A. Houze, Jr., 2012: A Flash-Flooding Storm at the Steep Edge of High Terrain: Disaster in the Himalayas. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 1713-1724.
- Raymond, D. y M. Wilkening, 1980: Mountain-Induced Convection under Fair Weather Conditions. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2693–2706.
- Roca, R. y V. Ramanathan, 2000: Scale dependence of monsoonal convective systems over the Indian Ocean. *J. Climate*, **13**, 1286-1298.

- Roca, R, M. Viollier, L. Picon y M. Desbois, 2002: A multisatellite analysis of deep convection and its moist environment over the Indian Ocean during the winter monsoon. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8012-1-8012-25.
- Rocha, A. y A. W. Gandu, 1996: South Atlantic Convergence Zone. *Climanálise Especial*, CPTEC/INPE, 140-142.
- Romatschke, U., S. Medina y R. A. Houze Jr., 2010: Regional, seasonal, and diurnal variations of extreme convection in the South Asian region. *J. Climate*, **23**, 419-439.
- Romatschke, U. y R. A. Houze Jr., 2010: Extreme summer convection in South America. *J. Climate*, **23**, 3761-3791.
- Romatschke, U. y R. A. Houze Jr., 2011a: Characteristics of precipitating convective systems in the South Asian Monsoon. *J. Hydrometeor.*, **12**, 157-180.
- Romatschke, U. y R. A. Houze Jr., 2011b: Characteristics of precipitating convective systems in the premonsoon season of South Asia. *J. Hydrometeor.*, **12**, 3-26.
- Romatschke, U. y R. A. Houze Jr., 2013: Characteristics of precipitating convective systems accounting for the summer rainfall of tropical and subtropical South America. *J. Hydrometeor.*, **14**, 25-46.
- Ruiz, J.; C. Saulo, Y. García Skabar y P. Salio, 2006: Evaluación de la representación de un sistema convectivo de mesoescala utilizando el modelo RAMS. *Meteorológica* [online], **31**, 13-35.
- Saha, S. y Coautores, 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 1015–1057.
- Sánchez, J. L., L. López, C. Bustos, J. L. Marcos, y E. García-Ortega, 2008: Short-term forecast of thunderstorms in Argentina. *Atmos. Res.*, **88**, 36–45.
- Salio, P., M. Nicolini y C. Saulo, 2002: Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. *J. Geophys. Res.*, **107**, 32-1 - 32-17.

- Salio, P., M. Nicolini y E. J. Zipser, 2007: Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1290-1309.
- Saulo, C., J. Ruiz y Y. García Skabar, 2007: Synergism between the low-level jet and organized convection at its exit region. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1310-1326.
- Saunders, C. P. R. y S. L. Peck, 1998: Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions. *J. Geophys. Res.*, **103**, 13949-13956.
- Seluchi, M. E., C. Saulo, M. Nicolini y P. Satyamurty, 2003: The Northwestern Argentinean Low: A study of two typical events. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2361-2378.
- Seluchi, M. E., R. D. Garreaud, F. A. Norte y A. C. Saulo, 2006: Influence of the subtropical Andes on baroclinic disturbances: a cold front case study. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3317-3335.
- Seluchi, M. E. y S. C. Chou, 2009: Synoptic patterns associated with landslide events in the Serra do Mar, Brazil. *Theor. Appl. Climatol.*, **98**, 67-77.
- Seluchi, M. E.; S. Chan Chou y M. Gramani, 2011: A case study of a winter heavy rainfall event over the Serra do Mar in Brazil. *Geofís. Intl.*, **50**, 41-56.
- Shukla, B. P. y P. K. Pal, 2012: A source apportionment approach to study the evolution of convective cells: An application to the nowcasting of convective weather systems. *IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Remote Sens.*, vol. 5, no. 1, pp. 242-247.
- Schumacher, R. S. y R. H. Johnson, 2005: Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 961-976.
- Schumacher, R. S. y R. H. Johnson, 2006: Characteristics of U. S. extreme rain events during 1999-2003. *Wea. Forecasting*, **21**, 69-85.
- Sinclair, M. R., 1995: A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1601-1619.

- Siqueira, J. R., W. B. Rossow, L. A. T. Machado y C. Pearl, 2005: Structural characteristics of convective systems over South America related to cold-frontal incursions. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1045-1064.
- Smith, R. B., 1979. The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*. **21**, 87–229.
- Spencer, R. W., H. M. Goodman y R. E. Hood, 1989: Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 254-273.
- Stephens, G. L. y co-autores, 2002: The CloudSat misión and the A-TRAIN. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1771-1790.
- Takahashi, T., 1978: Rimming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1536-1548.
- Tian, B., I. M. Held, N-C. Lau y B. J. Soden, 2005: Diurnal cycle of summertime deep convection over North America: A satellite perspective. *J. Geophys. Res.*, **110**, D08108, doi:10.1029/2004JD005275.
- Thomas, C., T. Corpetti y E. Mémin, 2010: Data Assimilation for Convective-Cell Tracking on Meteorological Image Sequences. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions*, **48**, 3162-3177.
- Thompson, R. L., R. Edwards, J. A. Hart, K. L. Elmore y P. Markowski, 2003: Close proximity soundings within supercell environments obtained from the Rapid Update Cycle. *Wea. Forecasting*, **18**, 1243–1261.
- Toracinta, E. R. y E. J. Zipser, 2001: Lightning and SSM/I-ice scattering mesoscale convective systems in the global tropics. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 983-1002.
- Torres, J. C., 2003: Sistemas convectivos en mesoescala altamente precipitantes en el norte y centro de Argentina. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, pp. 132.
- Torres Brizuela, M., R. Vidal, Y. García Skabar, M. Nicolini y L. Vidal, 2012: Análisis del entorno sinóptico asociado con eventos de bow-echo en la provincia de Buenos Aires. *Meteorológica* [online], **36**, 3-17.

- Toth, J. J. y R. H. Johnson, 1985: Summer surface flow characteristics over northeast Colorado. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1458-1469.
- Uccellini, L. W., 1975: A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 497-513.
- Uccellini, L. W. y D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper- and lower-tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 682-703.
- Velasco, I. y J. M. Fritsch, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, **92**, 9591-9613.
- Viale, M., R. A. Houze Jr. y K. L. Rasmussen, 2013: Upstream orographic enhancement of a narrow cold-frontal rainband approaching the Andes. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 1708-1730.
- Vidal, L., 2009: Caracterización de los sistemas convectivos sobre el Sudeste de Sudamérica a partir de observaciones TRMM con énfasis en la convección extrema. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 143pp.
- Vidal, L., P. Salio y C. Morales, 2009: Distribución estacional de las tormentas eléctricas sobre Sudamérica a partir de observaciones TRMM-LIS. X Congreso Argentino de Meteorología (CONGREGMET X) y XIII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología (CLIMET XIII), Buenos Aires, Argentina.
- Vidal, L. y P. Salio, 2009: Characterizations of extreme storms in southeastern South America using TRMM observations. 5th European Conference on Severe Storms, Landshut, Germany, <http://www.essl.org/ECSS/2009/preprints/P07-22-vidal.pdf>.
- Vidal, L. y P. Salio, 2010: Mesoscale convective systems over South America: differences between the Amazon basin and La Plata basin. AGU 2010 "The Meeting of the Americas", Foz do Iguacu, Brazil.
- Vila, D. A., 2004: Sistemas convectivos precipitantes de mesoescala sobre Sudamérica: ciclos de vida y circulación en gran escala asociada. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, pp. 130.

- Vila, D. A., L. A. T. Machado, H. Laurent y I. Velasco, 2008: Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: Methodology and validation. *Wea. Forecasting*, **23**, 233–245.
- Wakimoto, R. M., 2001: Convectively driven high wind events. *Severe Convective Storms, Meteor. Monogr.*, **50**, Amer. Meteor. Soc., 255-298.
- Wetzel, P. J., 1973: Moisture sources and flow patterns during the northeast Colorado hail season. Master's thesis, Dept. of Atmos. Sci., Colorado State University, 90 pp.
- Wetzel, P. J., W. R. Cotton y R. L. McAnelly, 1983: A long-lived mesoscale convective complex. Part II: Evolution and structure of the mature complex. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1919-1937.
- Williams, M. y R. A. Houze, 1987: Satellite-observed characteristics of winter monsoon cloud clusters. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 505–519.
- Wilson, J. W. y W. E. Schreiber, 1986: Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2516-2536.
- Wilson, J. W., G. B. Foote, N. A. Crook, J. C. Fankhauser, C. G. Wade, J. D. Tuttle, C. K. Mueller y S. K. Krueger, 1992: The role of boundary-layer convergence zones and horizontal rolls in the initiation of thunderstorms: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1785-1815.
- Wilson J. W. y R. D. Roberts, 2006: Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 23-47.
- Xue, M. y W. J. Martin, 2006: A High-Resolution Modeling Study of the 24 May 2002 Dryline Case during IHOP, Part II: Horizontal Convective Rolls and Convective Initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 172-191.
- Yamazaki, Y. y V. B. Rao, 1977: Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 205-207.
- Ziegler, C. L. y E. N. Rasmussen, 1998: The initiation of moist convection at the dryline: Forecasting issues from a case study perspective. *Wea. Forecasting*, **13**, 1106-1131.

Zipser, E. J., 1994: Deep Cumulonimbus Cloud Systems in the Tropics with and without Lightning. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1837–1851.

Zipser, E. J., D. J. Cecil, C. Liu, S. W. Nesbitt y D. P. Yorty, 2006: Where are the most intense thunderstorms on earth? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1057-1071.



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias de la Atmosfera y los Océanos

**Convección extrema sobre Sudamérica:
estructura interna, ciclos de vida e influencia de la
topografía en la iniciación**

Luciano Vidal

APÉNDICE: FIGURAS

Buenos Aires, 2014

Índice

CAPÍTULO 2	3
CAPÍTULO 3	25
CAPÍTULO 4	49
CAPÍTULO 5	65

CAPÍTULO 2

Características generales de la convección en Sudamérica vistas por TRMM

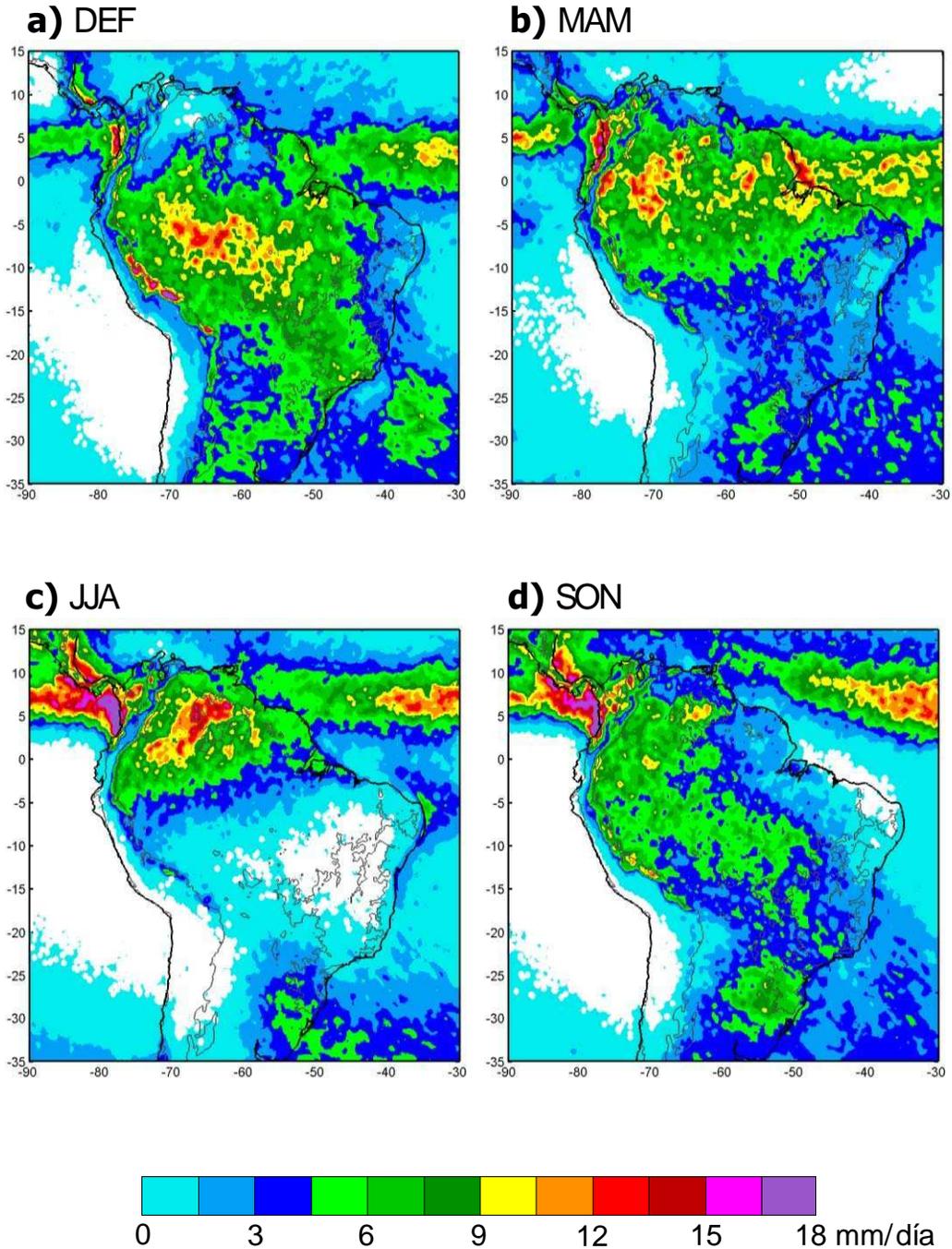


Figura 2.1: Precipitación media diaria estimada por el satélite TRMM [Algoritmo 3A25 (Liu y otros, 2007)] para: **a)** Verano (DEF), **b)** Otoño (MAM), **c)** Invierno (JJA) y **d)** Primavera (SON) del Hemisferio Sur. El período considerado corresponde a los años 1998 a 2010 (13 años). El contorno de la topografía igual a 500 metros se indica en línea delgada.

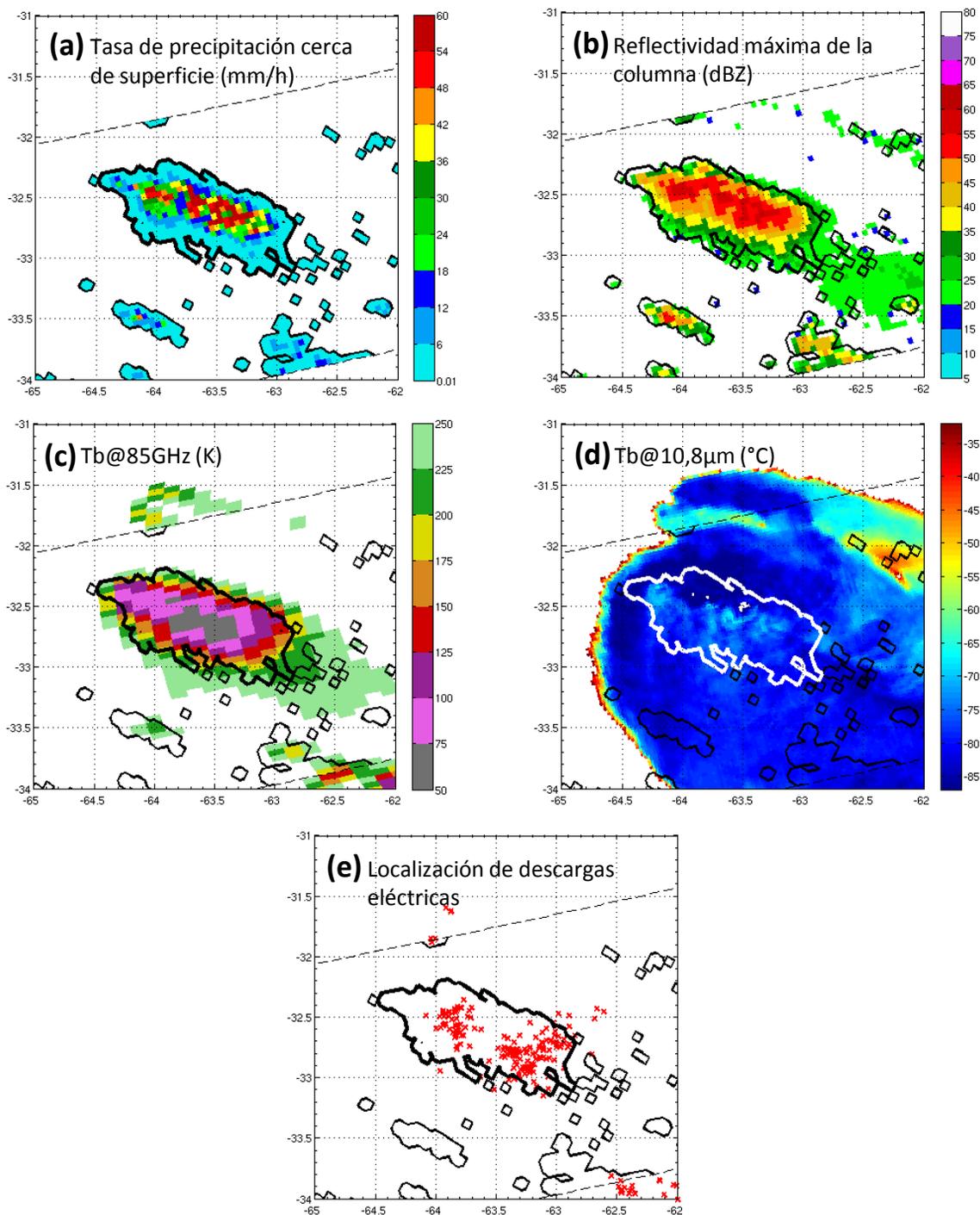


Figura 2.2: Ejemplo de un RPF - *Radar Precipitation Feature* - para una pasada del satélite TRMM que captó una tormenta severa ocurrida en Villa María (Córdoba) el 5 de enero de 2010. **(a)** Tasa de precipitación cerca de superficie (Sensor PR). **(b)** Reflectividad máxima de la columna. **(c)** PCT en 85 GHz (Sensor TMI). **(d)** Temperatura de tope de nubes (Sensor VIRS, T_{B11}). **(e)** Localización de descargas eléctricas (Sensor LIS). Las líneas a trazos indican el ancho de la pasada del radar PR (215km). El RPF se define como el área con lluvia encerrada por el contorno negro grueso en (a).

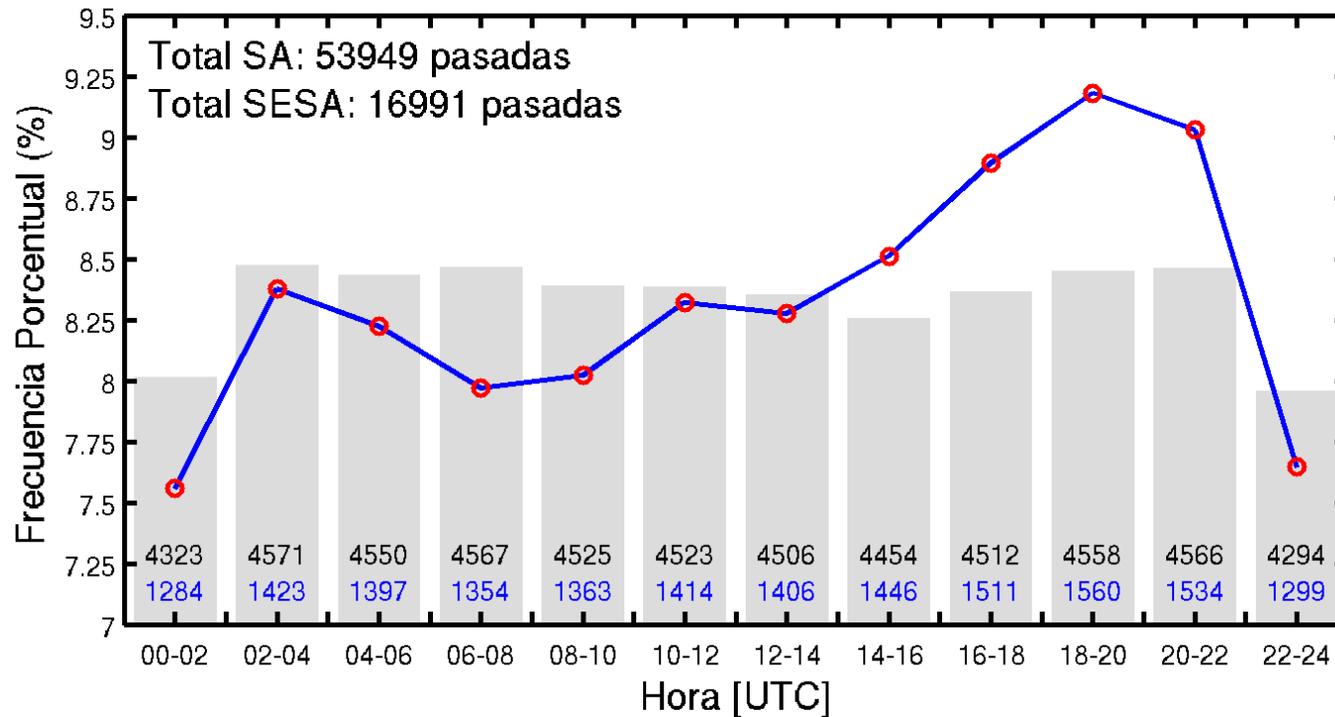


Figura 2.3: Ciclo diario de la frecuencia porcentual de pasadas del satélite TRMM en Sudamérica (SA, barras grises) y solo considerando el sudeste de la misma (SESA, línea azul) para el período 1998-2010 (13 años). El número de pasadas en cada ventana horaria se muestra junto al eje inferior con el mismo código de colores.

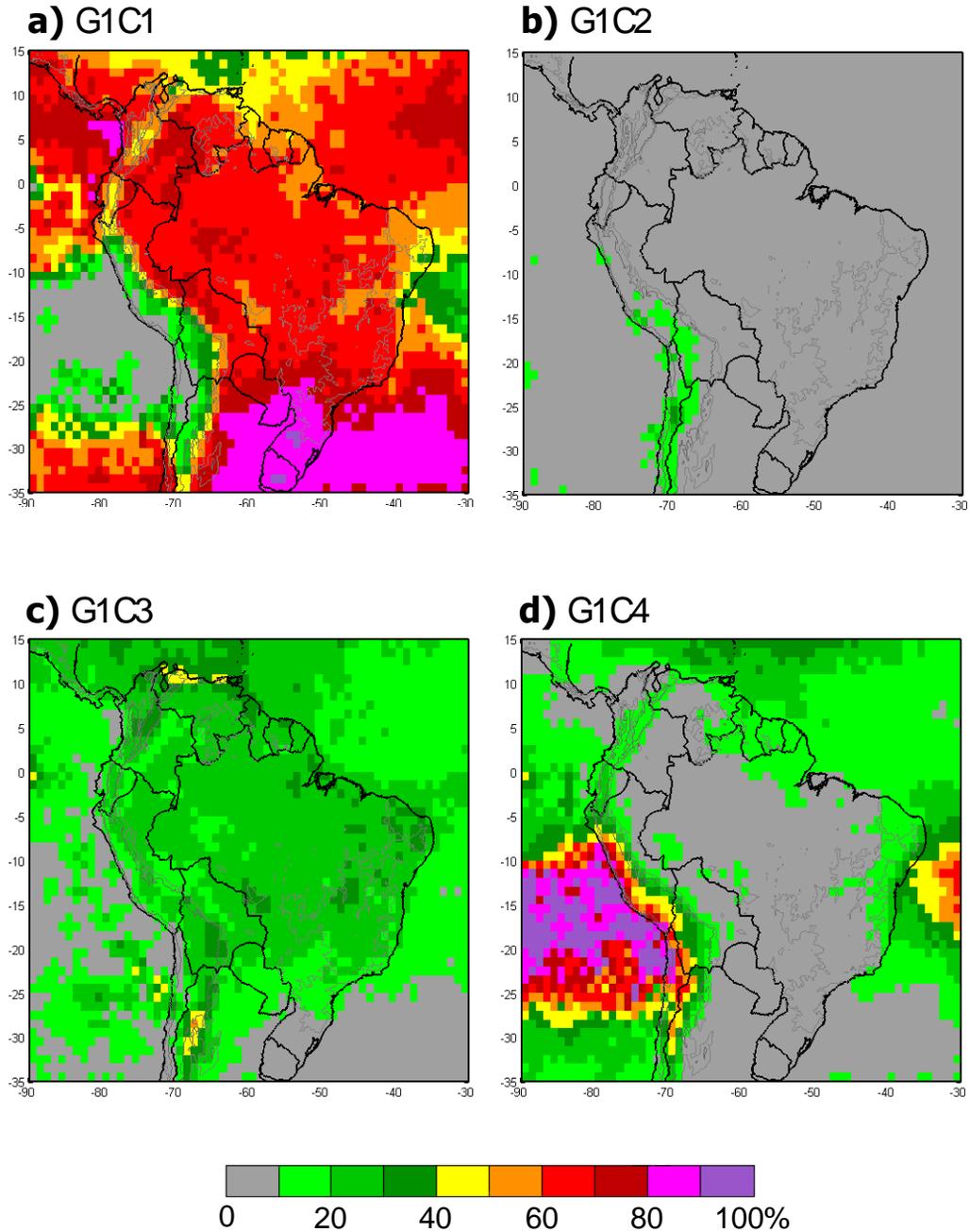


Figura 2.4: Porcentaje de precipitación volumétrica total explicado por diferentes tipos de RPFs definidos a partir de la extensión horizontal del campo de precipitación asociado cercano a superficie (A_{RPF}) y la altura máxima del eco de 40 dBZ ($MaxHT40$). **(a)** Sistemas grandes con núcleo convectivo ($G1C1$: $A_{RPF} \geq 2000 km^2$ y $MaxHT40 > 0$); **(b)** Sistemas grandes sin núcleo convectivo ($G1C2$: $A_{RPF} \geq 2000 km^2$ y $MaxHT40 = 0$); **(c)** Sistemas chicos con núcleo convectivo ($G1C3$: $A_{RPF} < 2000 km^2$ y $MaxHT40 > 0$); **(d)** Sistemas chicos sin núcleo convectivo ($G1C4$: $A_{RPF} < 2000 km^2$ y $MaxHT40 > 0$). Las alturas del terreno iguales a 500 y 1500 metros se indican con línea continua gris.

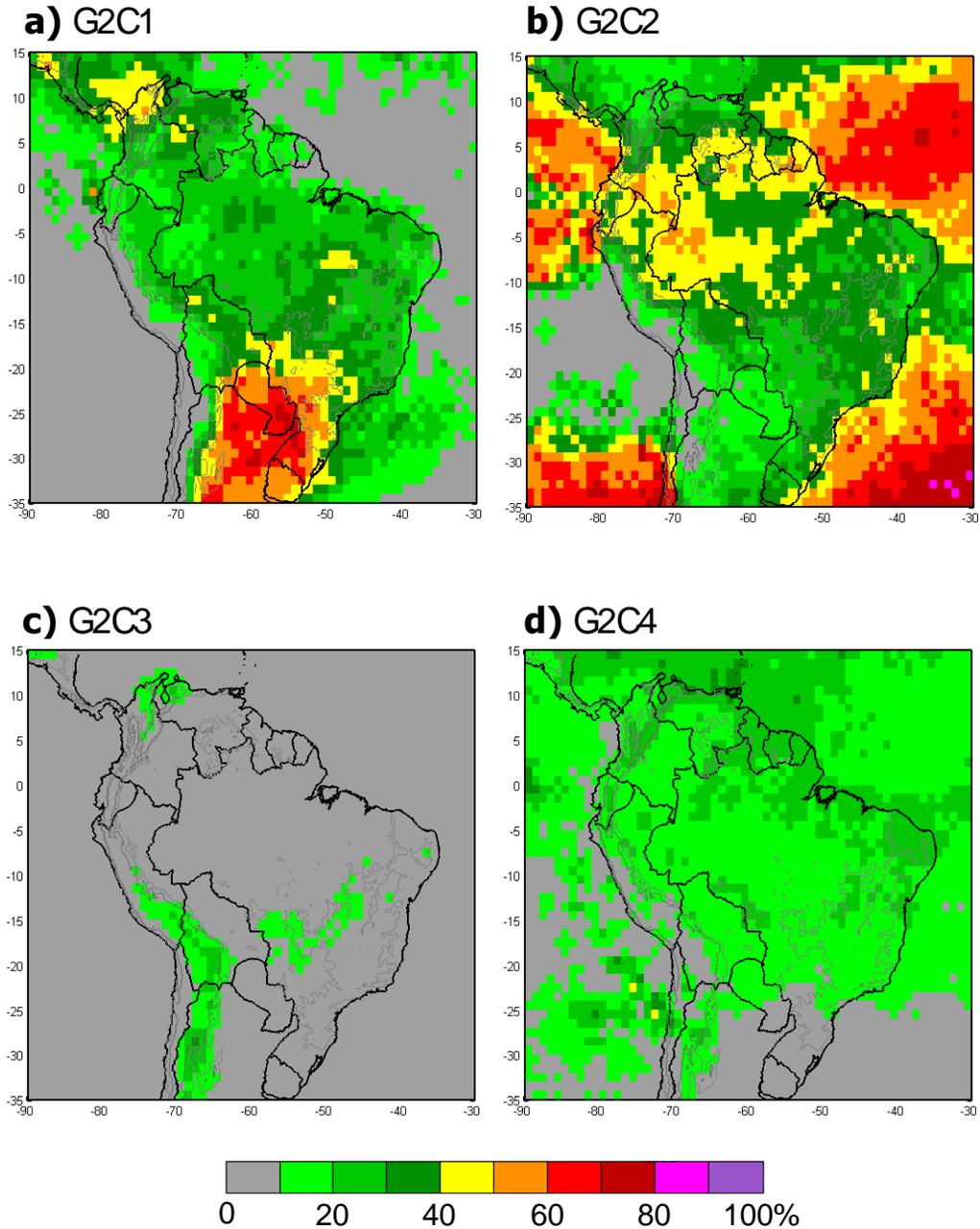
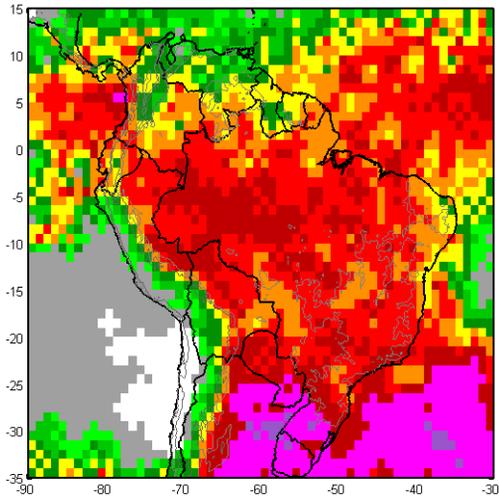


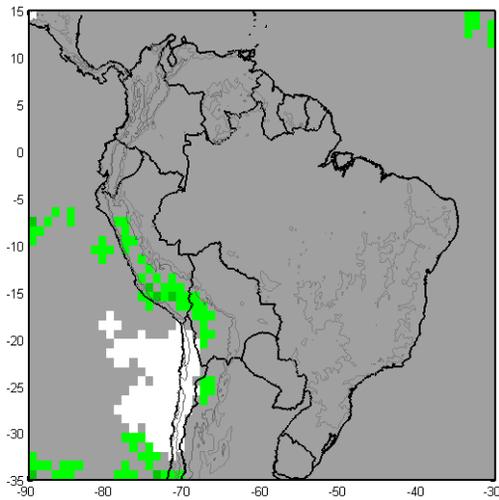
Figura 2.5: Porcentaje de precipitación volumétrica total explicado por diferentes tipos de RPFs definidos a partir de la extensión horizontal del campo de precipitación asociado cercano a superficie (A_{RPF}) y la altura máxima del eco de 40 dBZ ($MaxHT40$). **(a)** Sistemas grandes con núcleo convectivo profundo (G2C1: $A_{RPF} \geq 2000 \text{ km}^2$ y $MaxHT40 \geq 6 \text{ km}$); **(b)** Sistemas grandes con núcleo convectivo chato (G2C2: $A_{RPF} \geq 2000 \text{ km}^2$ y $0 < MaxHT40 < 6 \text{ km}$); **(c)** Sistemas chicos con núcleo convectivo profundo (G2C3: $A_{RPF} \geq 2000 \text{ km}^2$ y $MaxHT40 \geq 6 \text{ km}$); **(d)** Sistemas chicos con núcleo convectivo chato (G2C4: $A_{RPF} \geq 2000 \text{ km}^2$ y $0 < MaxHT40 < 6 \text{ km}$). Las alturas del terreno iguales a 500 y 1500 metros se indican con línea continua gris.

DEF

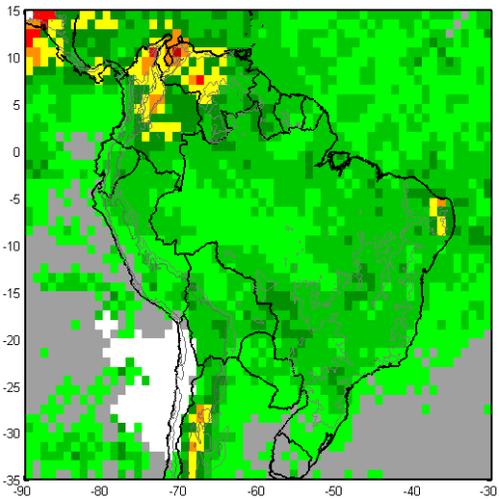
a) G1C1



b) G1C2



c) G1C3



d) G1C4

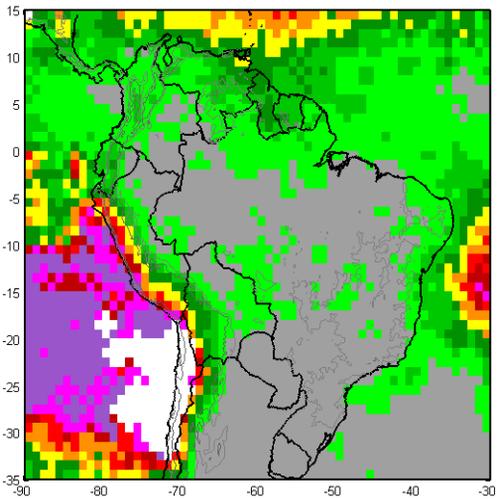
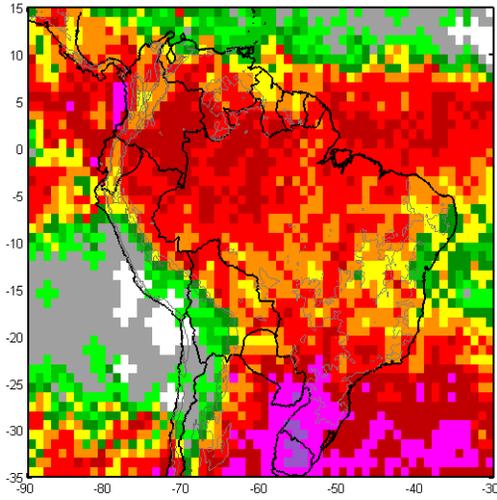


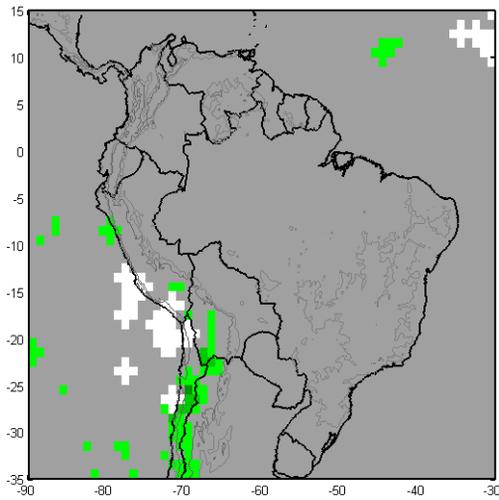
Figura 2.6: Ídem Fig. 2.4 pero para el trimestre de VERANO (DEF).

MAM

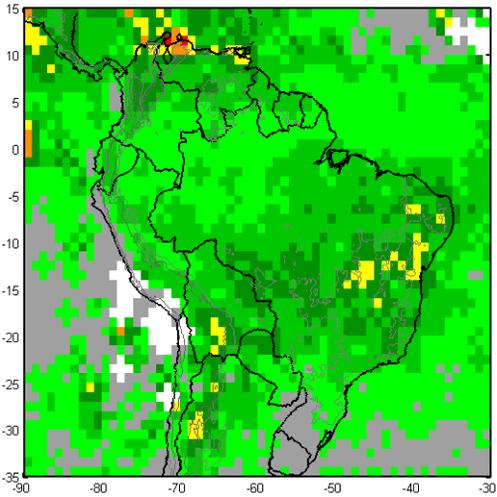
a) G1C1



b) G1C2



c) G1C3



d) G1C4

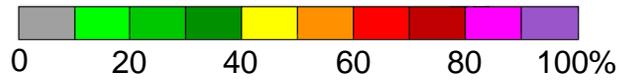
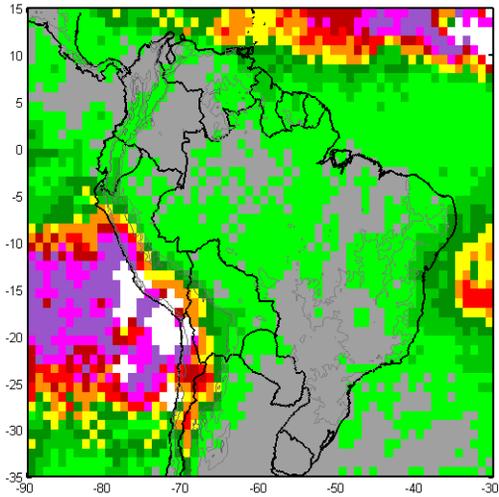
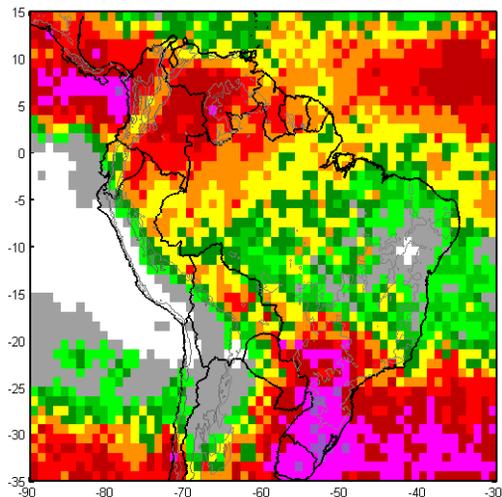


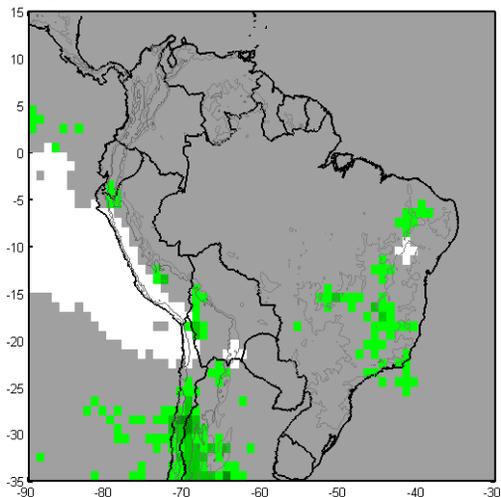
Figura 2.7: Ídem Fig. 2.4 pero para el trimestre de OTOÑO (MAM).

JJA

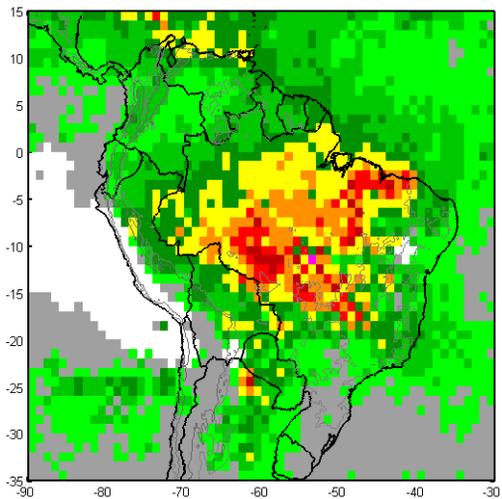
a) G1C1



b) G1C2



c) G1C3



d) G1C4

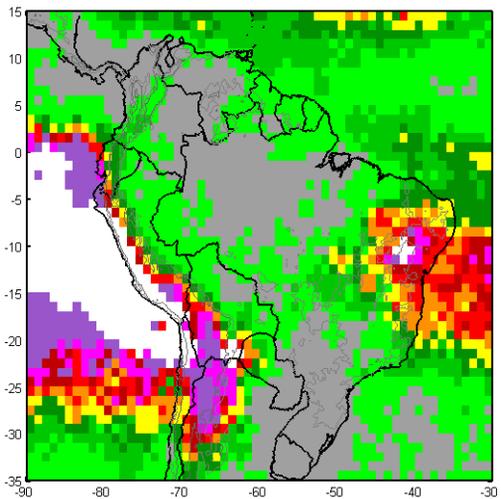


Figura 2.8: Ídem Fig. 2.4 pero para el trimestre de INVIERNO (JJA).

SON

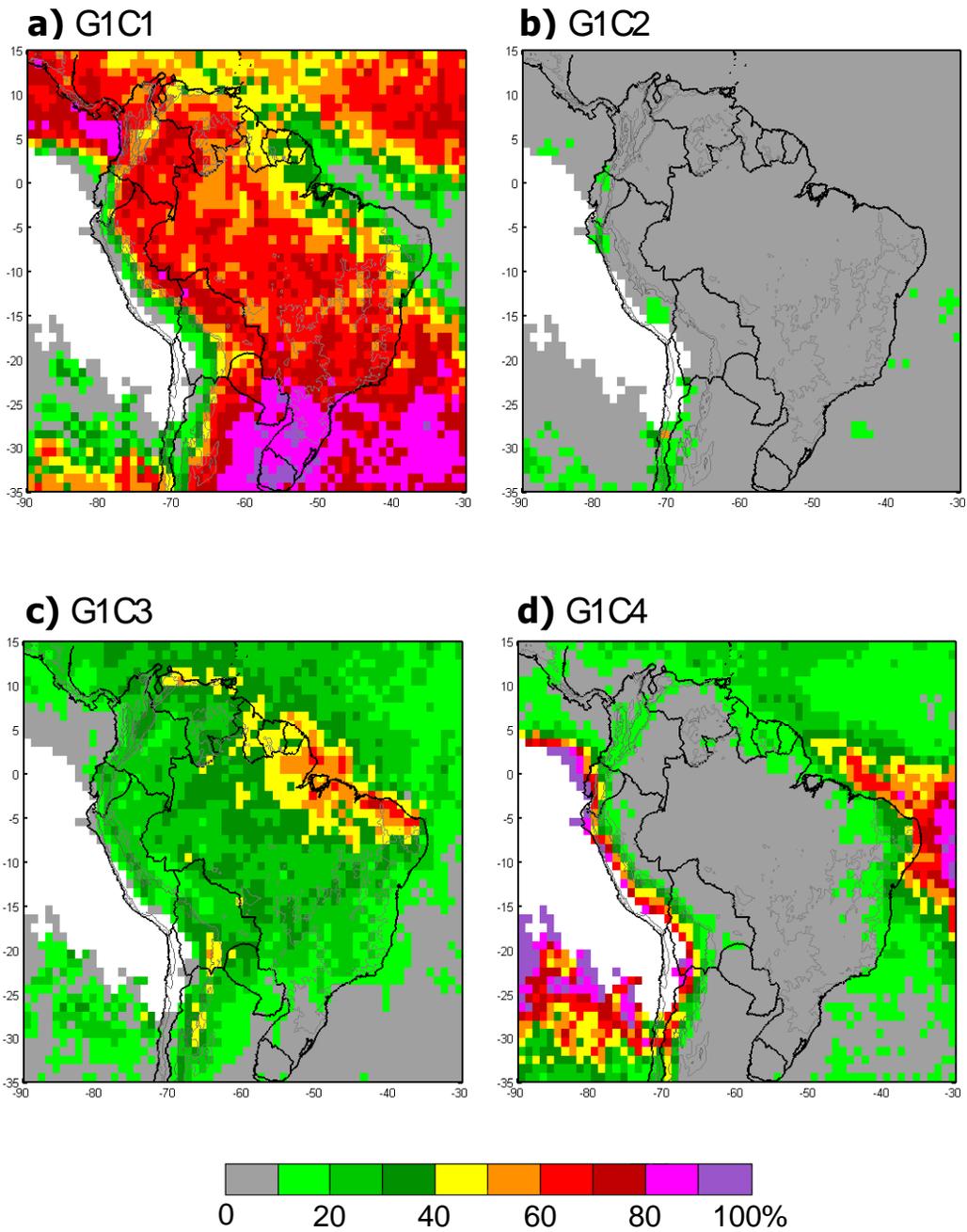


Figura 2.9: Ídem Fig. 2.4 pero para el trimestre de PRIMAVERA (SON).

DEF

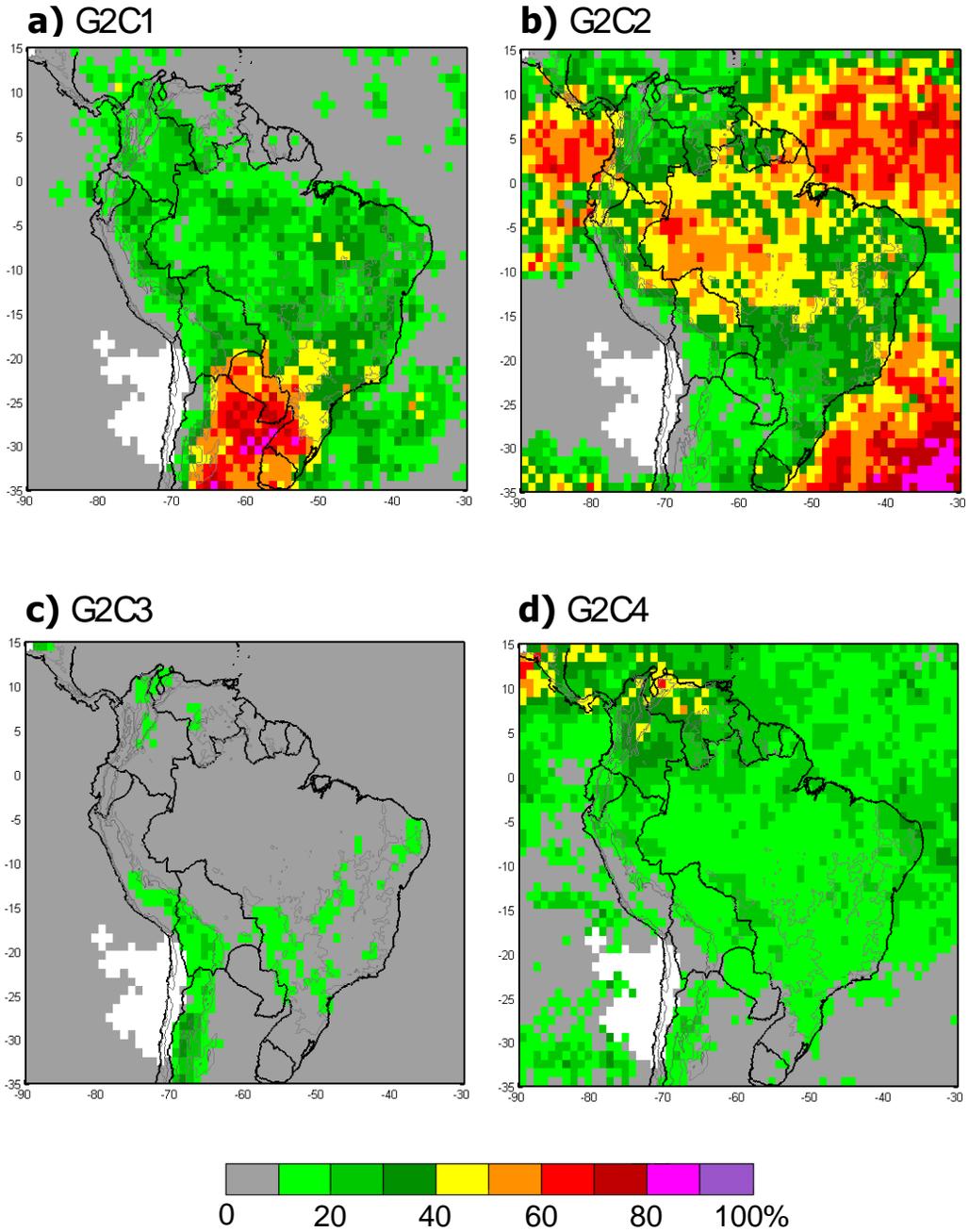
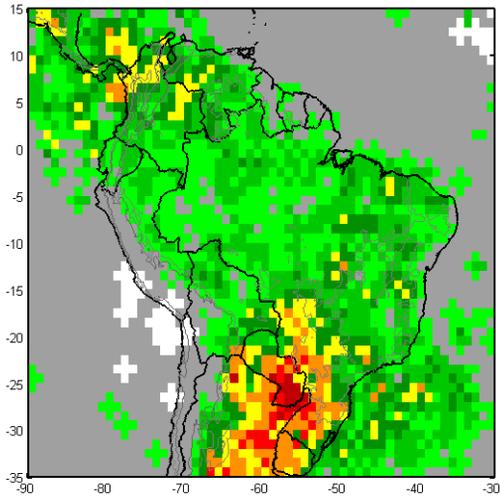


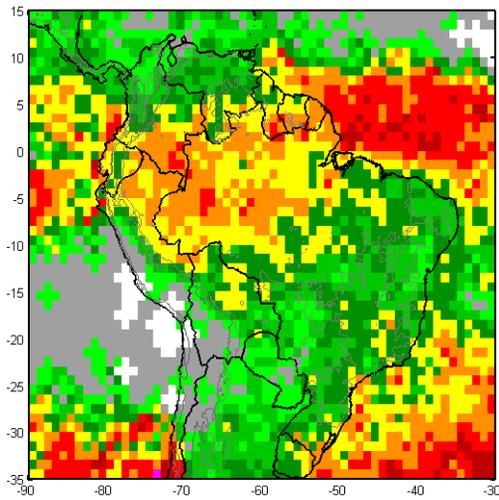
Figura 2.10: Ídem Fig. 2.5 pero para el trimestre de VERANO (DEF).

MAM

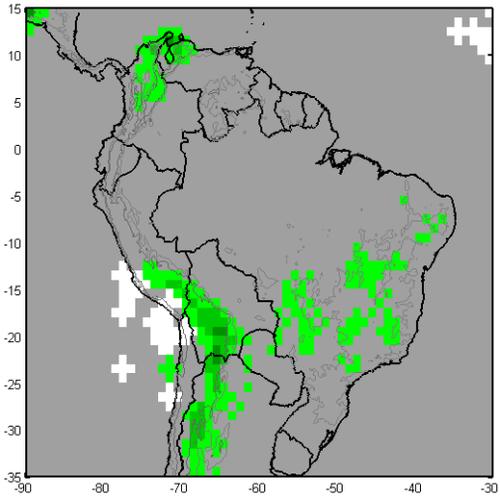
a) G2C1



b) G2C2



c) G2C3



d) G2C4

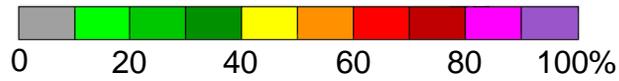
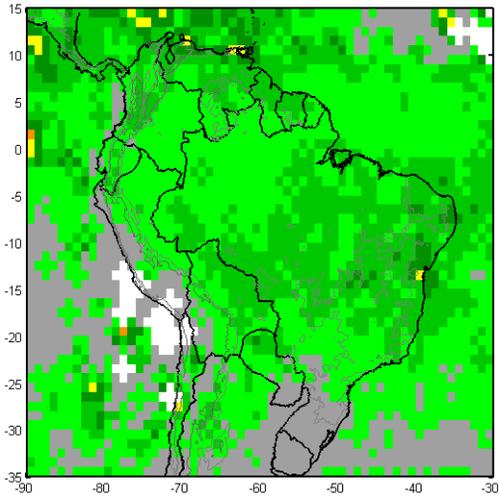
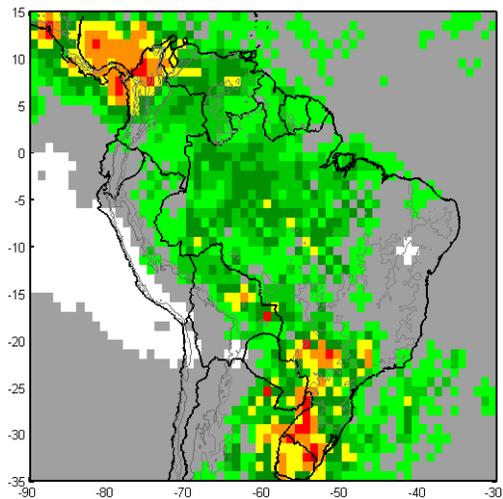


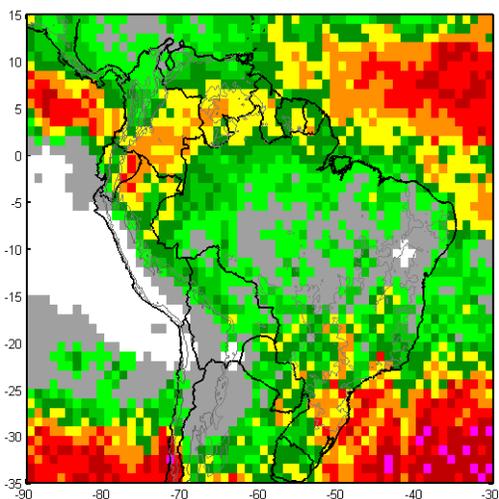
Figura 2.11: Ídem Fig. 2.5 pero para el trimestre de OTOÑO (MAM).

JJA

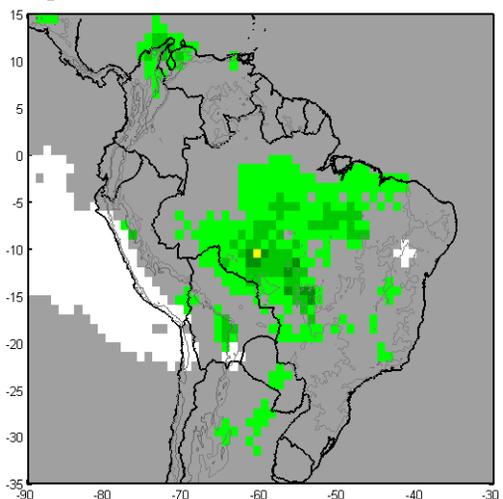
a) G2C1



b) G2C2



c) G2C3



d) G2C4

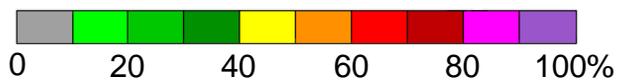
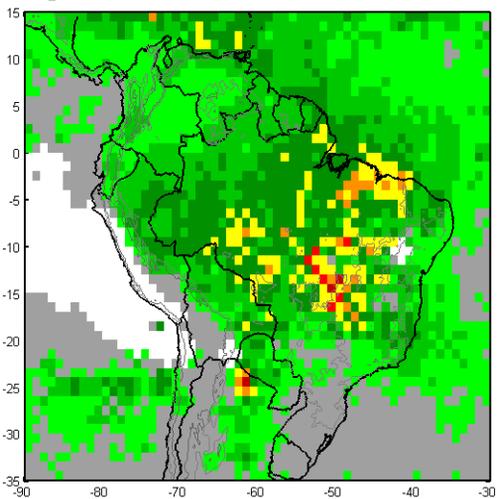
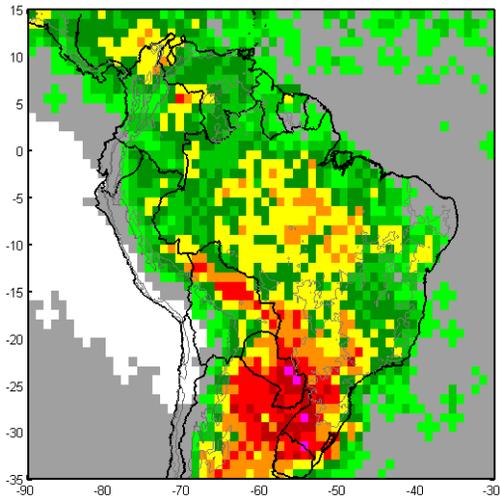


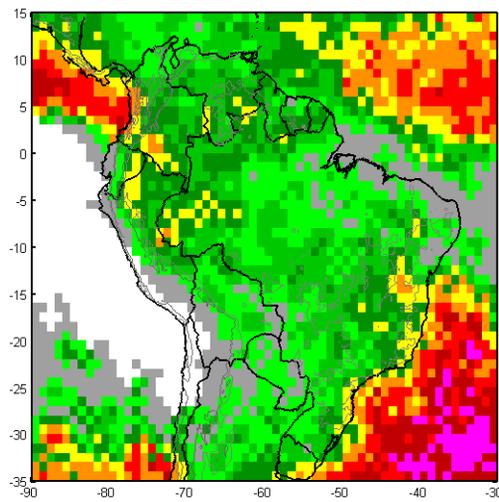
Figura 2.12: Ídem Fig. 2.5 pero para el trimestre de INVIERNO (JJA).

SON

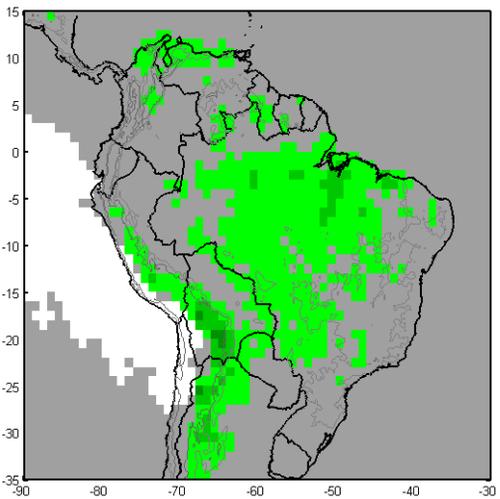
a) G2C1



b) G2C2



c) G2C3



d) G2C4

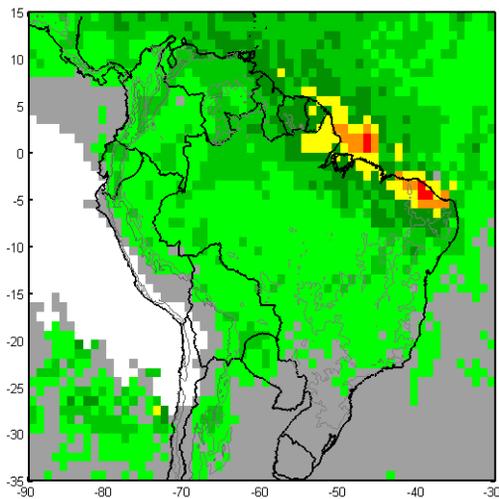


Figura 2.13: Ídem Fig. 2.5 pero para el trimestre de PRIMAVERA (SON).

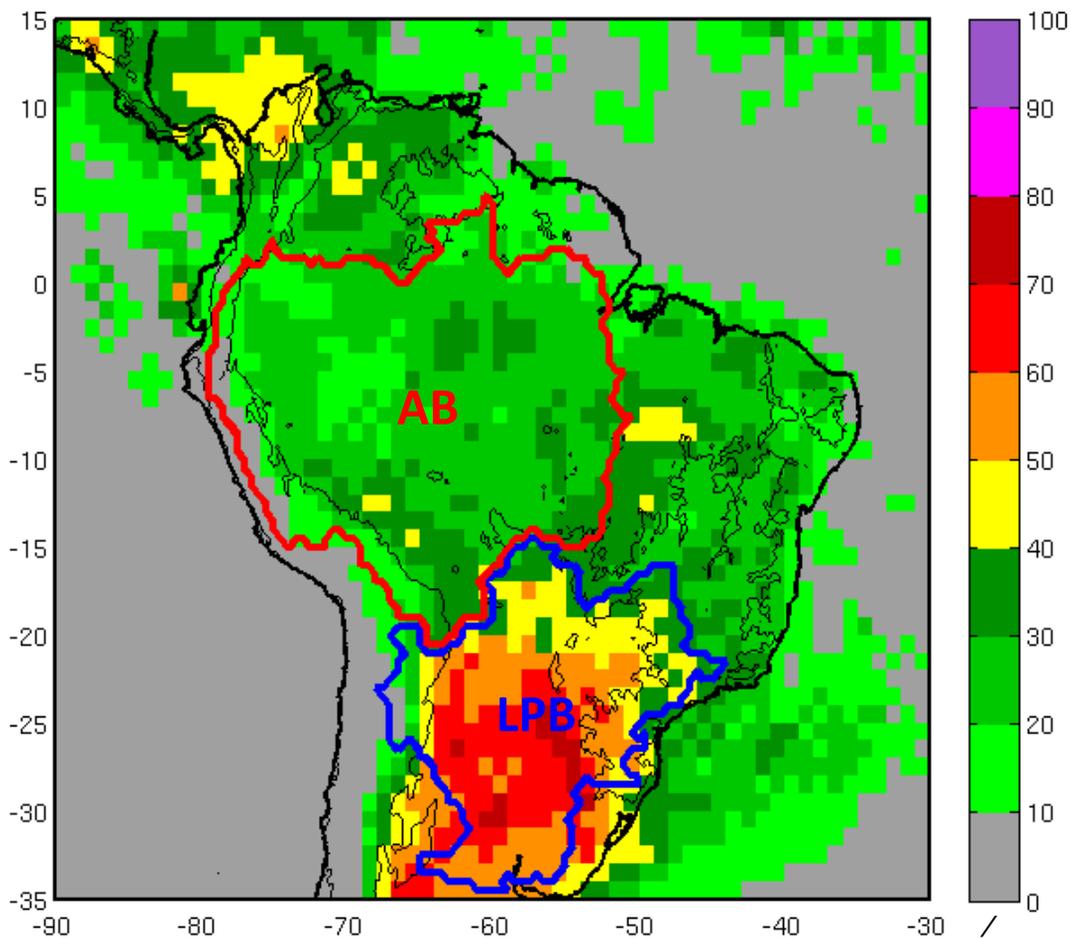


Figura 2.14: Localización de las cuencas del Río Amazonas (AB, contorno rojo) y del Río de la Plata (LPB, contorno azul). El campo sombreado de fondo corresponde al porcentaje de precipitación anual explicado por sistemas precipitantes grandes con presencia de núcleo convectivo profundo ($App \geq 2000 \text{ km}^2$ y $MaxHT_{40} \geq 6 \text{ km}$). La altura del terreno igual a 500 metros se muestra en línea delgada negra.

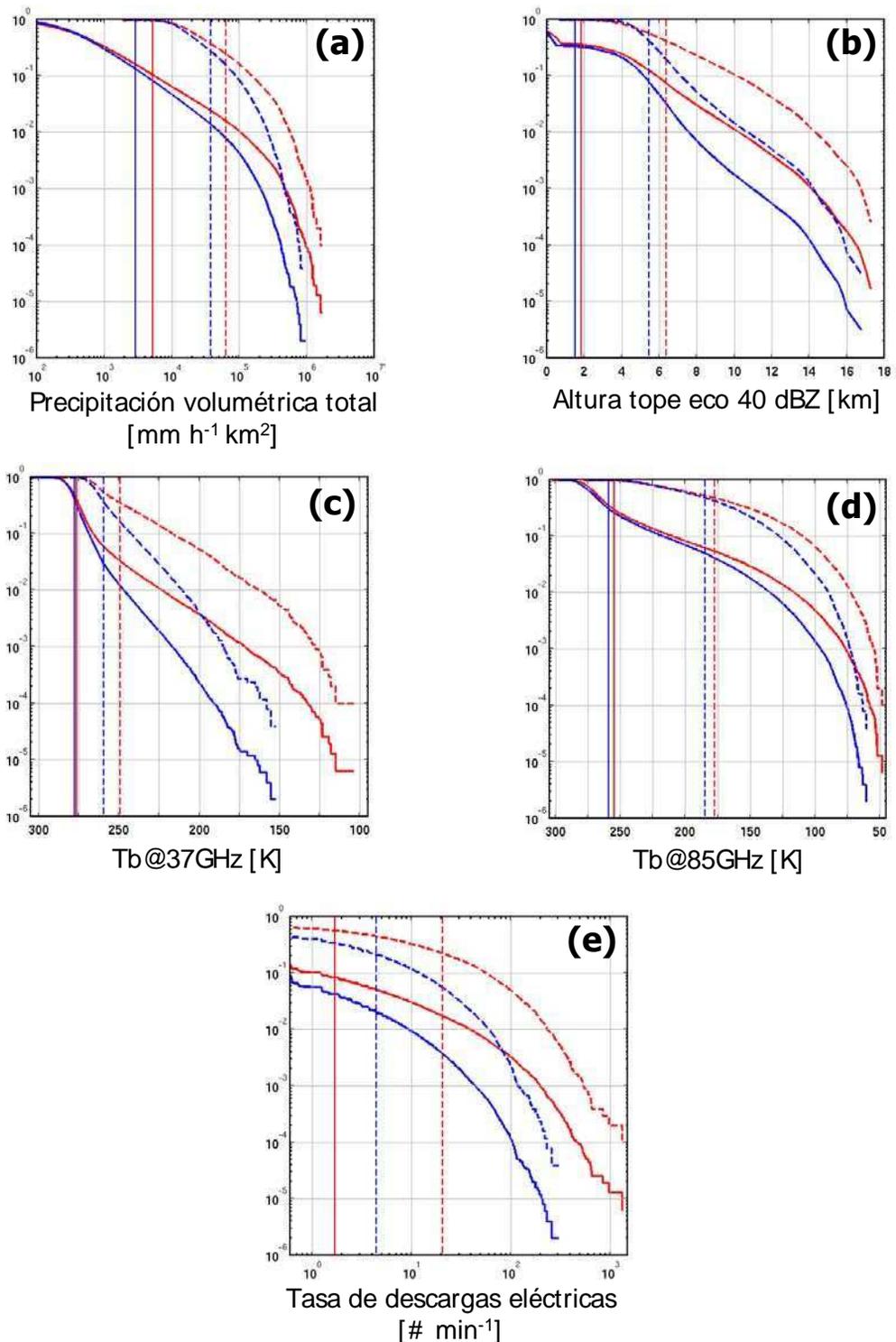


Figura 2.15: Funciones de distribución acumulada (CDF) para diferentes parámetros considerando todos los RPFs (líneas continuas) y sólo aquellos RPFs grandes con núcleo convectivo (G1C1, líneas a trazos) ubicados en AB (azul) y LPB (rojo). Cada figura muestra la probabilidad de que el parámetro asociado al RPF alcance un valor más extremo que lo indicado en la abscisa. El valor medio de cada parámetro se indica con una línea vertical.

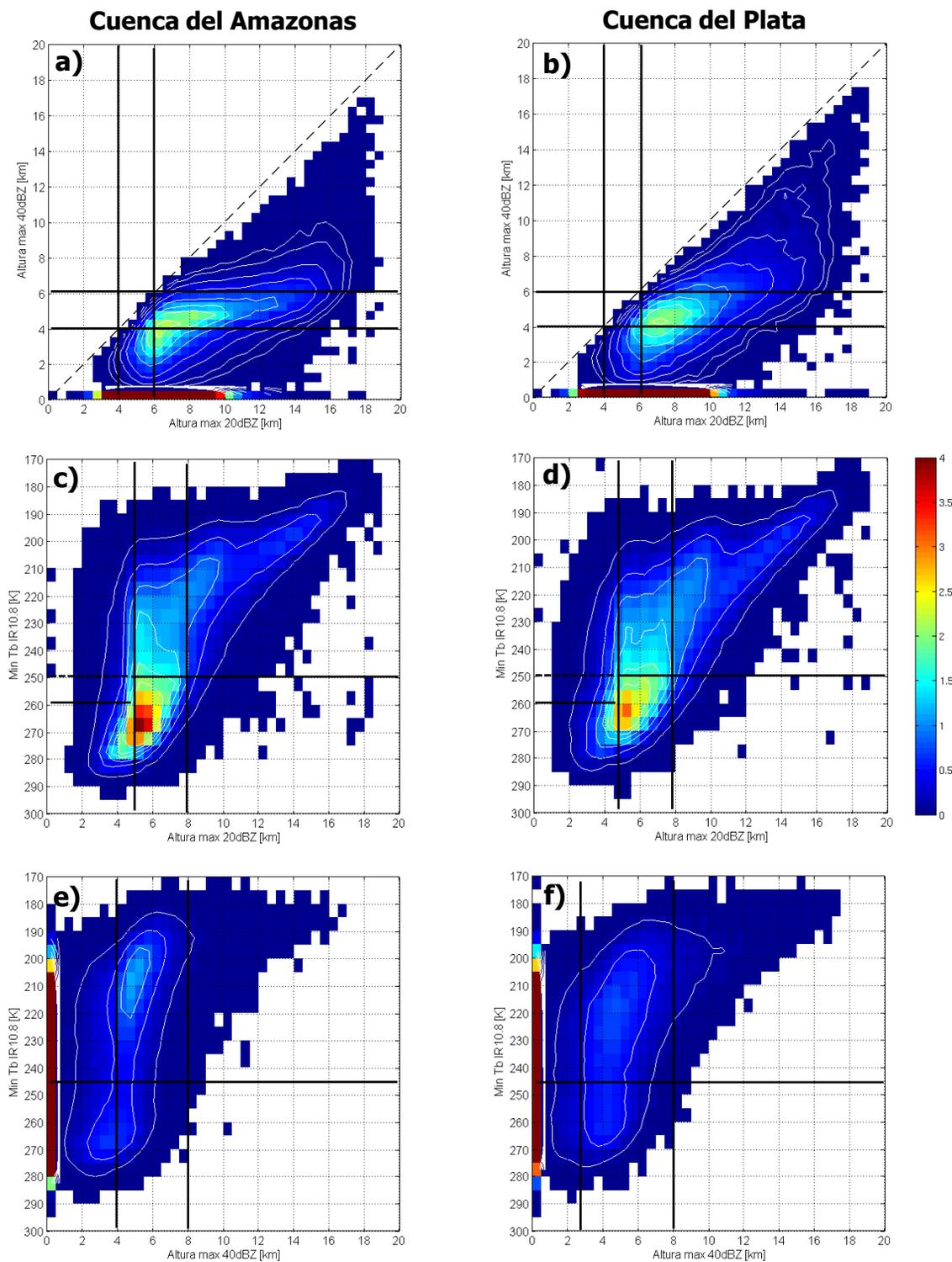


Figura 2.16: Funciones de densidad de probabilidad porcentual bidimensional para los RPFs localizados en la Cuenca del Amazonas (columna izquierda) y la Cuenca del Plata (columna derecha). (a y b) Altura máxima del eco de 20 dBZ versus altura máxima del eco de 40 dBZ. (c y d) Altura máxima del eco de 20 dBZ versus temperatura de brillo mínima en IR 10,8 μ m. (e y f) Altura máxima del eco de 40 dBZ versus temperatura de brillo mínima en 10,8 μ m.

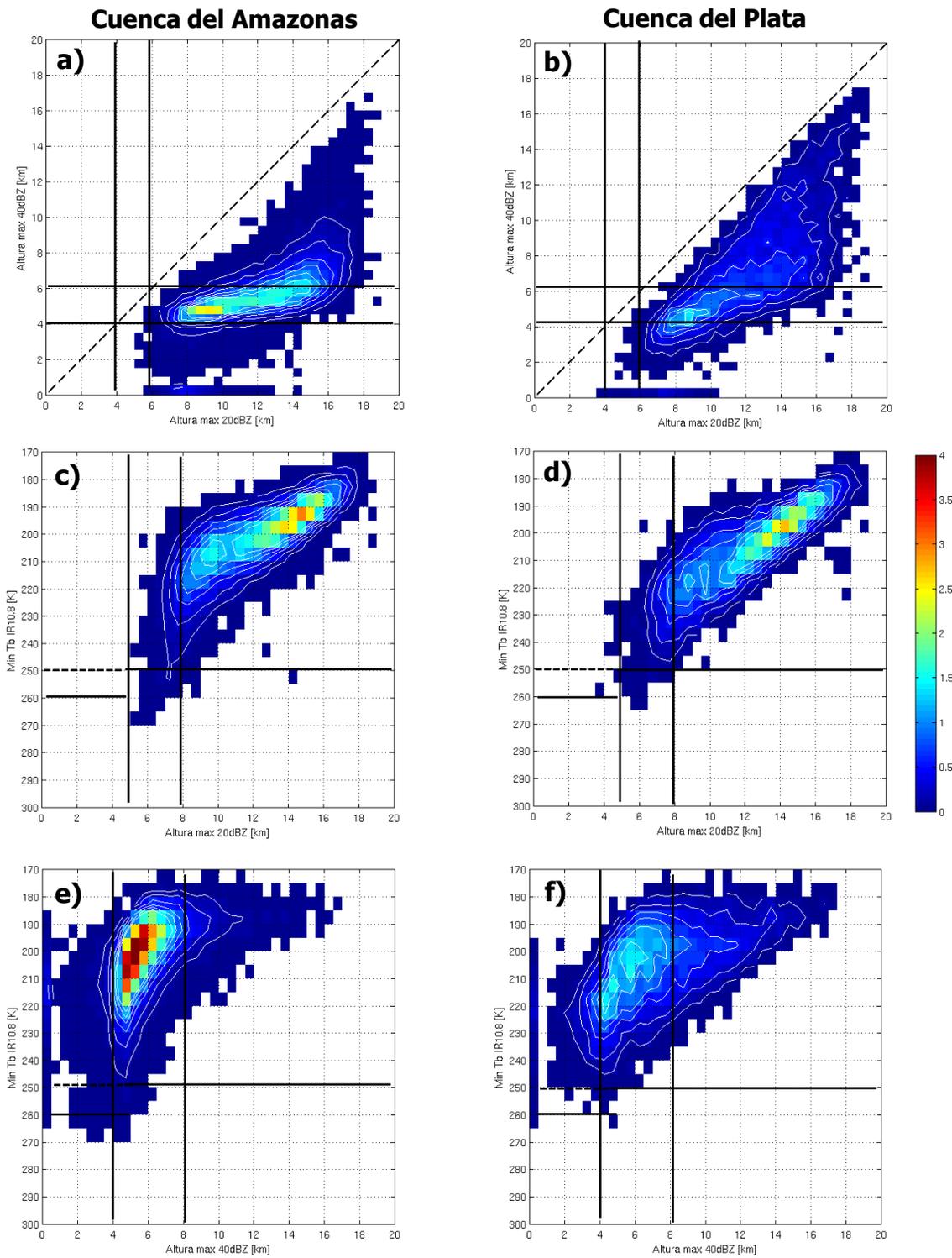


Figura 2.17: Ídem Figura 2.16 pero para los RPFs extremos al 5% en la precipitación volumétrica total.

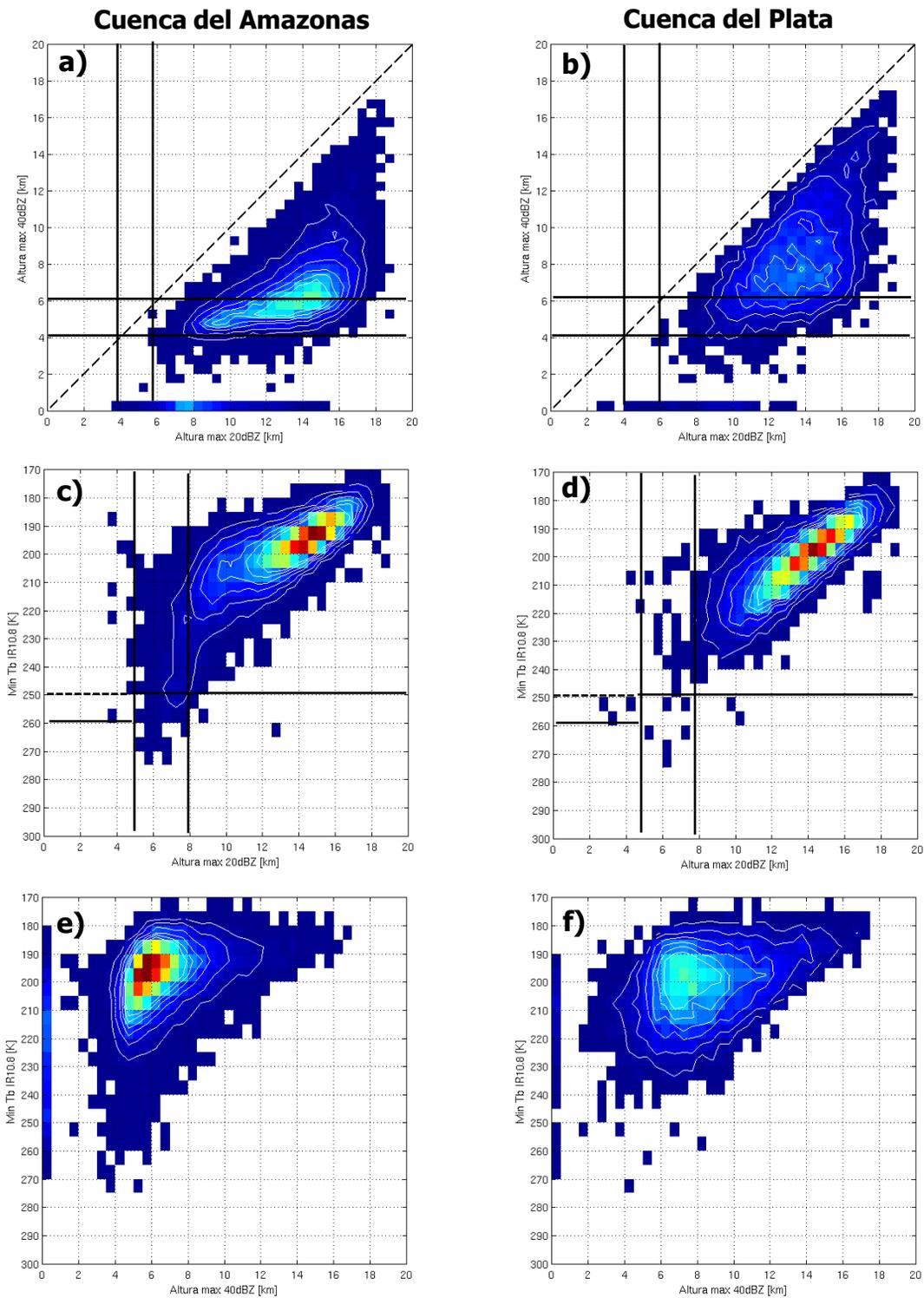


Figura 2.18: Ídem Figura 2.16 pero para los RPFs extremos al 5% en PCT mínima en 37 GHz.

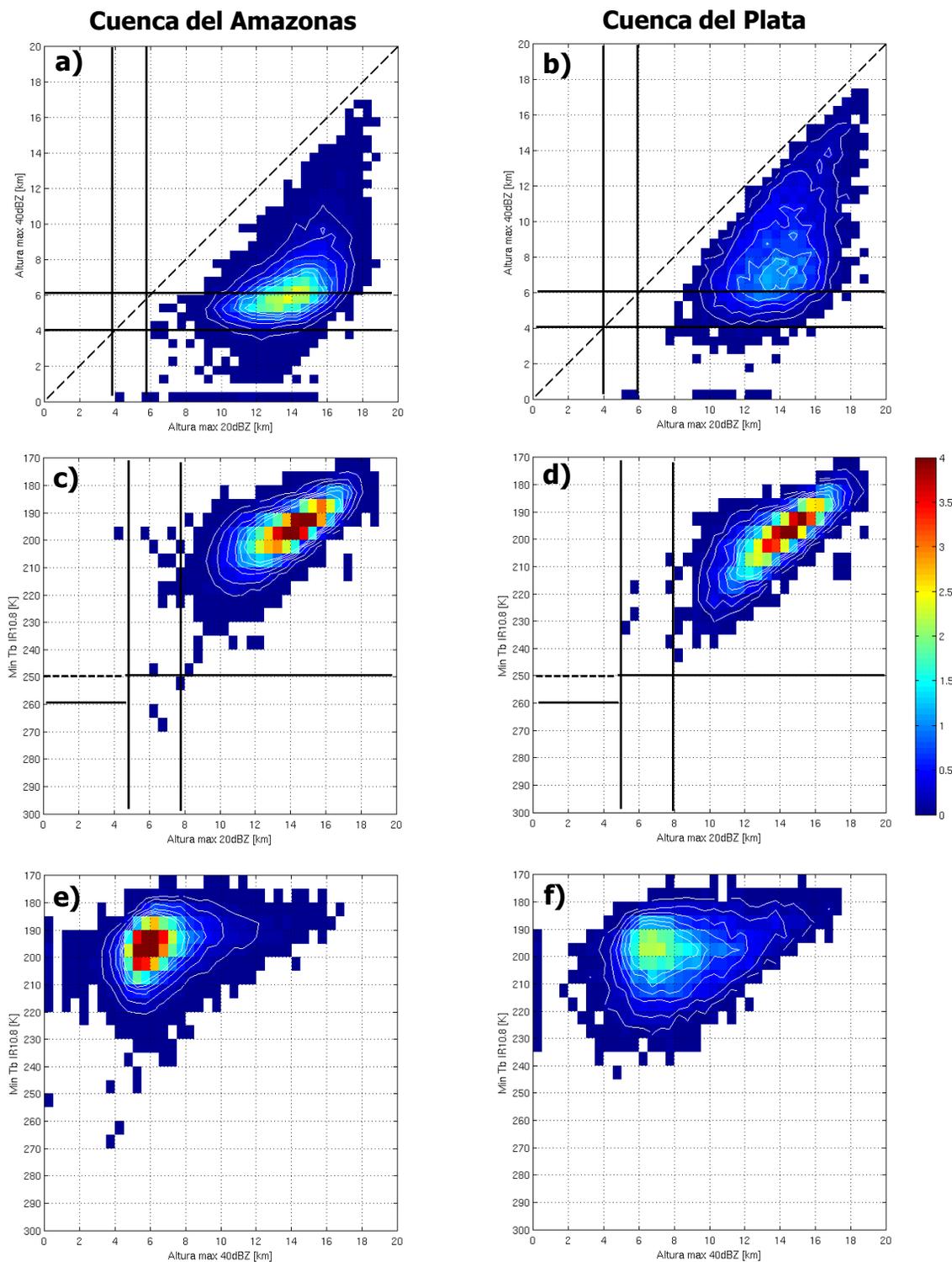


Figura 2.19: Ídem Figura 2.16 pero para los RPFs extremos al 5% en PCT mínima en 85 GHz.

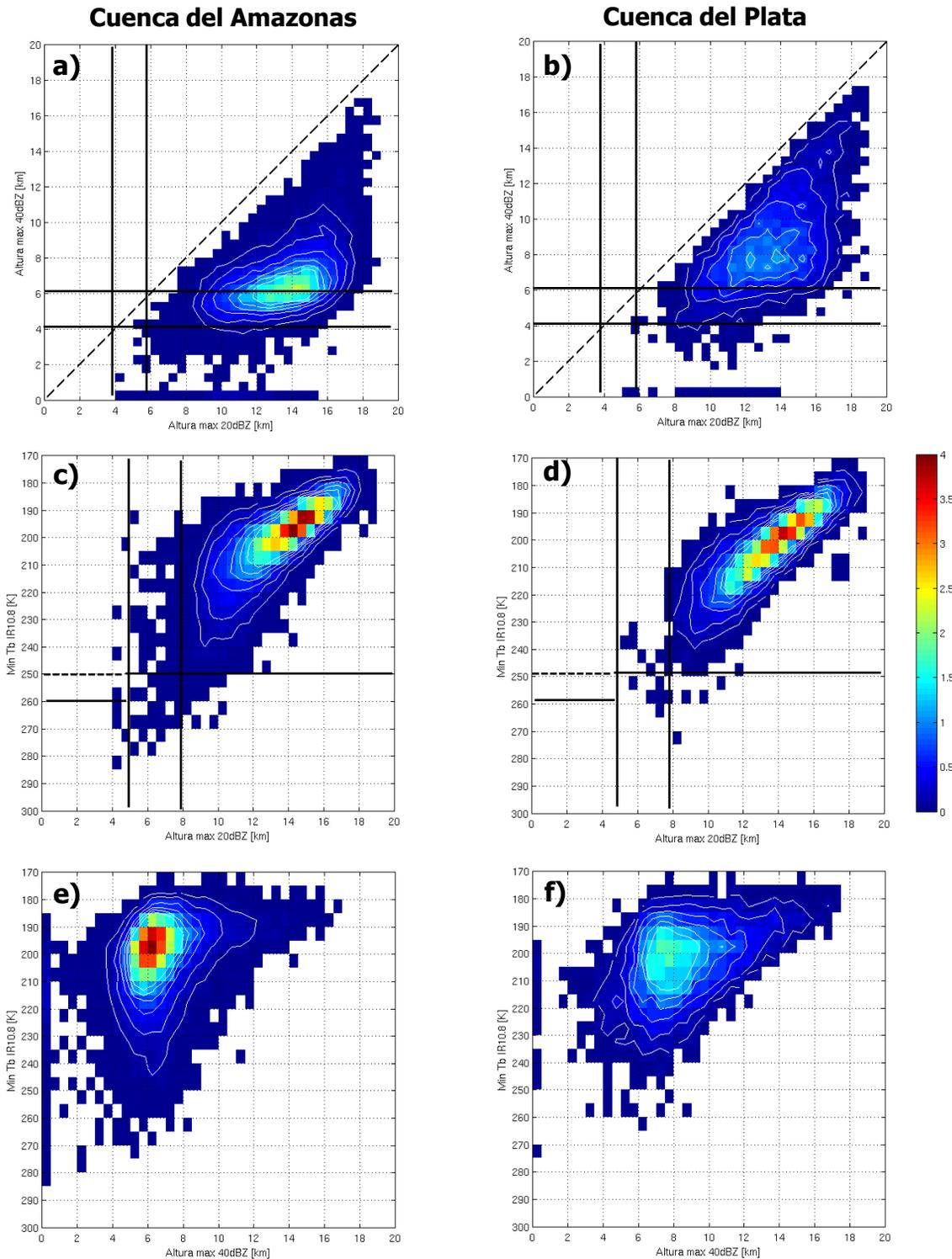
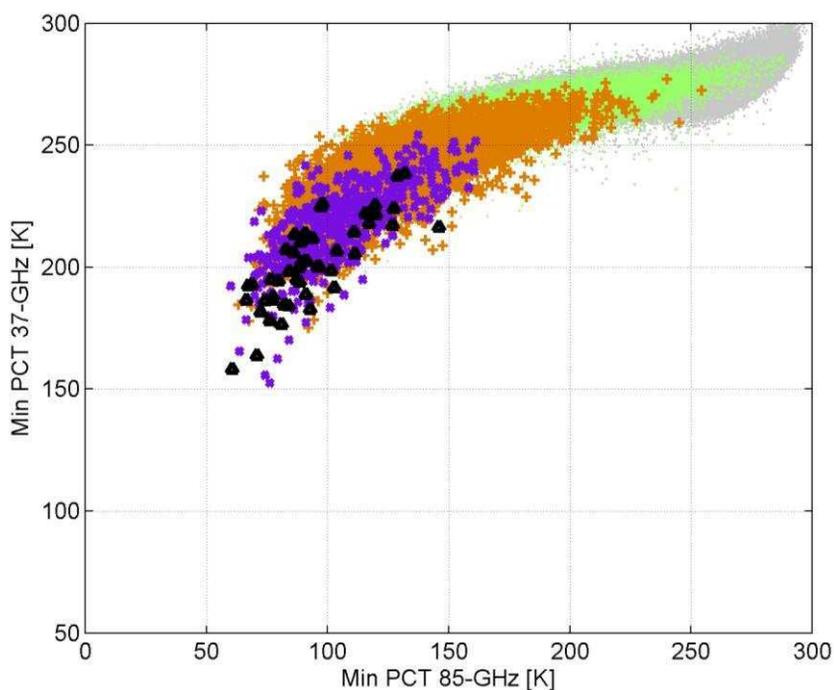


Figura 2.20: Ídem Figura 2.16 pero para los RPFs extremos al 5% en tasa de descargas eléctricas.

a) Cuenca del Amazonas (AB)



b) Cuenca del Plata (LPB)

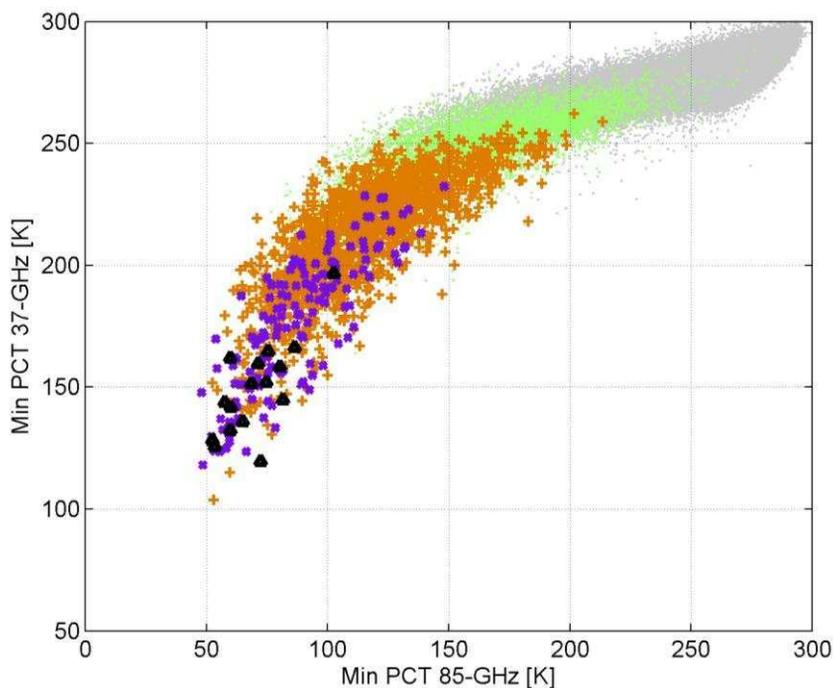


Figura 2.21: Diagrama de dispersión de la temperatura de brillo mínima en 85 GHz versus la de 37 GHz para los RPFs ubicados en (a) Cuenca del Amazonas y (b) Cuenca del Plata. Los colores indican las regiones donde se ubican los RPFs extremos definidos a partir de la tasa de descargas eléctricas. El código de color es: ● 5%, + 1%, × 0,1% y ▲ 0,01%.

CAPÍTULO 3

Eventos extremos de convección y su relación con el ciclo de vida de los SCMs

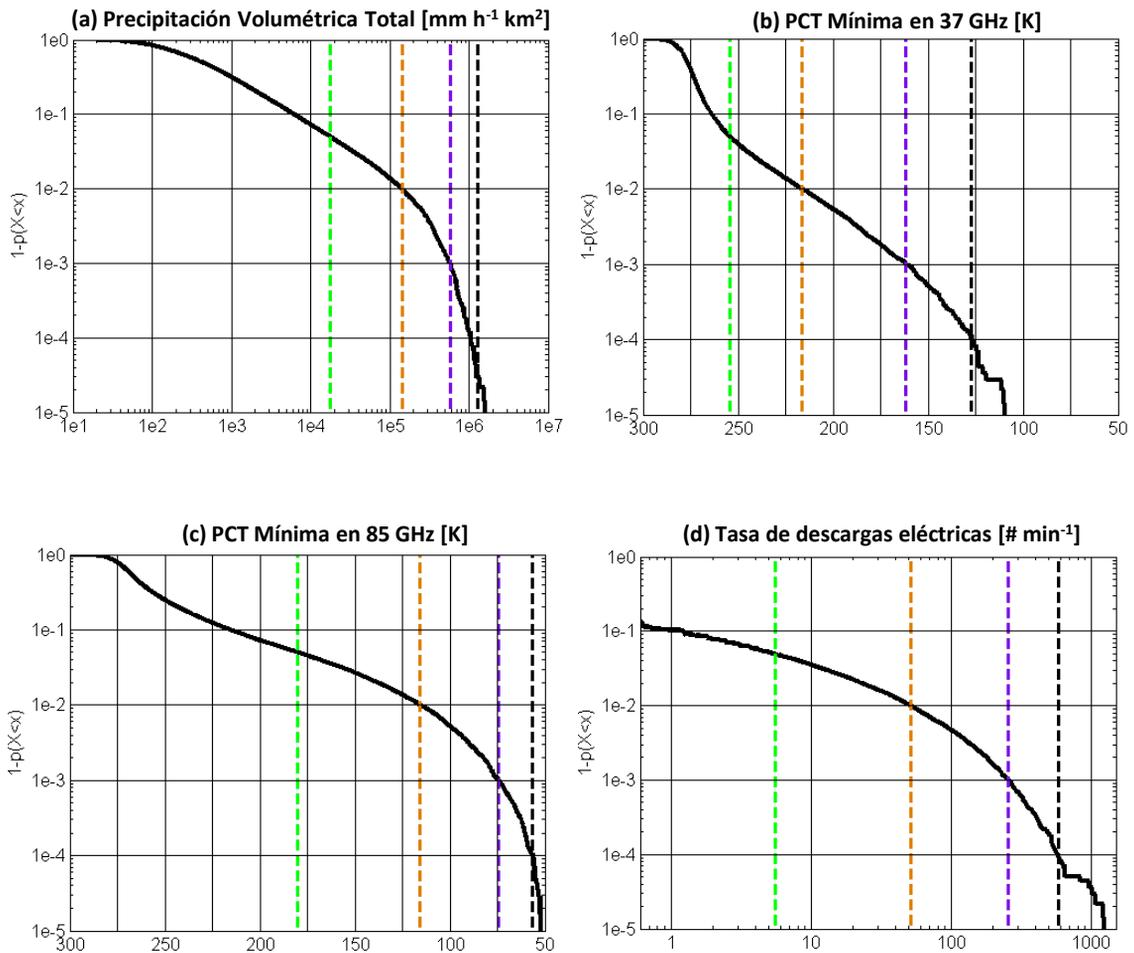


Figura 3.1: Funciones de distribución acumuladas de diferentes parámetros asociados a los RPFs considerando todo SESA, es decir, probabilidad de que un RPF tenga un valor del parámetro más extremo que el valor de la abscisa. Para cada parámetro, los distintos umbrales de eventos extremos van creciendo con el cambio de color, desde el verde (5% de los eventos), pasando por el naranja (1%), violeta (0,1%), hasta el negro (0,01%). No todos los RPFs poseen descargas eléctricas por lo que el gráfico (d) no arranca en el 100%. Los valores de la abscisa correspondiente a cada umbral se muestran en la Tabla 3.1.

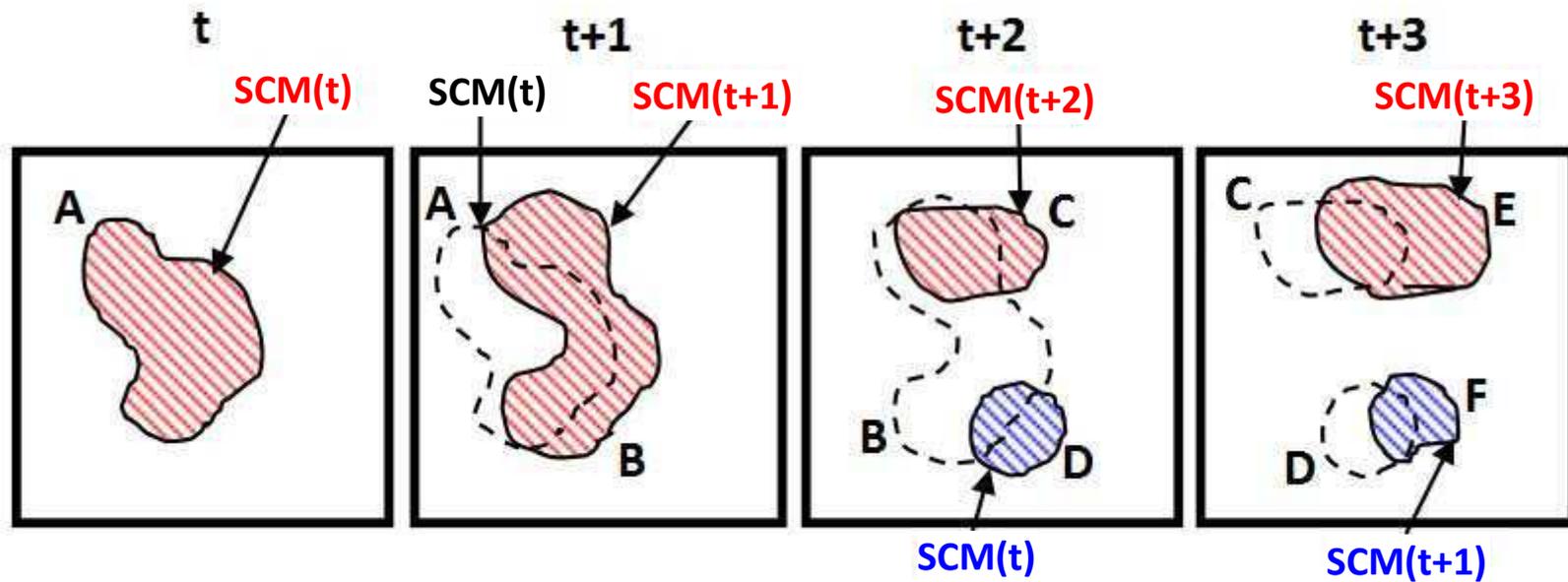


Figura 3.2: Esquema de la metodología de seguimiento de sistemas nubosos mediante imágenes IR basada en la técnica de superposición areal para sucesivos pasos de tiempo. (Adaptado de Folleau y otros 2012)

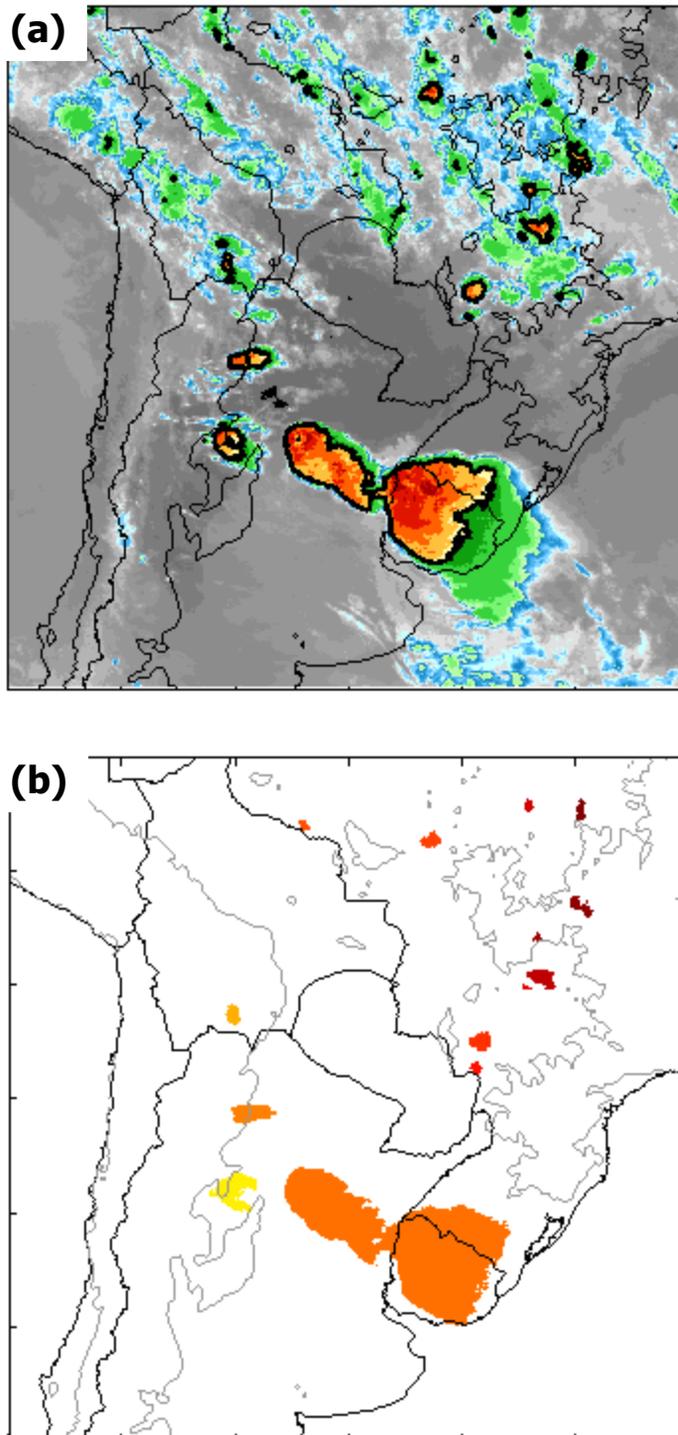
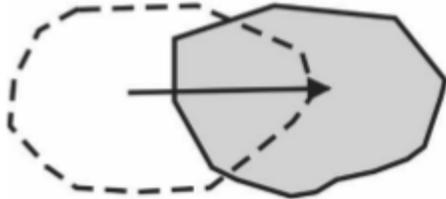
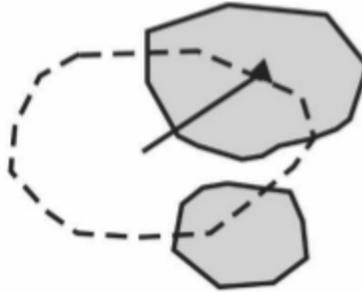


Figura 3.3: Ejemplo de segmentación de una imagen satelital IR aplicando el umbral de 210K. (a) Imagen original donde con línea negra gruesa se indica el contorno delimitado por la isoterma de 210K, (b) Imagen resultante del agrupamiento o segmentación, donde cada color indica el código de identificación de cada grupo o clúster nuboso. En ambas imágenes se grafica la curva de nivel topográfico de 500 metros.

(a) Continuidad



(b) Separación o Split



(c) Fusión o Merge

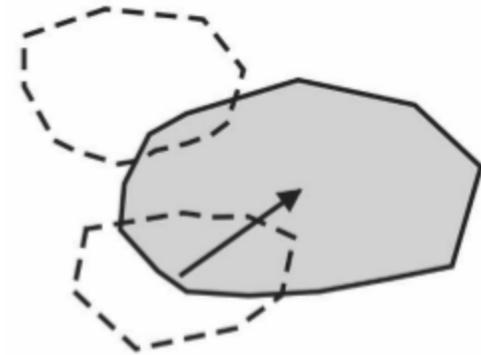


Figura 3.4: Representación esquemática de las situaciones a presentarse durante la etapa de seguimiento de los SCMs: (a) Continuidad, (b) Separación o Split y (c) Fusión o Merge. Las figuras con bordes punteados representan al SCM en un primer paso de tiempo mientras que las figuras sombreadas en un estadio posterior. Las flechas indican la dirección de desplazamiento del sistema convectivo.

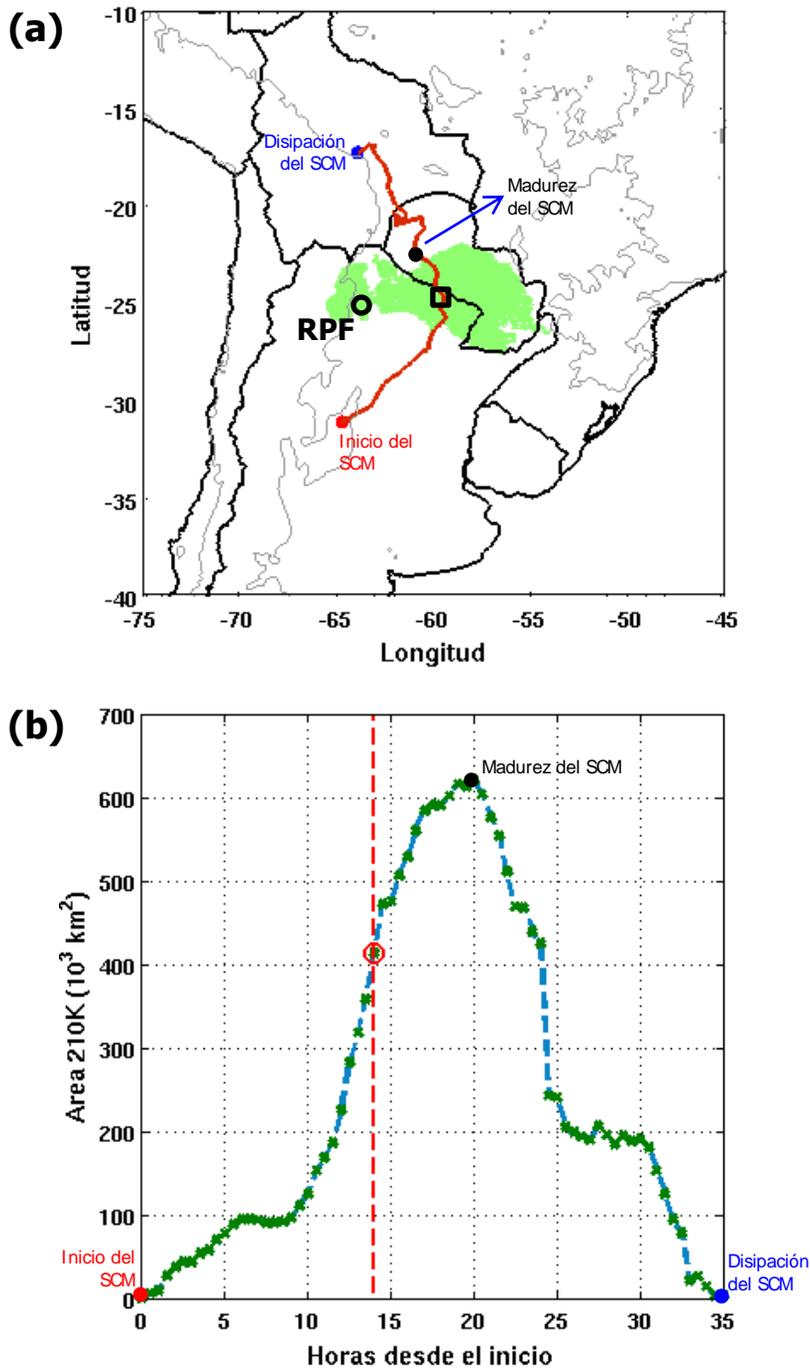


Figura 3.5: (a) Trayectoria de un sistema convectivo que se inicia el 19 de diciembre de 2005 a las 08:00 UTC (punto rojo) y finaliza el 20 de diciembre a las 11:00 UTC (punto azul). La posición del centroide del RPF asociado a esta trayectoria se indica con un círculo negro. Por su parte, el centroide del conglomerado nuboso definido por la isoterma de 210K a la hora más próxima a la del RPF se indica con un rectángulo negro. El clúster que contiene al RPF se muestra sombreado en verde. En línea delgada gris se grafica la curva de nivel topográfico de 500 metros. (b) Evolución del área encerrada por la isoterma de 210K para el SCM mencionado. La hora del RPF dentro del ciclo de vida del sistema se indica con una línea vertical a trazos.

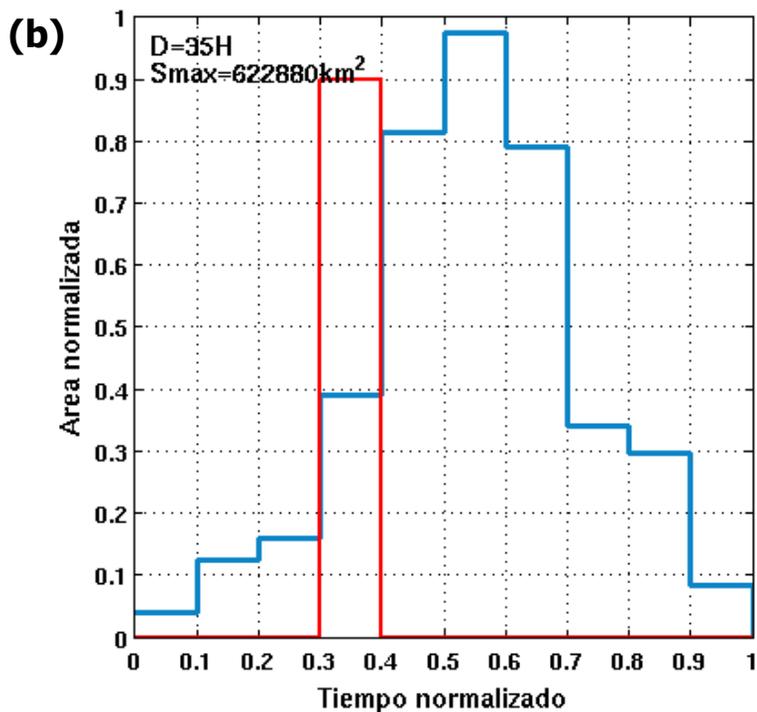
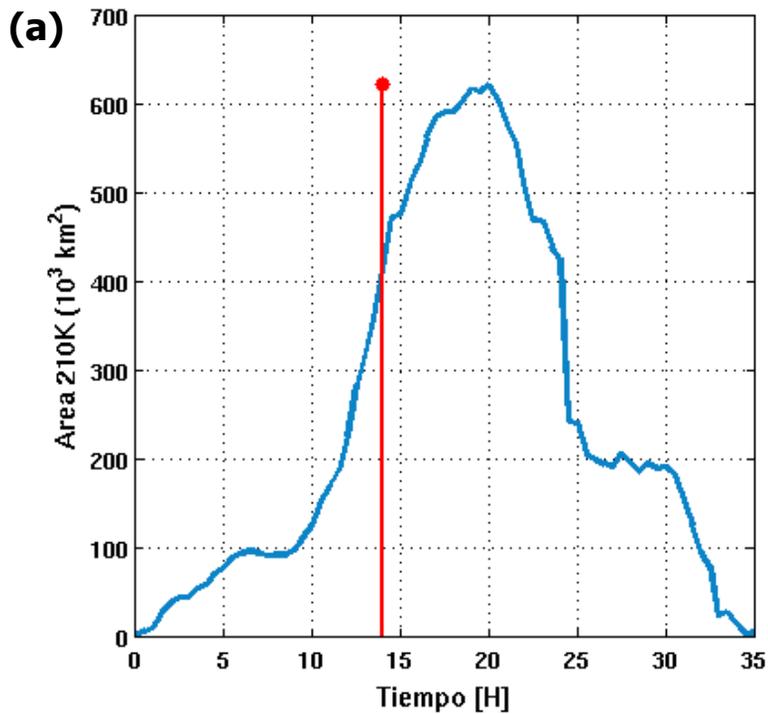


Figura 3.6: (a) Evolución del área encerrada por la isoterma de 210K en función de la cantidad de horas desde el inicio del sistema convectivo (línea azul) y localización temporal del RPF dentro del ciclo de vida del SCM (línea roja). (b) Ciclo de vida normalizado con parámetros $D=35H$ y $S_{\max}=622880 \text{ km}^2$. El RPF ubicado aproximadamente 14 horas luego del inicio del SCM (a) se proyecta dentro del intervalo $[0.3-0.4]$.

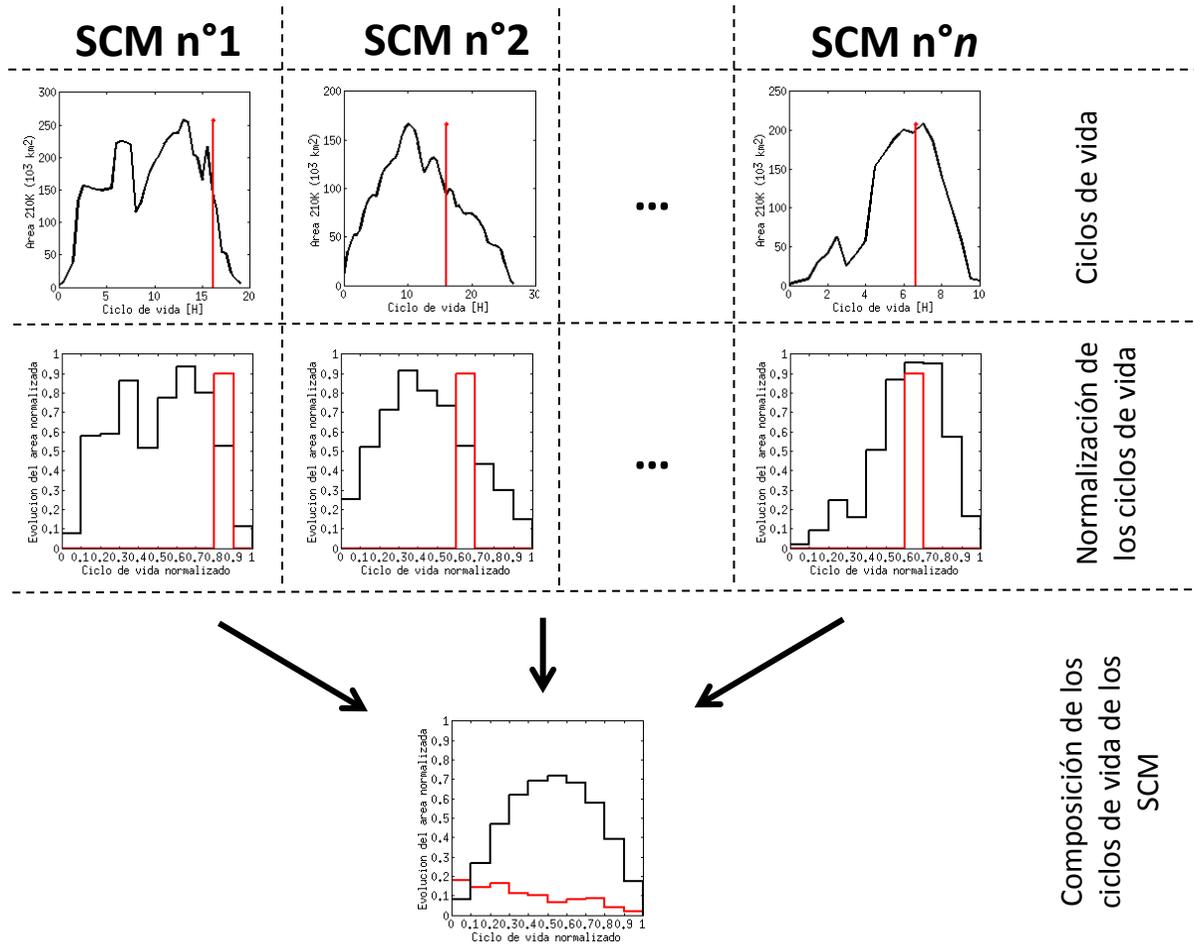


Figura 3.7: Metodología de composición de los SCMs mediante la fusión de datos TRMM y GOES.

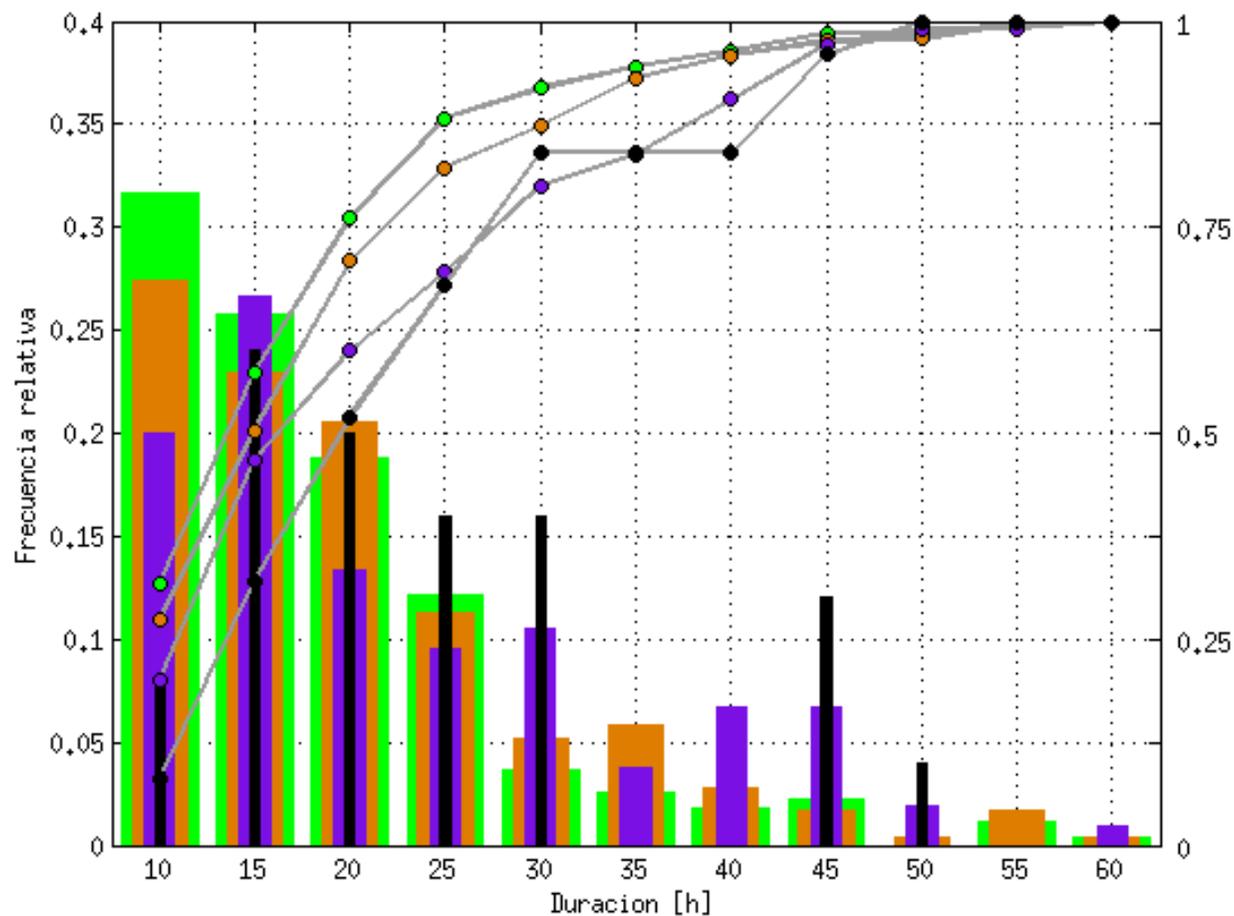


Figura 3.8: Distribución de frecuencias relativas del parámetro de normalización D (duración de los sistemas en horas) para el Grupo INTENSIDAD. La categoría de extremo del RPF viene dada por el color de la barra: 5% (verde), 1% (marrón), 0,1% (violeta) y 0,01% (negro). Las curvas muestran las distribuciones de frecuencia acumuladas (CDF).

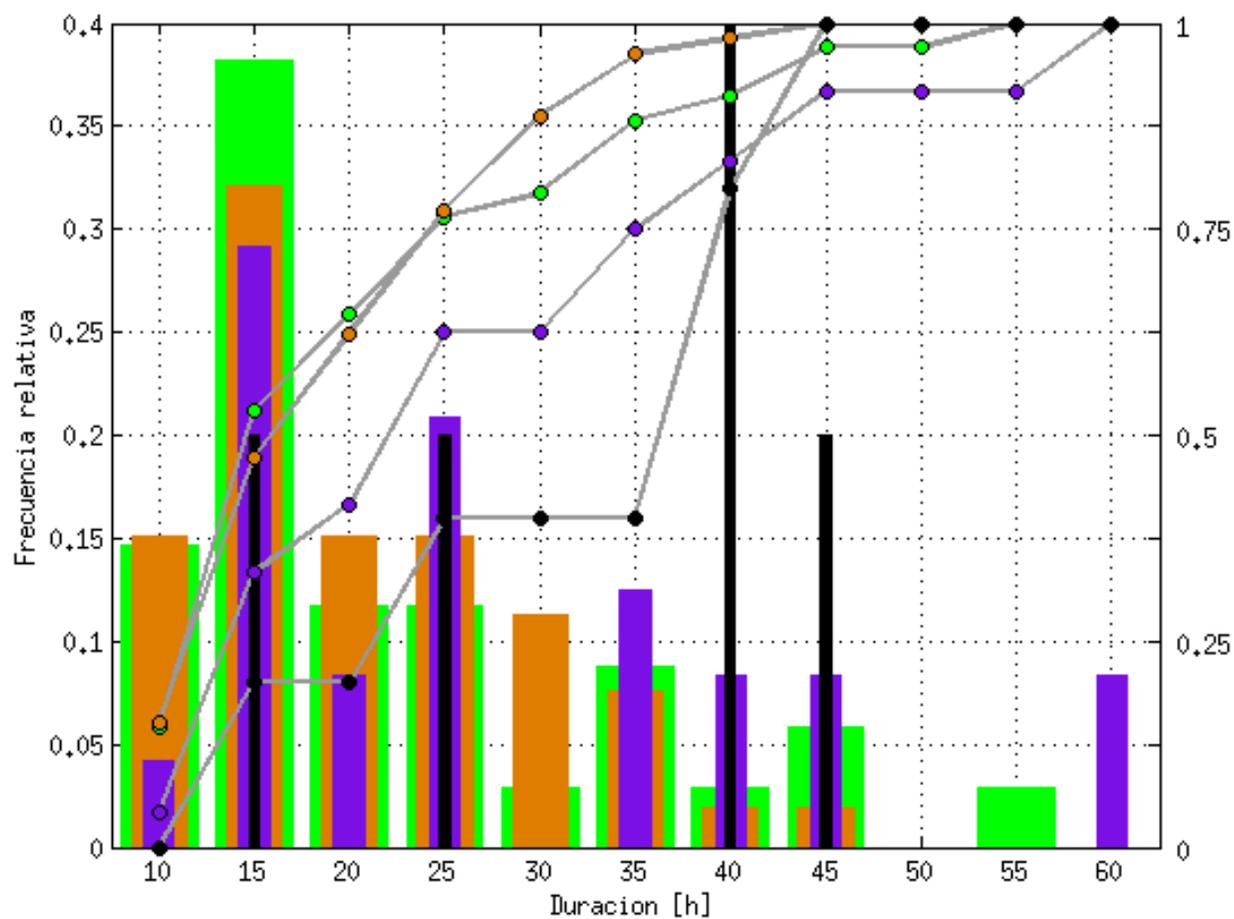


Figura 3.9: Ídem Fig. 3.8 pero para los sistemas asociados a RPF del Grupo PRECIPITACION.

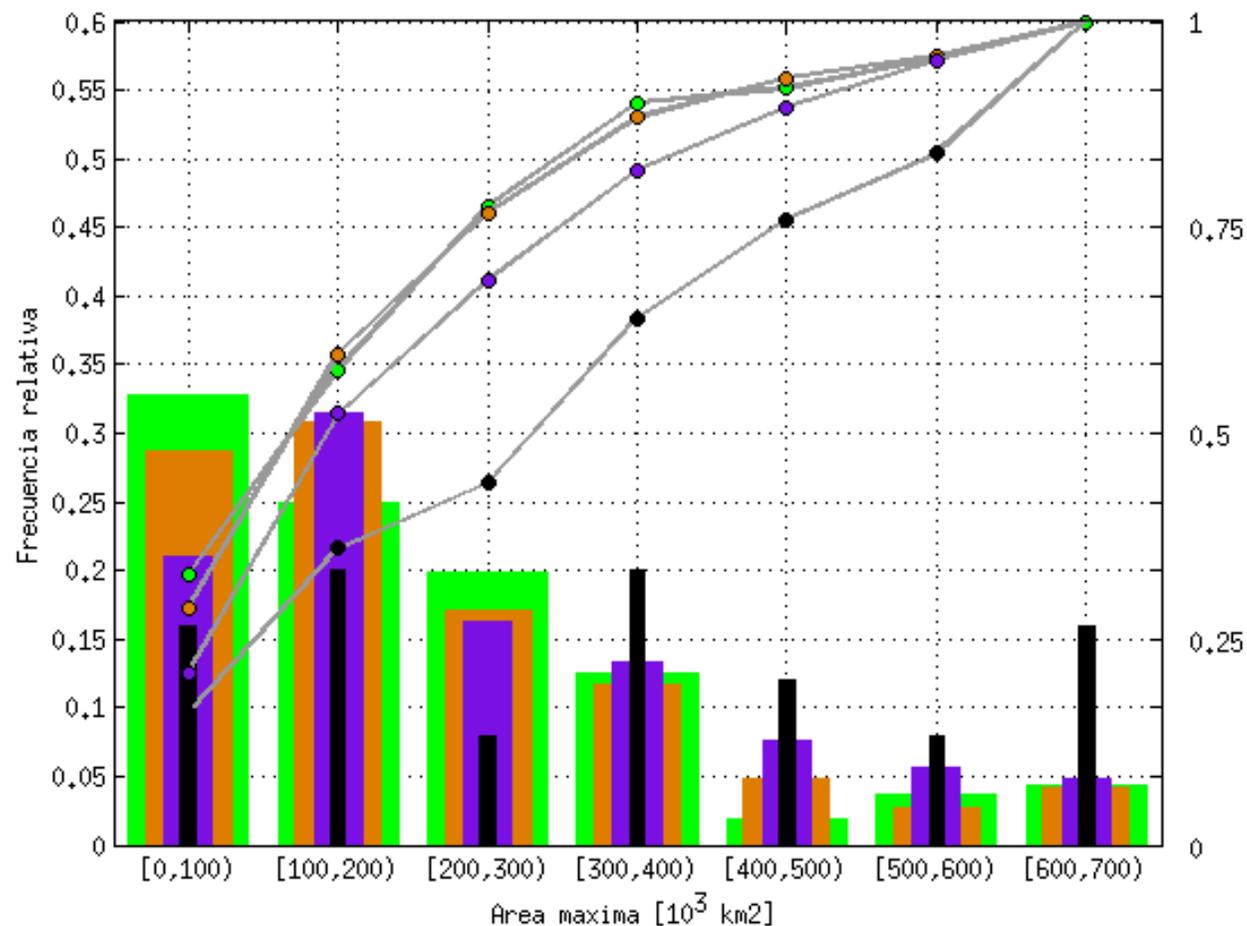


Figura 3.10: Distribución de frecuencias relativas del parámetro de normalización S_{\max} (máxima extensión del área encerrada por la isoterma de 210K, $\times 10^3 \text{ km}^2$) para el Grupo INTENSIDAD. La categoría de extremo del RPF viene dada por el color de la barra: 5% (verde), 1% (marrón), 0,1% (violeta) y 0,01% (negro). Las curvas muestran las distribuciones de frecuencia acumuladas (CDF).

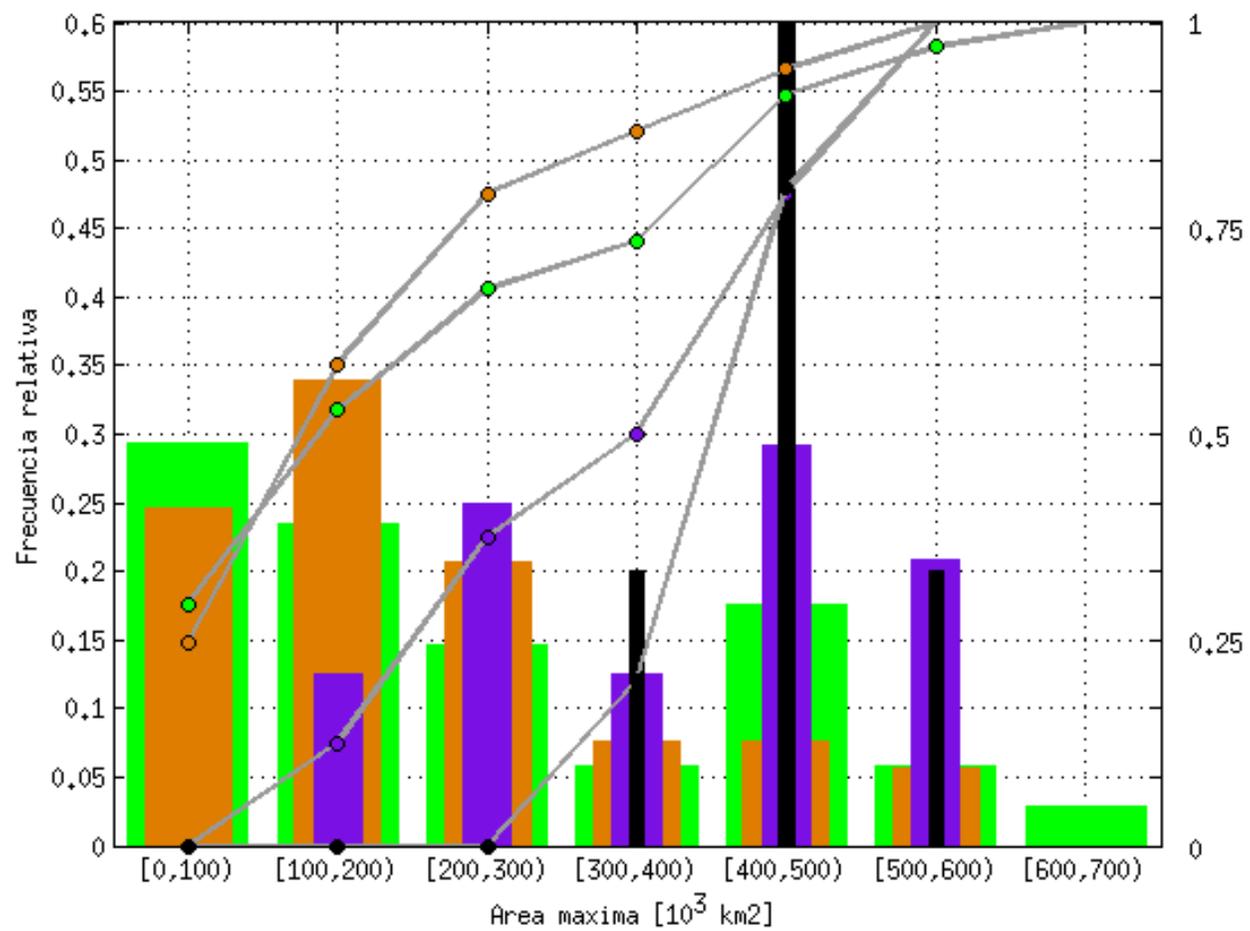


Figura 3.11: Ídem Fig. 3.10 pero para los sistemas asociados a RPF del Grupo PRECIPITACION

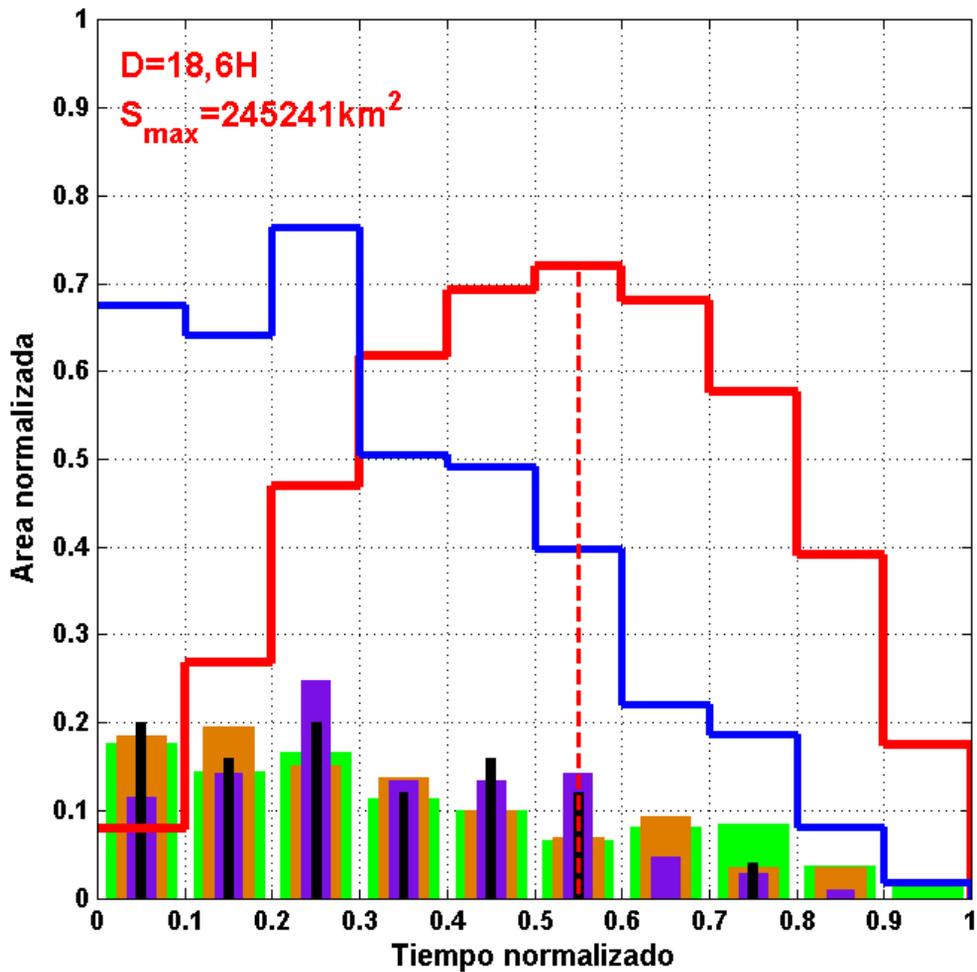


Figura 3.12: Ciclo de vida medio para los sistemas convectivos asociados a los RPFs del Grupo INTENSIDAD (línea roja continua) con parámetros de normalización medios $D=18,6H$ y $S_{max}=245.241km^2$. Histogramas de frecuencias relativas de ocurrencia de las diferentes categorías de extremos dentro del grupo: 5% (verde), 1% (marrón), 0,1% (verde) y 0,01% (negro). El momento de madurez (máxima extensión areal) se indica con una línea roja a trazos. La curva azul corresponde a la suma total de frecuencias relativas en cada rango de tiempo normalizado.

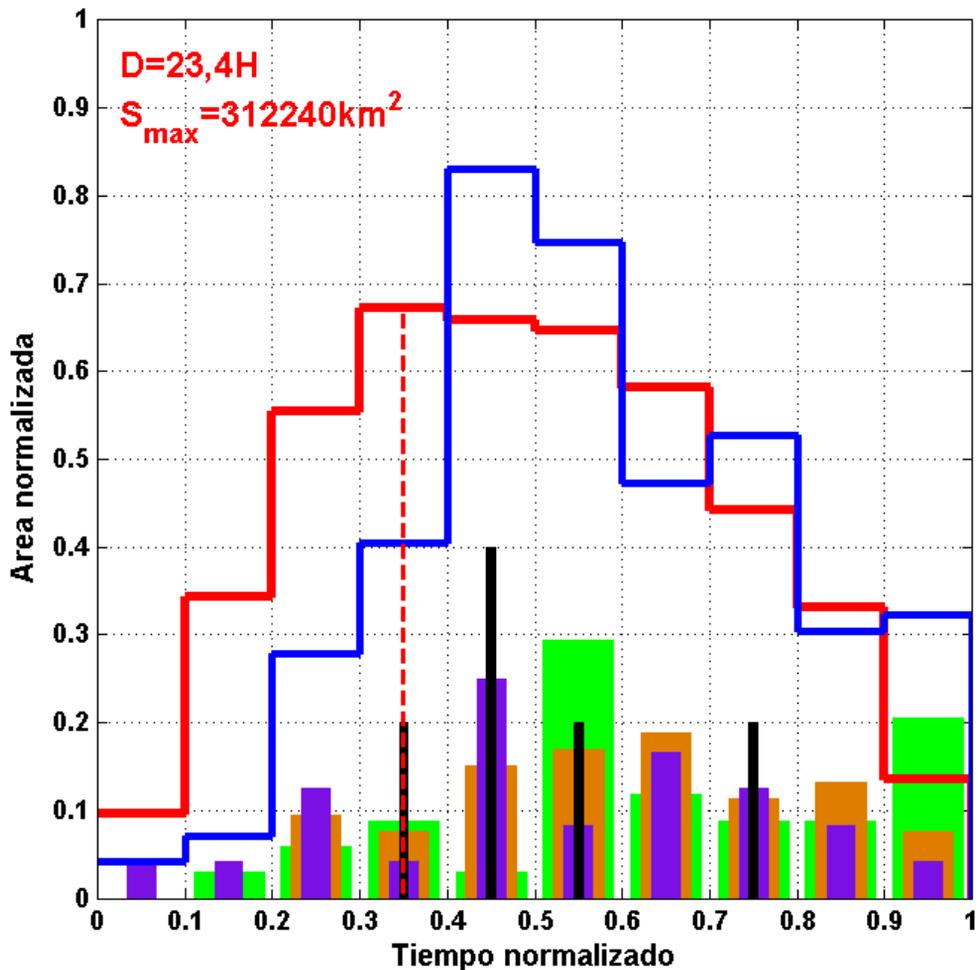


Figura 3.13: Ciclo de vida medio para los sistemas convectivos asociados a los RPFs del Grupo PRECIPITACION (línea roja continua) con parámetros de normalización medios $D=23,4H$ y $S_{max}=312.240km^2$. Histogramas de frecuencias relativas de ocurrencia de las diferentes categorías de extremos dentro del grupo: 5% (verde), 1% (marrón), 0,1% (verde) y 0,01% (negro). El momento de madurez (máxima extensión areal) se indica con una línea roja a trazos. La curva azul corresponde a la suma total de frecuencias relativas en cada rango de tiempo normalizado.

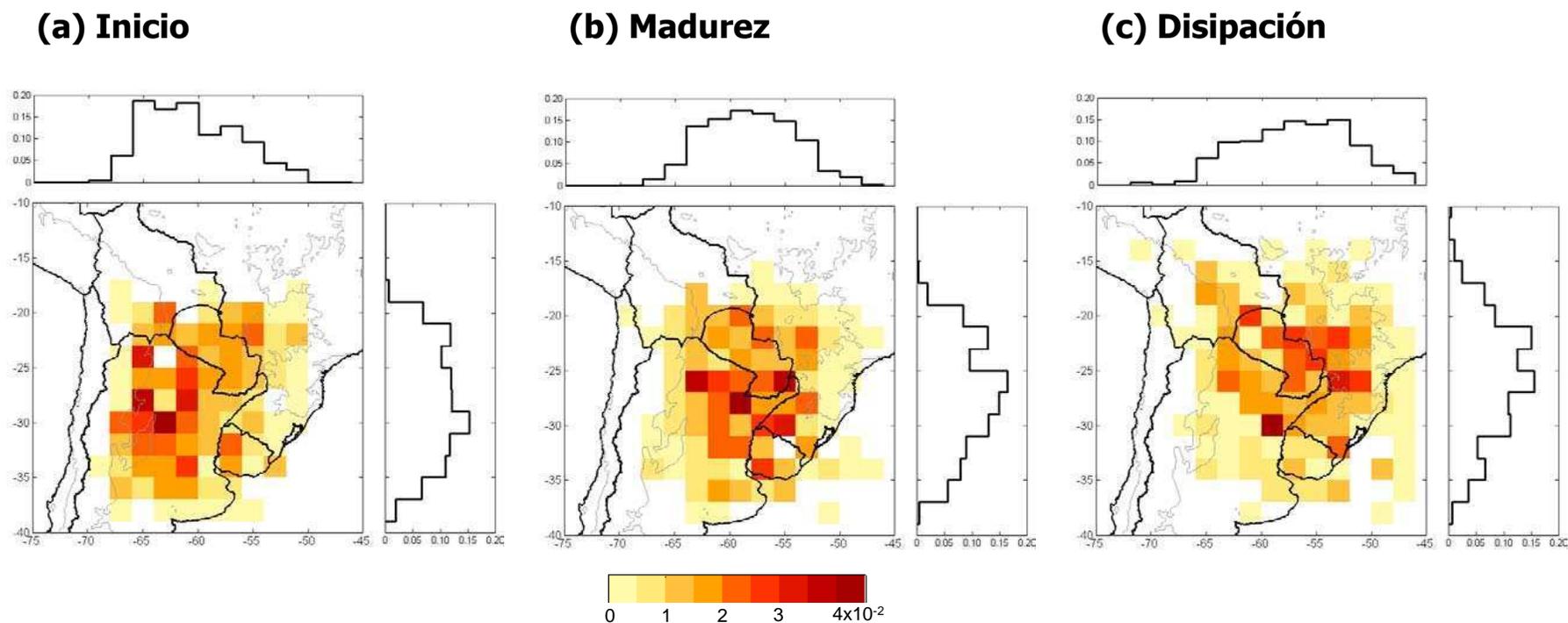


Figura 3.14: Mapas de frecuencia relativa porcentual de la posición del centroide de 210K contabilizadas en caja de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ para tres momentos del ciclo de vida de los sistemas convectivos asociados a los RPFs del Grupo INTENSIDAD. En los paneles superiores se muestra la suma de las frecuencias por banda longitudinal y en los paneles de la derecha la suma de las frecuencias por banda latitudinal. La curva de nivel topográfico igual a 500 metros se marca con una línea delgada gris.

(a) Inicio

(b) Madurez

(c) Disipación

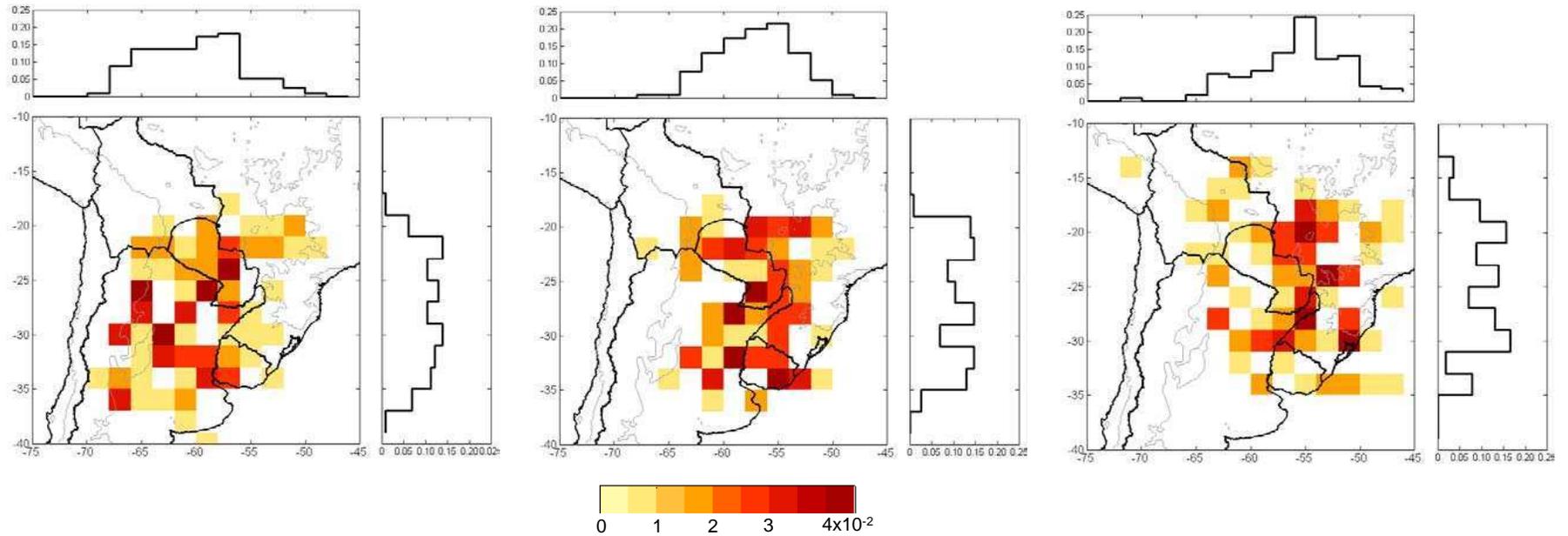


Figura 3.15: Mapas de frecuencia relativa porcentual de la posición del centroide de 210K contabilizadas en caja de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ para tres momentos del ciclo de vida de los sistemas convectivos asociados a los RPFs del Grupo PRECIPITACION. En los paneles superiores se muestra la suma de las frecuencias por banda longitudinal y en los paneles de la derecha la suma de las frecuencias por banda latitudinal. La curva de nivel topográfico igual a 500 metros se marca con una línea delgada gris.

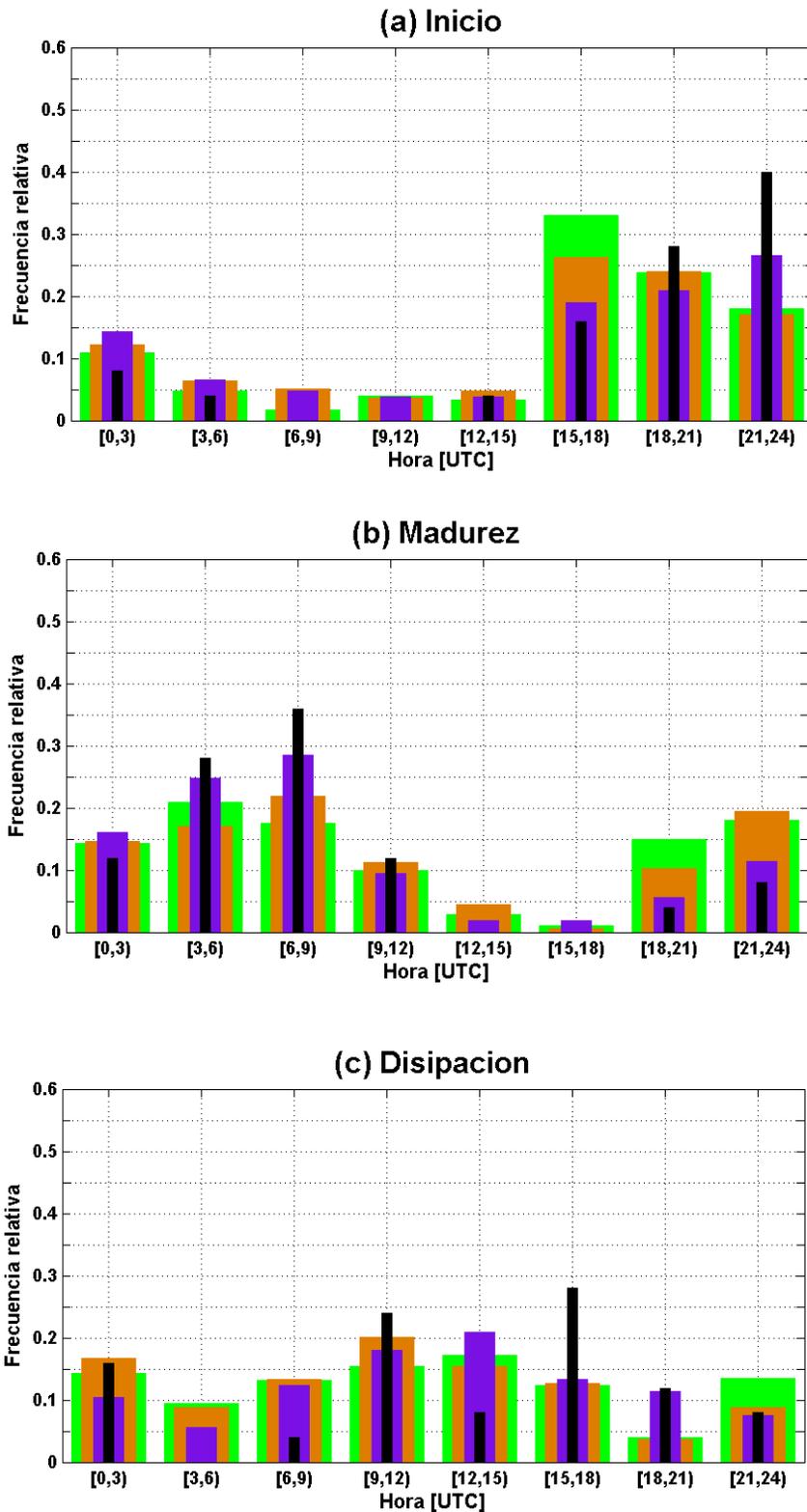


Figura 3.16: Distribución de frecuencias relativas de la hora de inicio, madurez y disipación de los sistemas convectivos asociados con RPFs del Grupo INTENSIDAD.

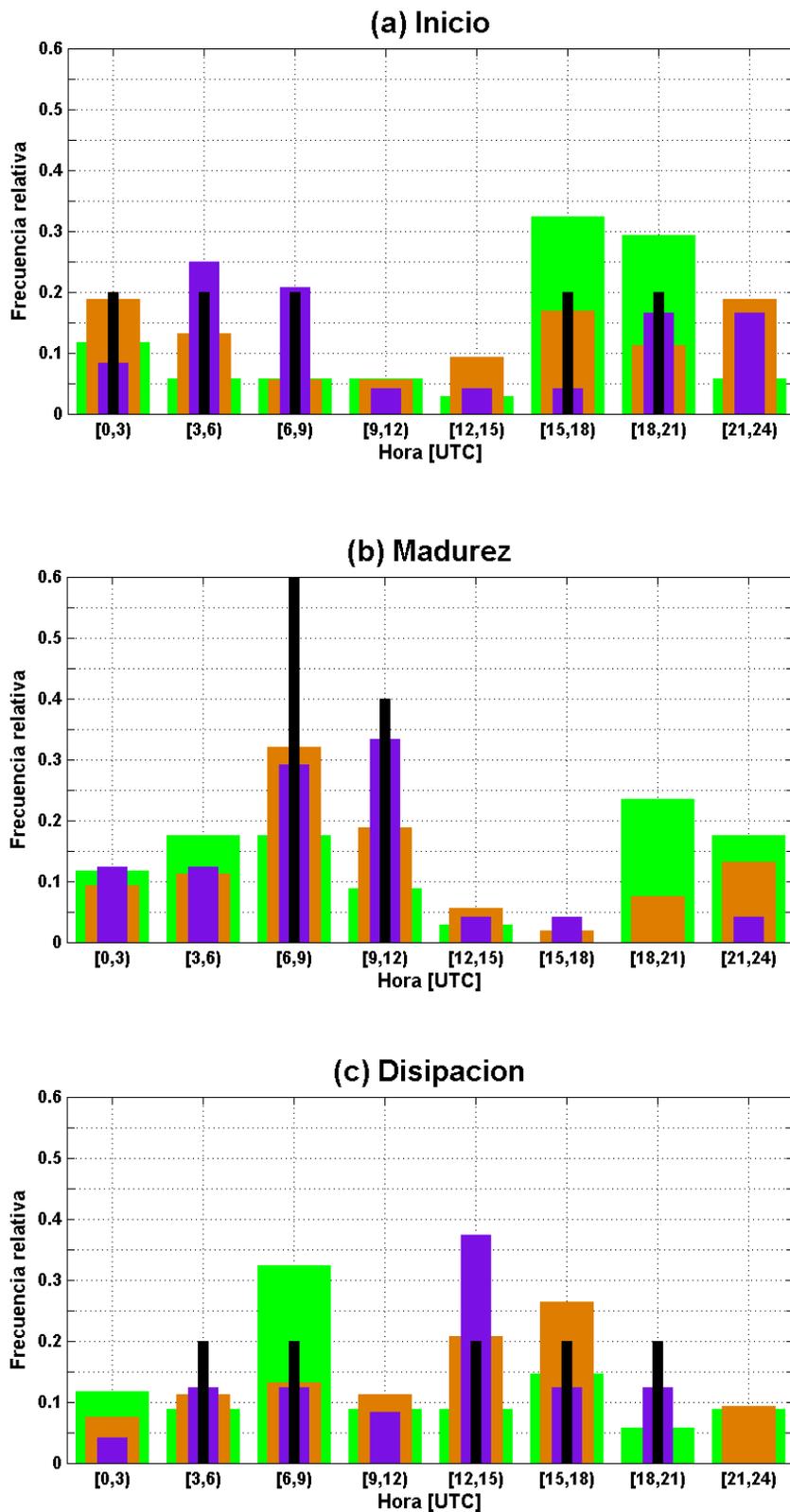


Figura 3.17: Distribución de frecuencias relativas de la hora de inicio, madurez y disipación de los sistemas convectivos asociados con RPFs del Grupo PRECIPITACION.

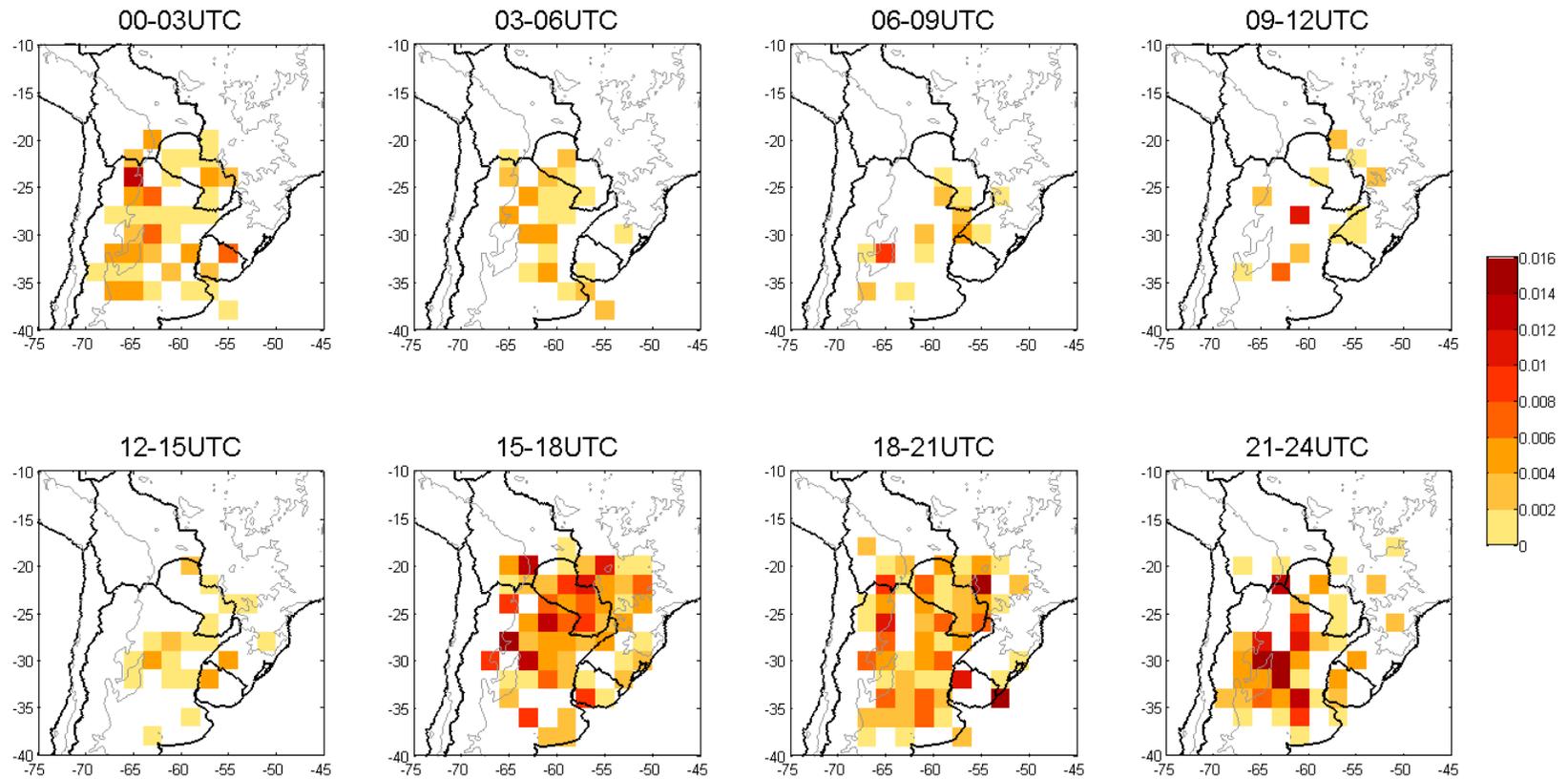


Figura 3.18: Mapas de frecuencia relativa de la posición del centroide de 210K contabilizadas en caja de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ al momento del inicio de los sistemas convectivos asociados a los RPFs del Grupo INTENSIDAD separados en ventanas de 3 horas. La curva de nivel topográfico igual a 500 metros se marca con una línea delgada gris.

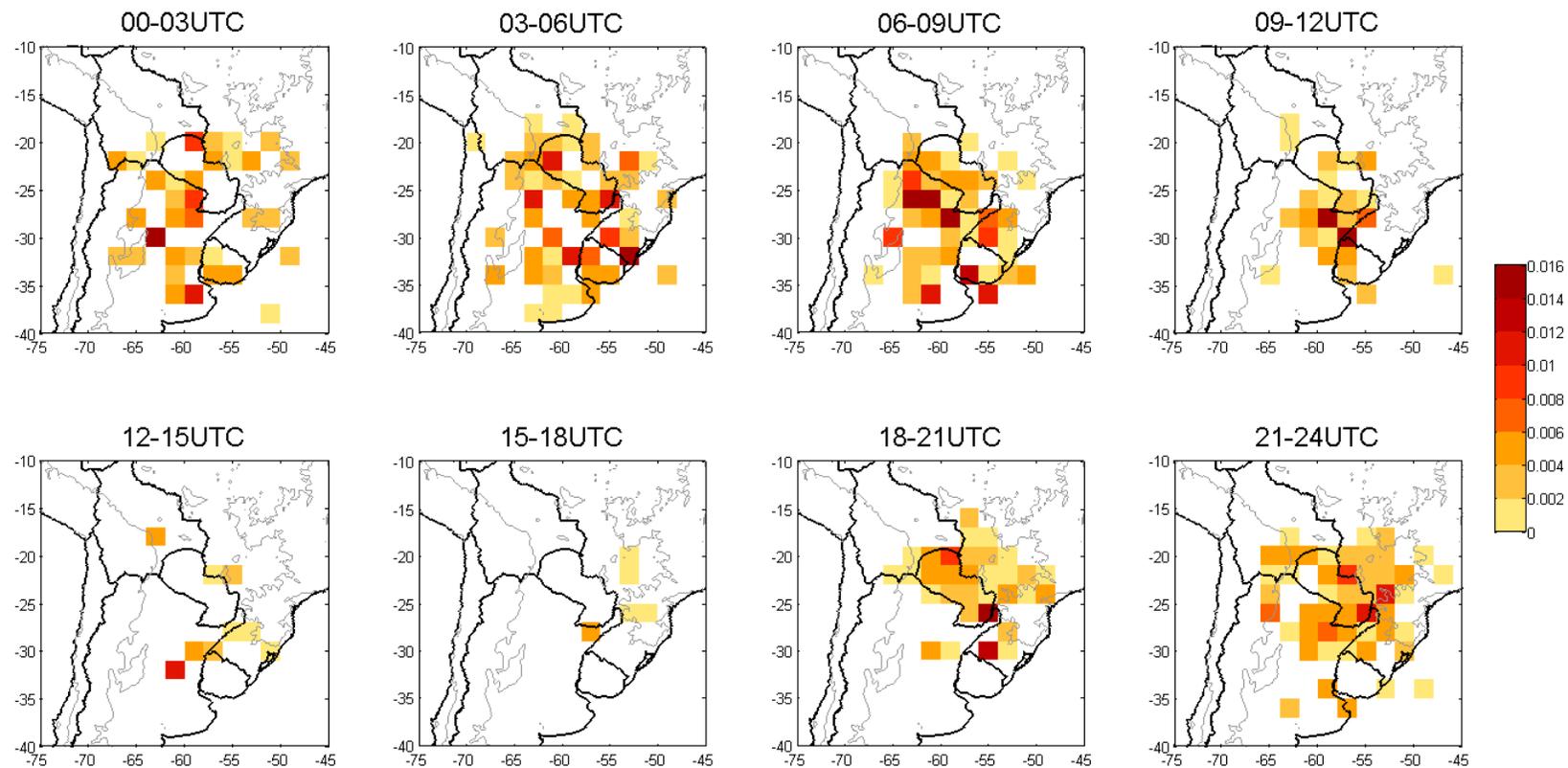


Figura 3.19: Mapas de frecuencia relativa de la posición del centroide de 210K contabilizadas en caja de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ al momento de la madurez de los sistemas convectivos asociados a los RPFs del Grupo INTENSIDAD separados en ventanas de 3 horas. La curva de nivel topográfico igual a 500 metros se marca con una línea delgada gris.

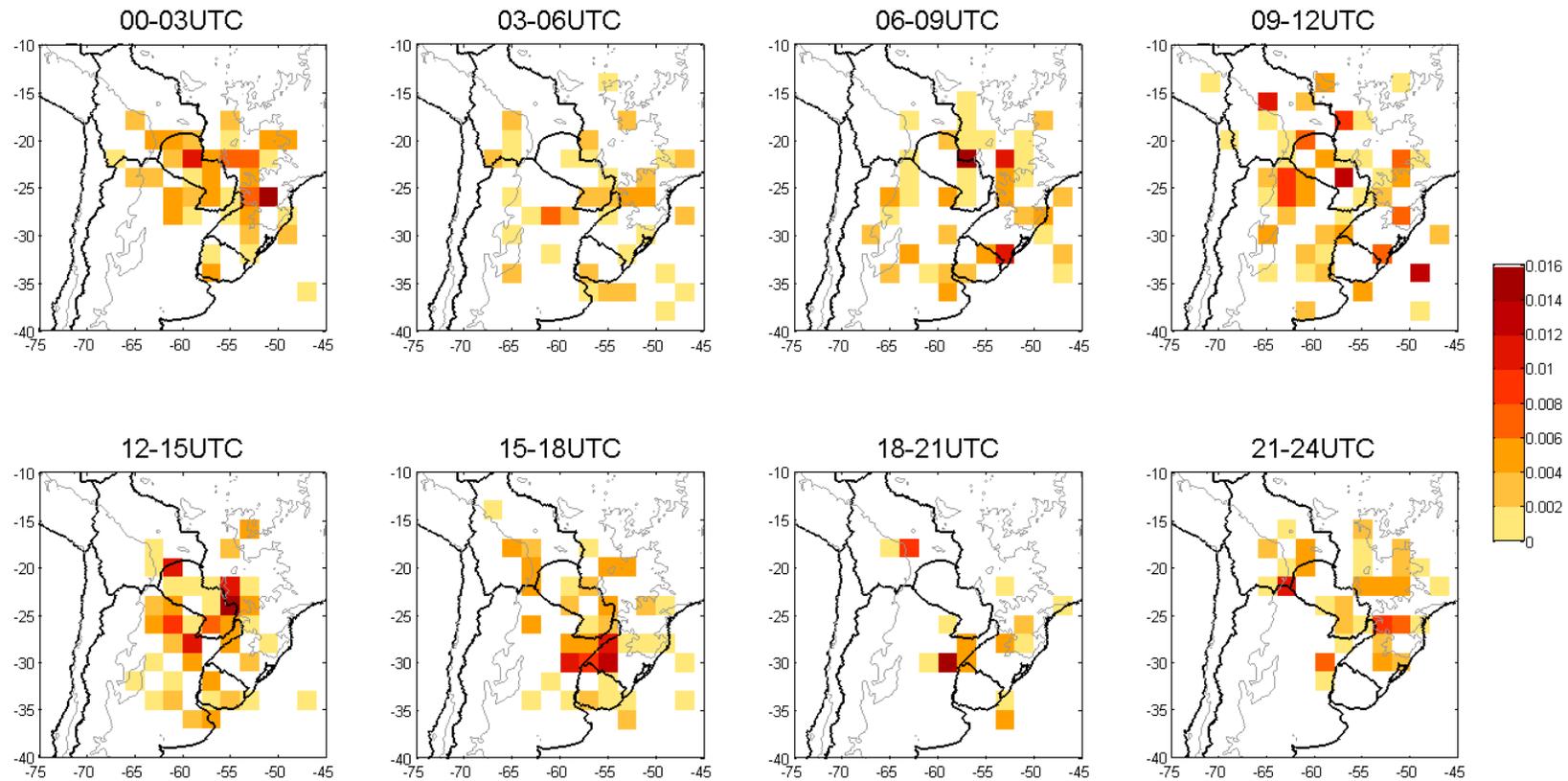


Figura 3.20: Mapas de frecuencia relativa de la posición del centroide de 210K contabilizadas en caja de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ al momento de la disipación de los sistemas convectivos asociados a los RPFs del Grupo INTENSIDAD separados en ventanas de 3 horas. La curva de nivel topográfico igual a 500 metros se marca con una línea delgada gris.

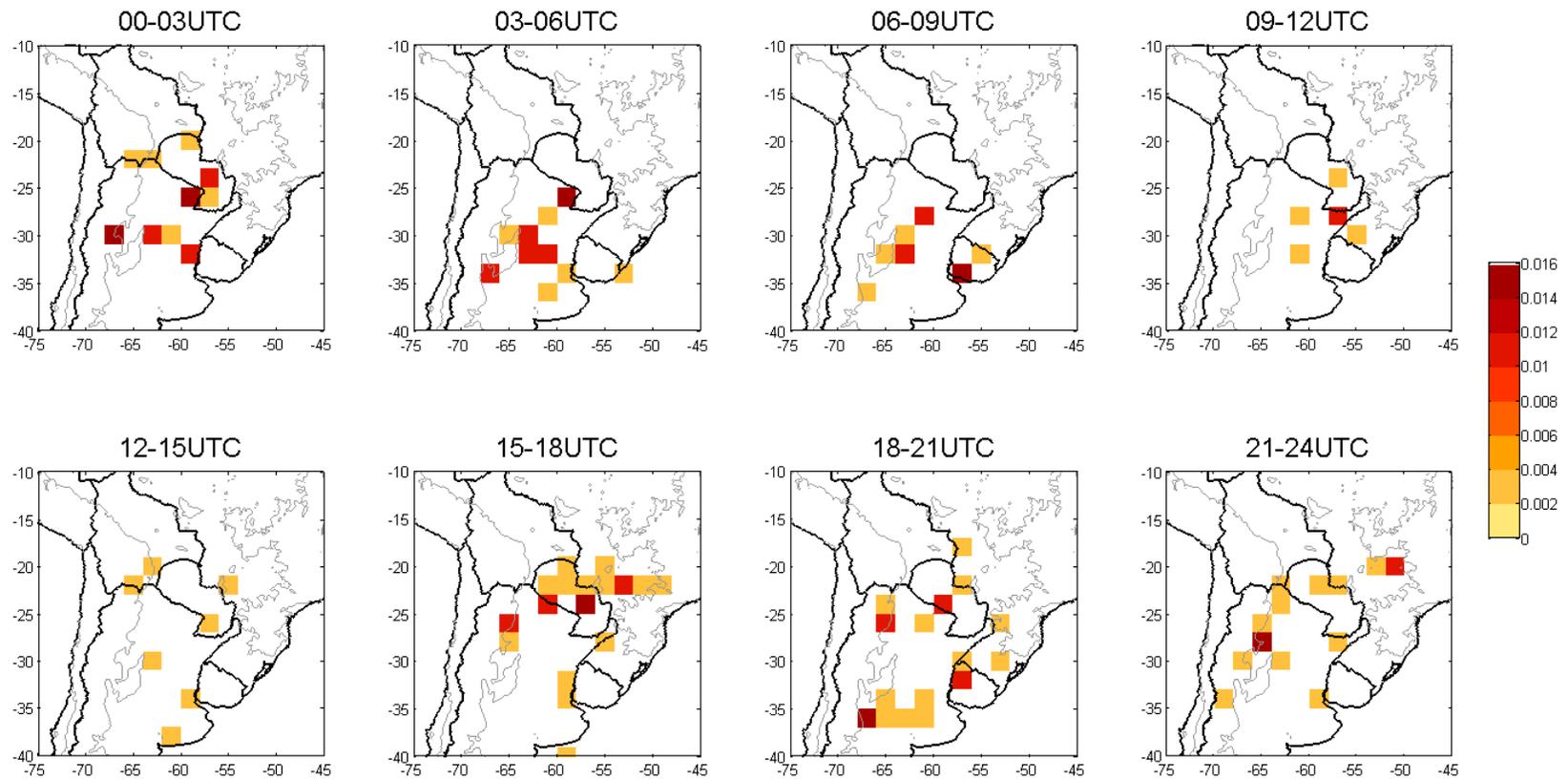


Figura 3.21: Mapas de frecuencia relativa de la posición del centroide de 210K contabilizadas en caja de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ al momento del inicio de los sistemas convectivos asociados a los RPFs del Grupo PRECIPITACION separados en ventanas de 3 horas. La curva de nivel topográfico igual a 500 metros se marca con una línea delgada gris.

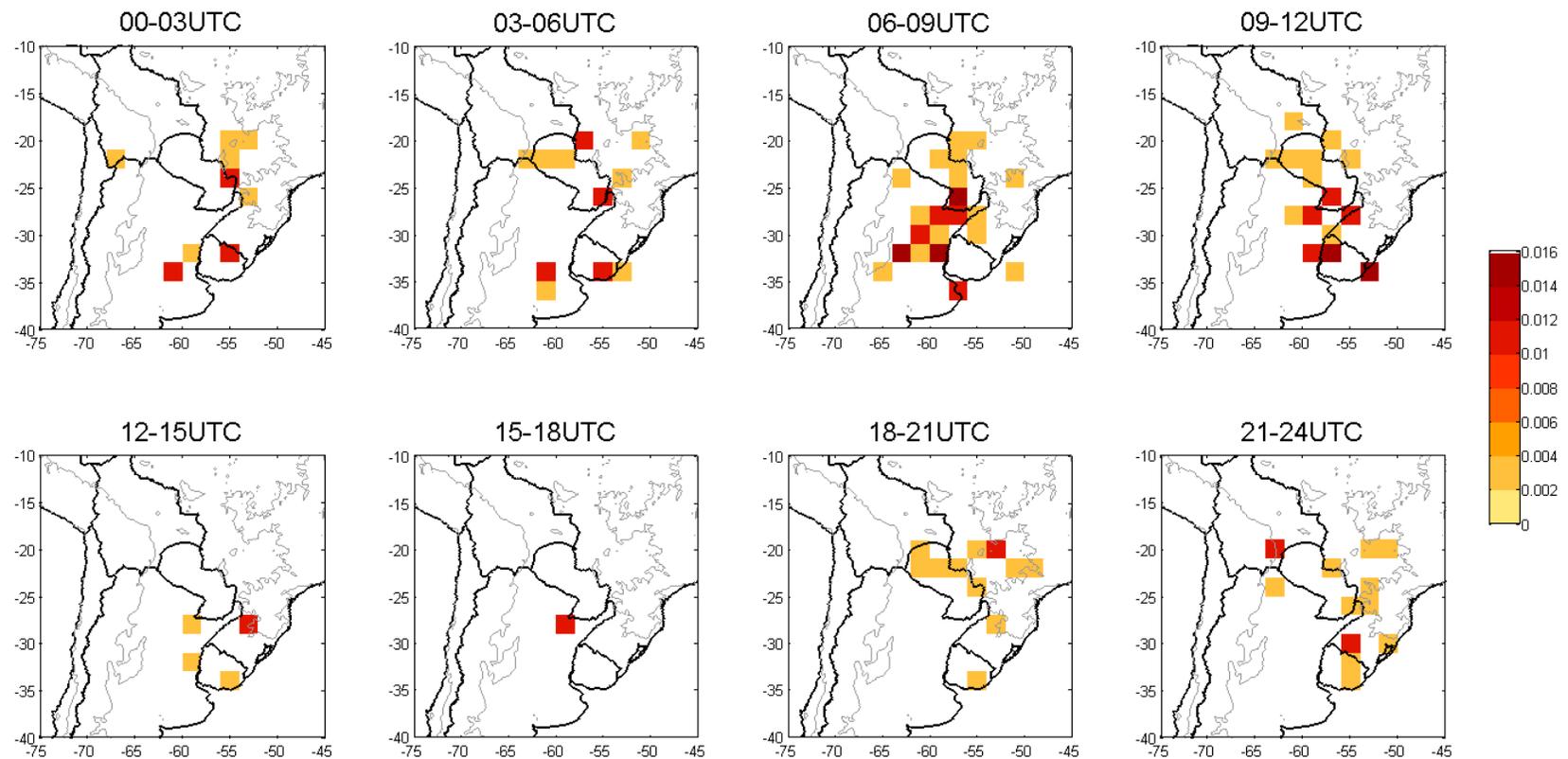


Figura 3.22: Mapas de frecuencia relativa de la posición del centroide de 210K contabilizadas en caja de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ al momento de la madurez de los sistemas convectivos asociados a los RPFs del Grupo PRECIPITACION separados en ventanas de 3 horas. La curva de nivel topográfico igual a 500 metros se marca con una línea delgada gris.

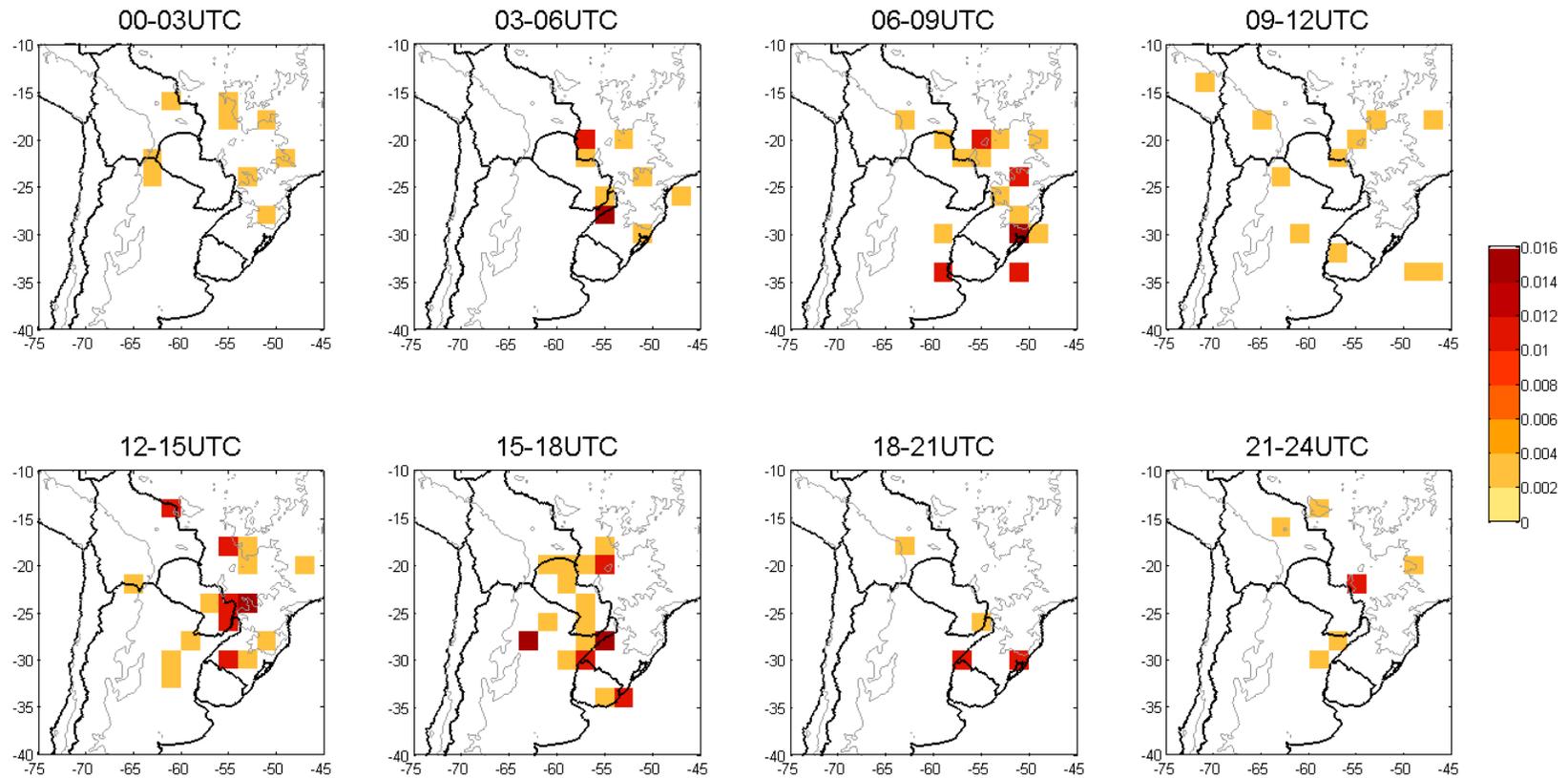


Figura 3.23: Mapas de frecuencia relativa de la posición del centroide de 210K contabilizadas en caja de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ al momento de la disipación de los sistemas convectivos asociados a los RPFs del Grupo PRECIPITACION separados en ventanas de 3 horas. La curva de nivel topográfico igual a 500 metros se marca con una línea delgada gris.

CAPÍTULO 4

Caracterización de los SCMs que se inician cerca de la topografía

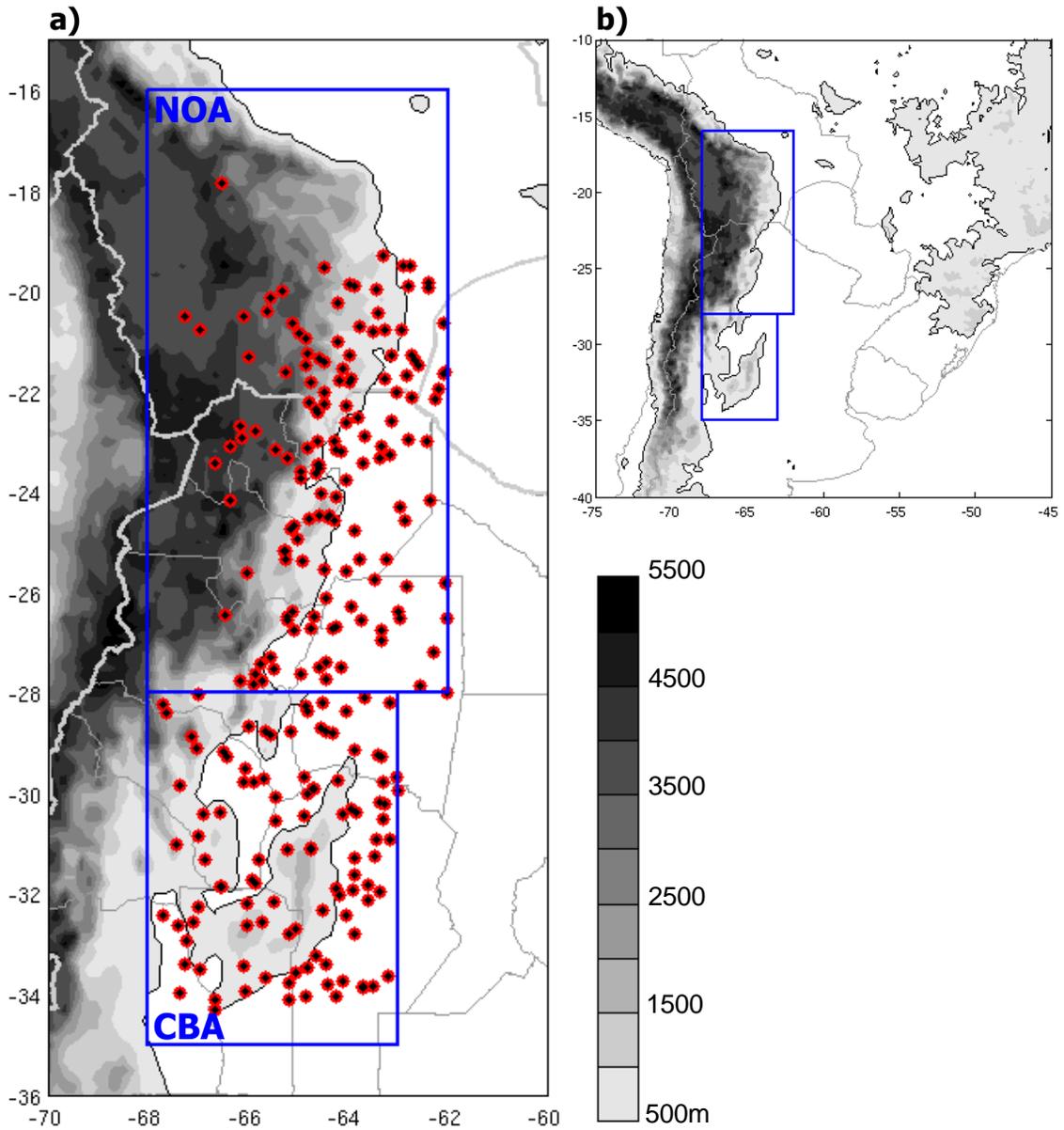


Figura 4.1: (a) Distribución espacial de los puntos de inicio de los sistemas convectivos de mesoescala que conforman las muestras CBA y NOA (recuadros azules). (b) Ubicación en SESA de las regiones CBA y NOA. En ambas figuras la topografía por encima de 500 metros se muestra en sombreado.

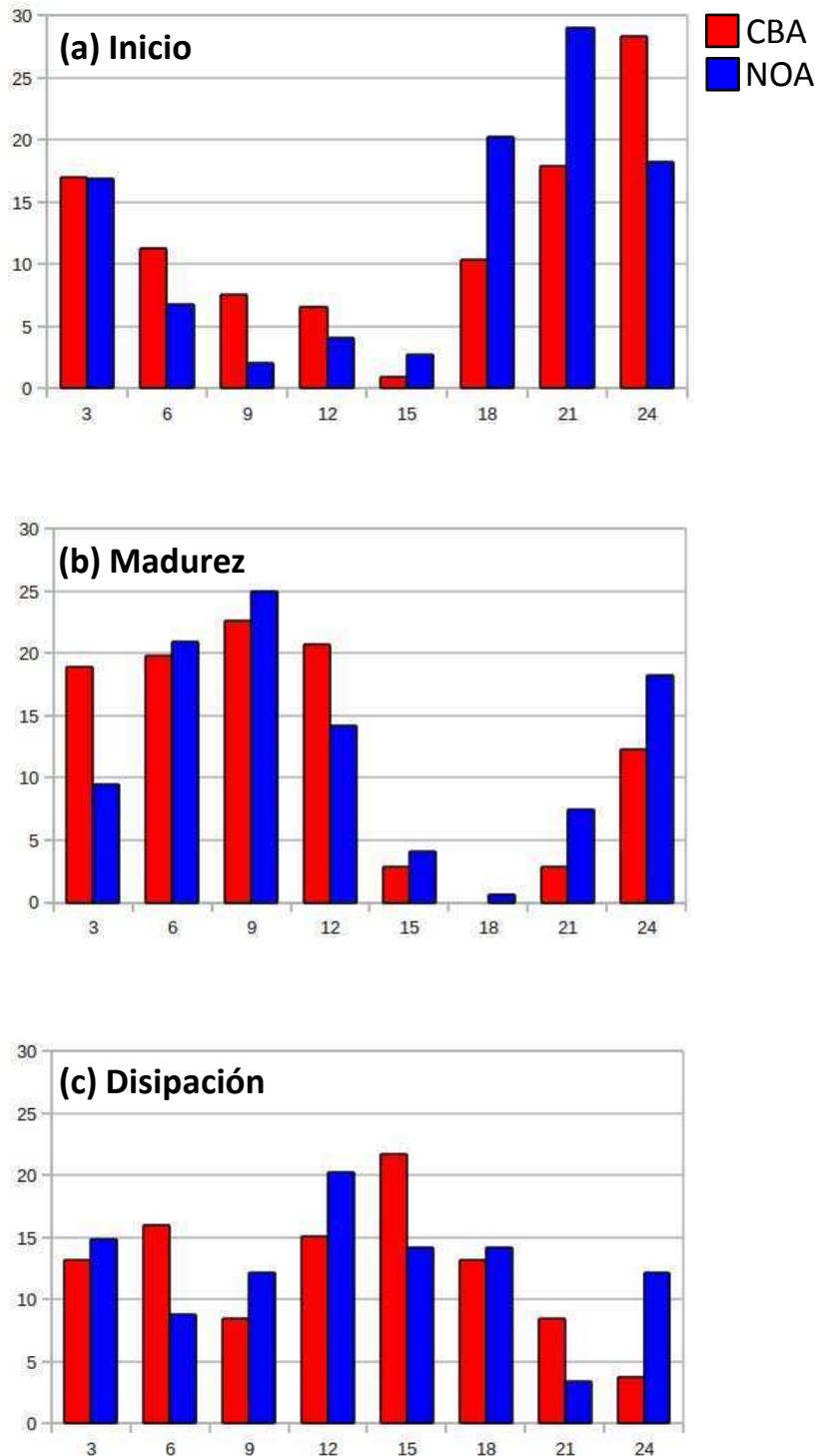


Figura 4.2: Distribución de frecuencias porcentuales de las horas de (a) inicio, (b) madurez y (c) disipación, de los sistemas convectivos que se inician en CBA (azul) y NOA (rojo). La hora indicada es UTC y corresponde al límite superior de la ventana de 3 horas considerada.

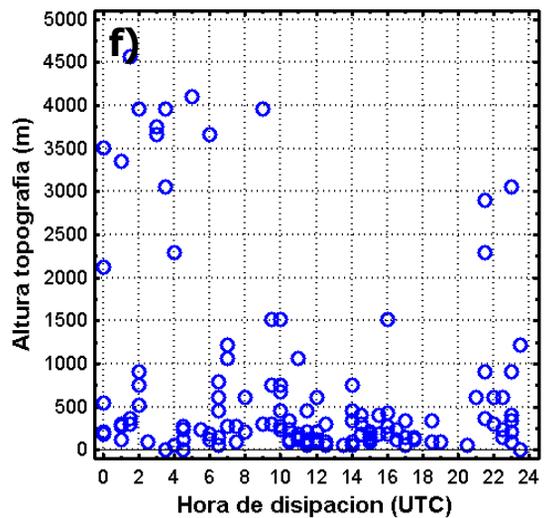
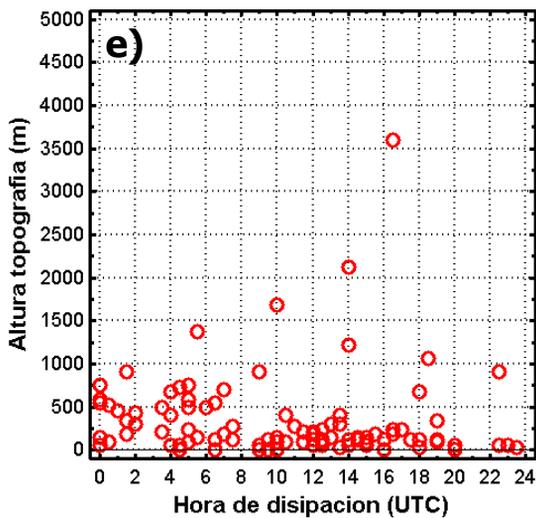
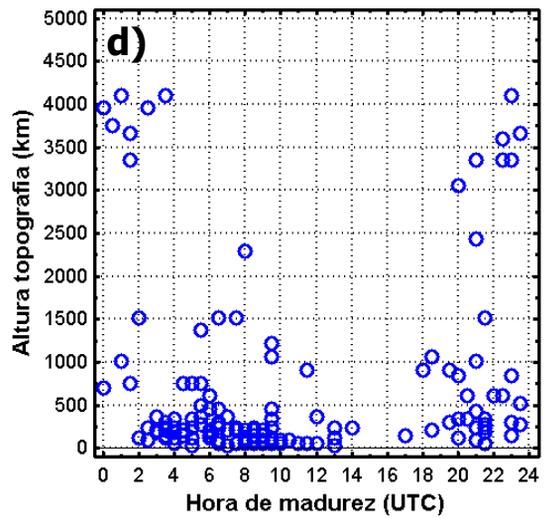
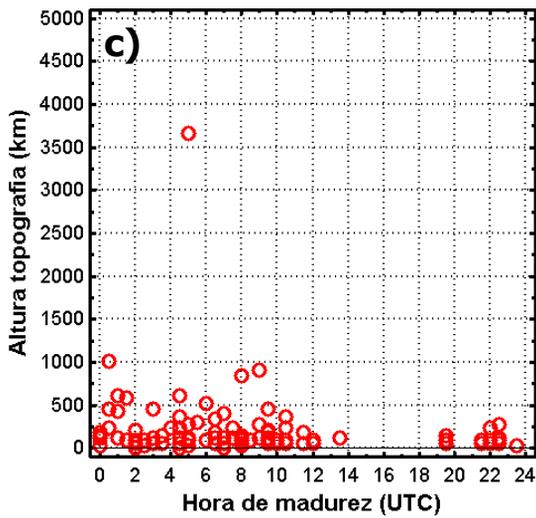
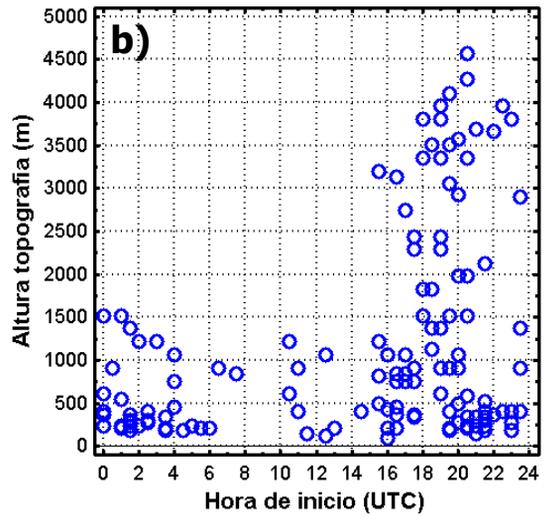
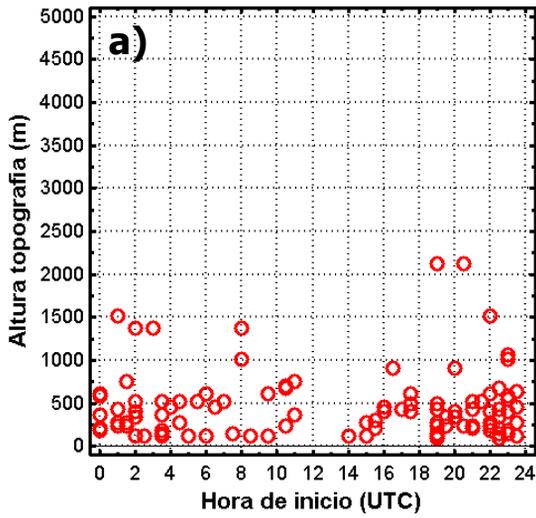


Figura 4.3: Relación entre hora de inicio (a y b), madurez (c y d) y disipación (e y f) de los SCMs y altura de la topografía, para los sistemas que se inician en CBA (columna izquierda) y NOA (columna derecha).

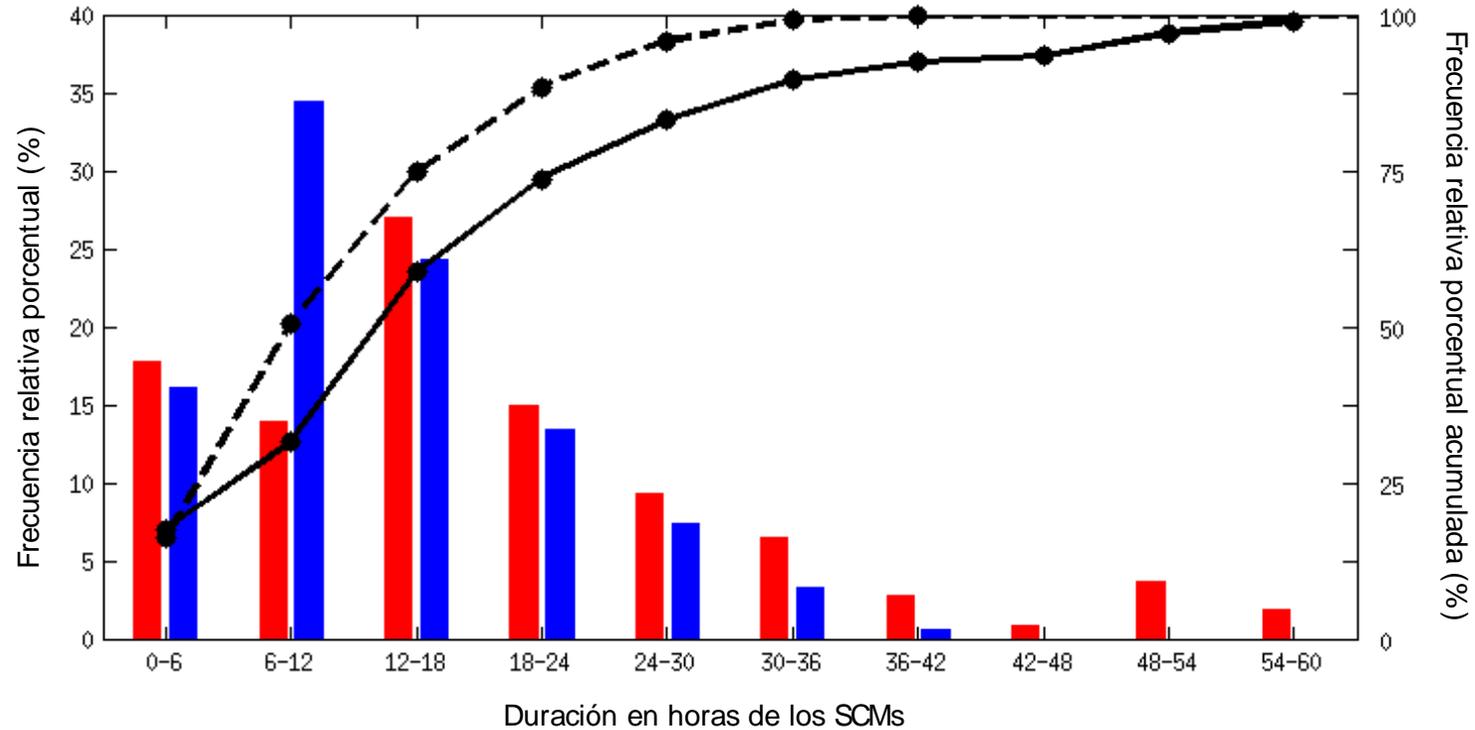


Figura 4.4: Distribución de frecuencias relativas porcentuales de la duración en horas de los sistemas convectivos que se inician en CBA (rojo) y NOA (azul). También se muestran las frecuencias relativas porcentuales acumuladas: CBA (línea a trazos) y NOA (línea continua). Los valores se muestran en el eje de la derecha.

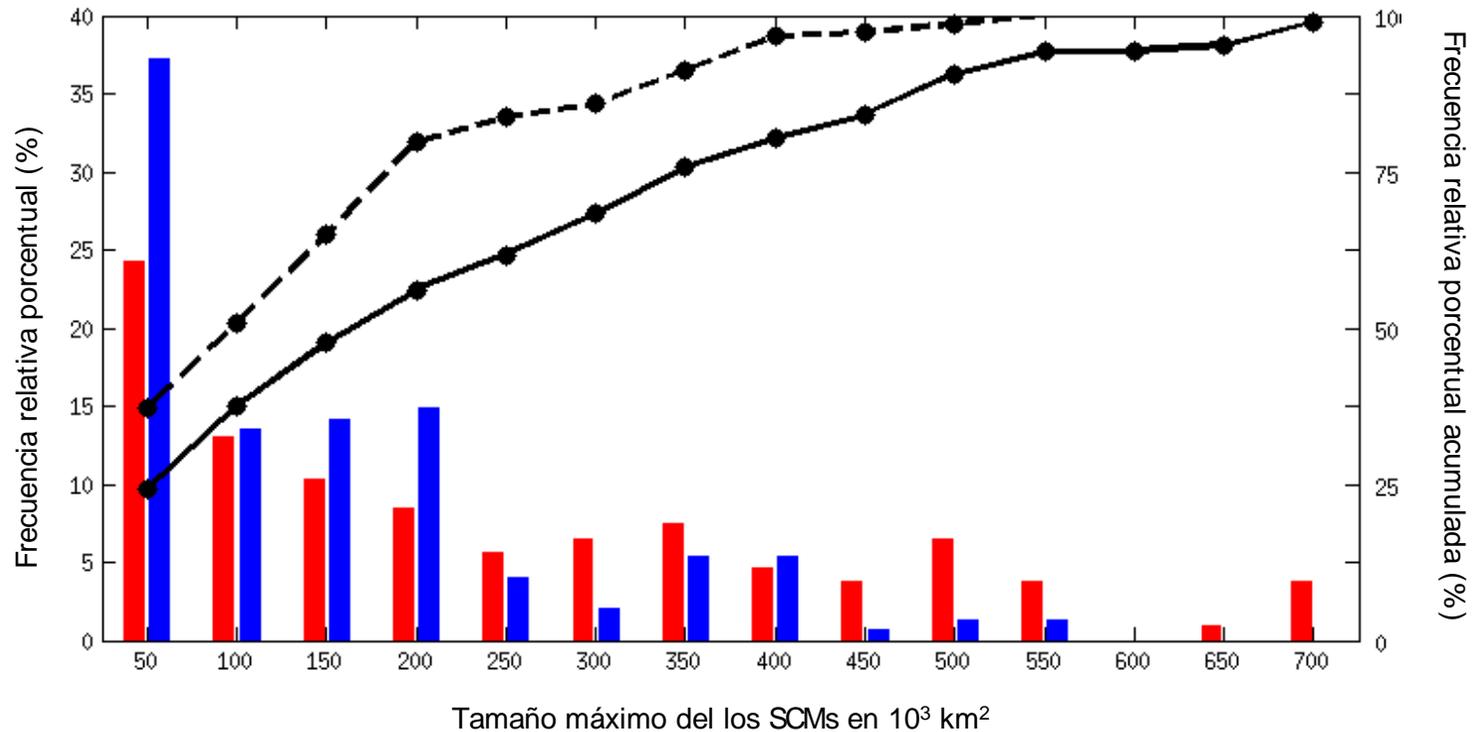


Figura 4.5: Distribución de frecuencias relativas porcentuales del tamaño máximo alcanzado en termino de la extensión areal de la isoterma de 210K en 10^3 km 2 de los sistemas convectivos que se inician en CBA (rojo) y NOA (azul). También se muestran las frecuencias relativas porcentuales acumuladas: CBA (línea a trazos) y NOA (línea continua). Los valores se muestran en el eje de la derecha.

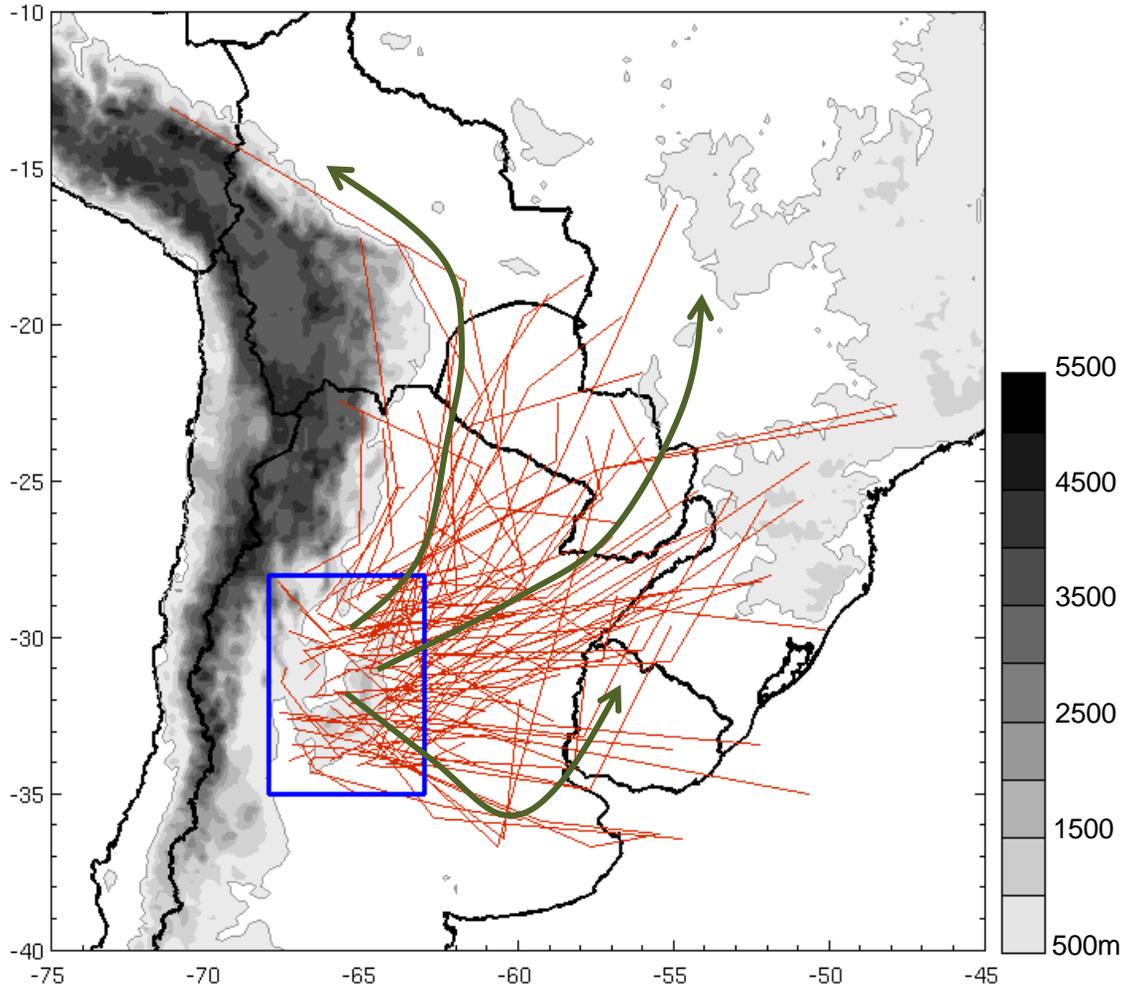


Figura 4.6: Trayectoria seguidas por los sistemas convectivos que se inician en la región CBA. Las flechas indican esquemáticamente el comportamiento más frecuente que muestran estos sistemas. La topografía se muestra en sombreado.

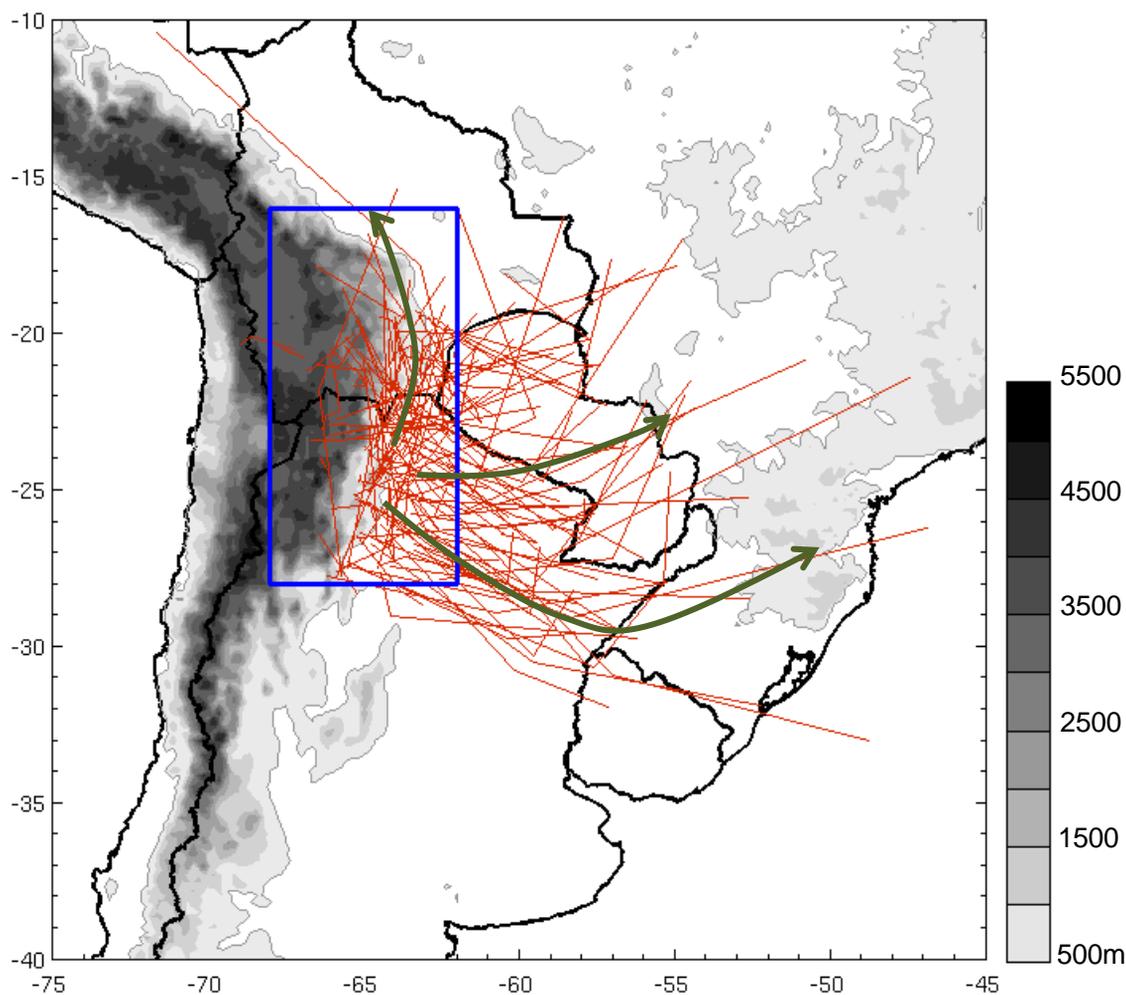


Figura 4.7: Trayectoria seguidas por los sistemas convectivos que se inician en la región NOA. Las flechas indican esquemáticamente el comportamiento mas frecuente que muestran estos sistemas. La topografía se muestra en sombreado.

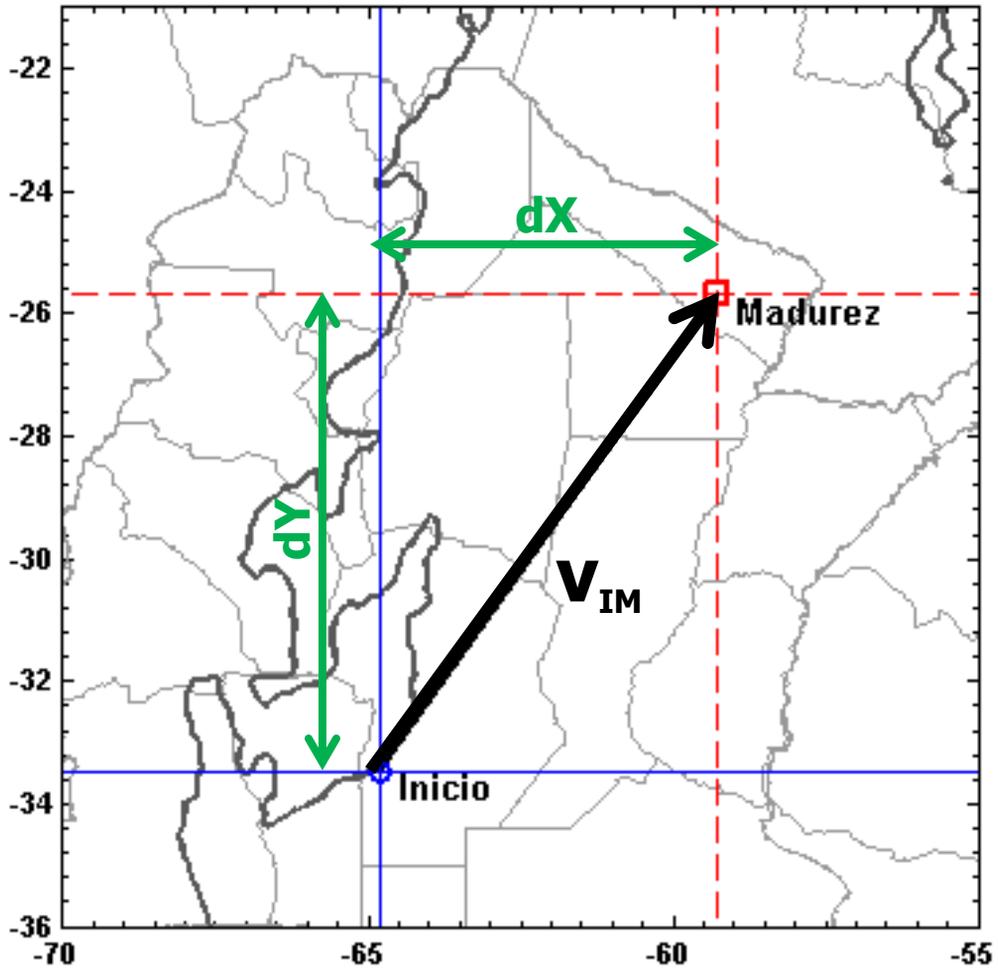


Figura 4.8: Definición del vector desplazamiento (V_{IM}) de los SCMs. El vector tiene su origen en la posición del centroide del sistema al inicio (I) y finaliza en el punto donde el sistema alcanza la madurez (M). El contorno de 500 metros se muestra en línea continua negra.

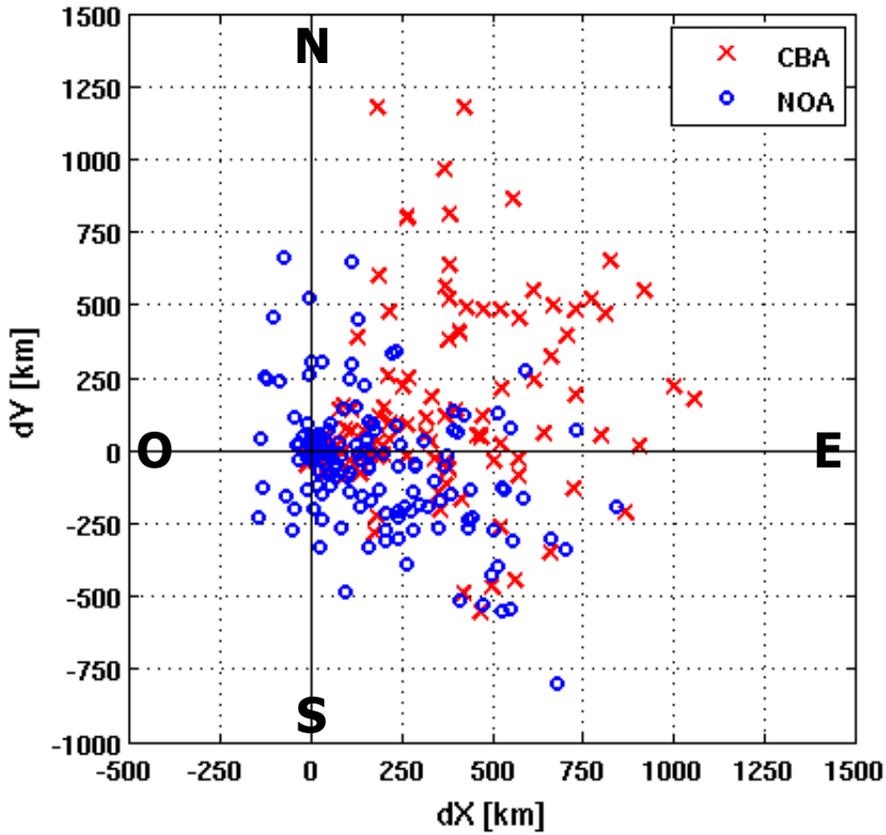


Figura 4.9: Diagrama de dispersión entre la componente zonal (dX) y meridional (dY) del vector desplazamiento (V_{IM}) de los SCMs que tienen su origen en CBA (rojo) y NOA (azul).

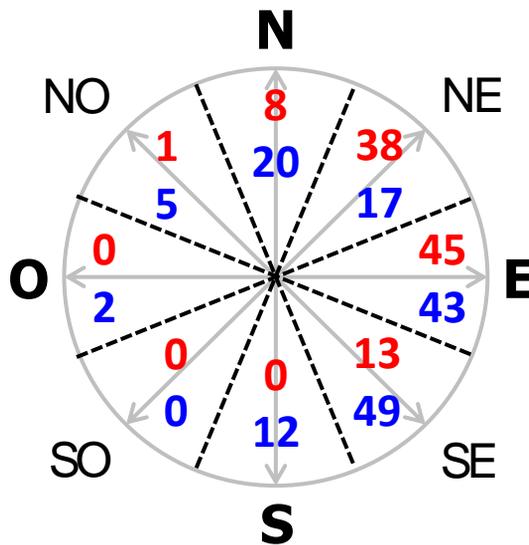


Figura 4.10: Número de sistemas convectivos que se propagan en la dirección definida por cada uno de los ocho cuadrantes a partir del vector V_{ID} . Los sistemas que se inician en CBA se indican en rojo, mientras que los que lo hacen en NOA se muestran en azul.

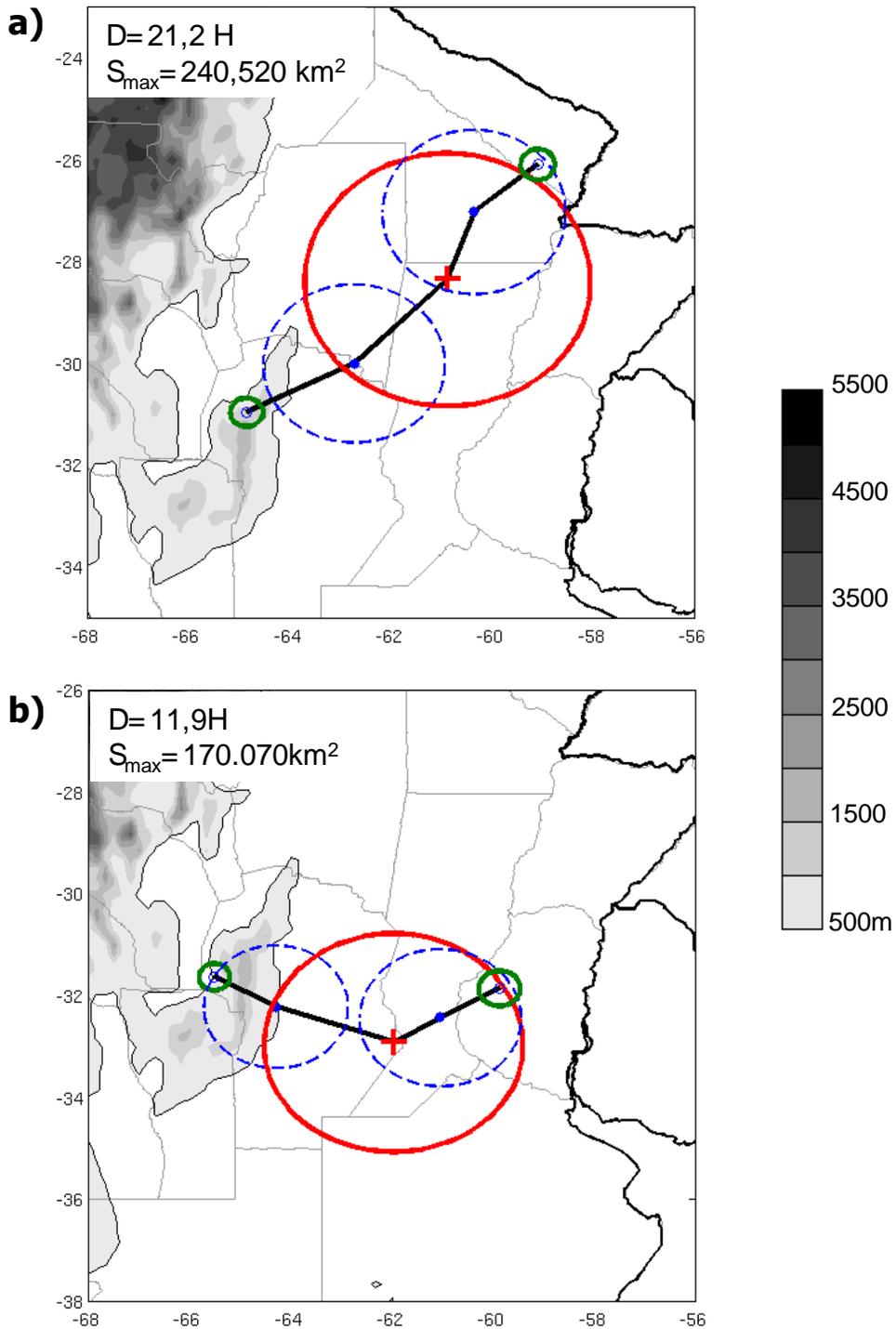


Figura 4.11: Trayectoria media resultante de la composición de (a) 69 SCMs que se originan en la región CBA y que se desplazan en promedio hacia el noreste y (b) 34 SCMs que se originan en la misma región pero se mueven al sudeste. Los círculos indican el área equivalente promedio del campo de 210K para la etapa de inicio, desarrollo, madurez, decaimiento y disipación.

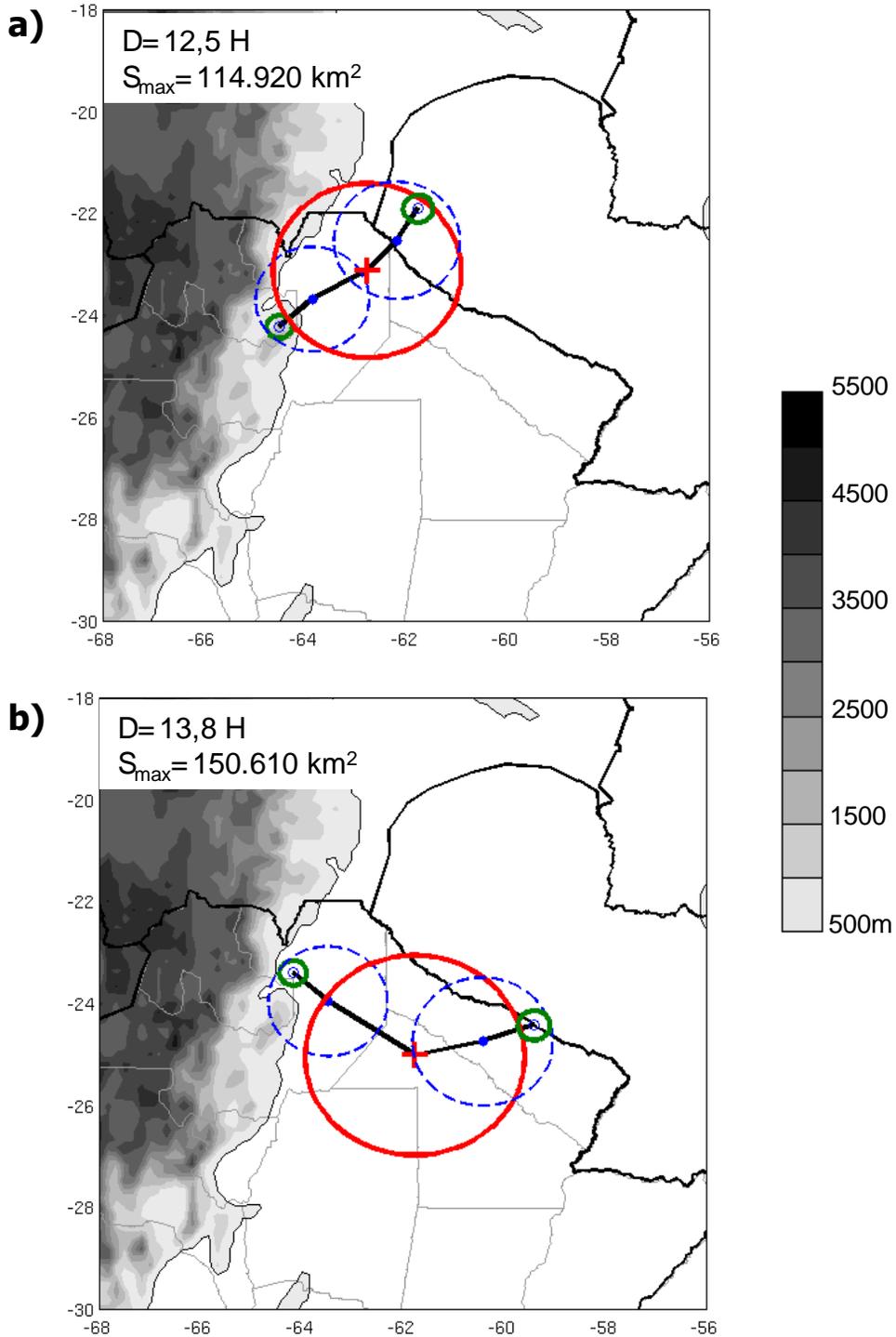


Figura 4.12: Trayectoria media resultados de la composición de (a) 42 SCMs que se originan en la región NOA y que se desplazan en promedio hacia el noreste y (b) 81 SCMs que se originan en la misma región pero se mueven al sudeste. Los círculos indican el área equivalente promedio del campo de 210K para la etapa de inicio, desarrollo, madurez, decaimiento y disipación.

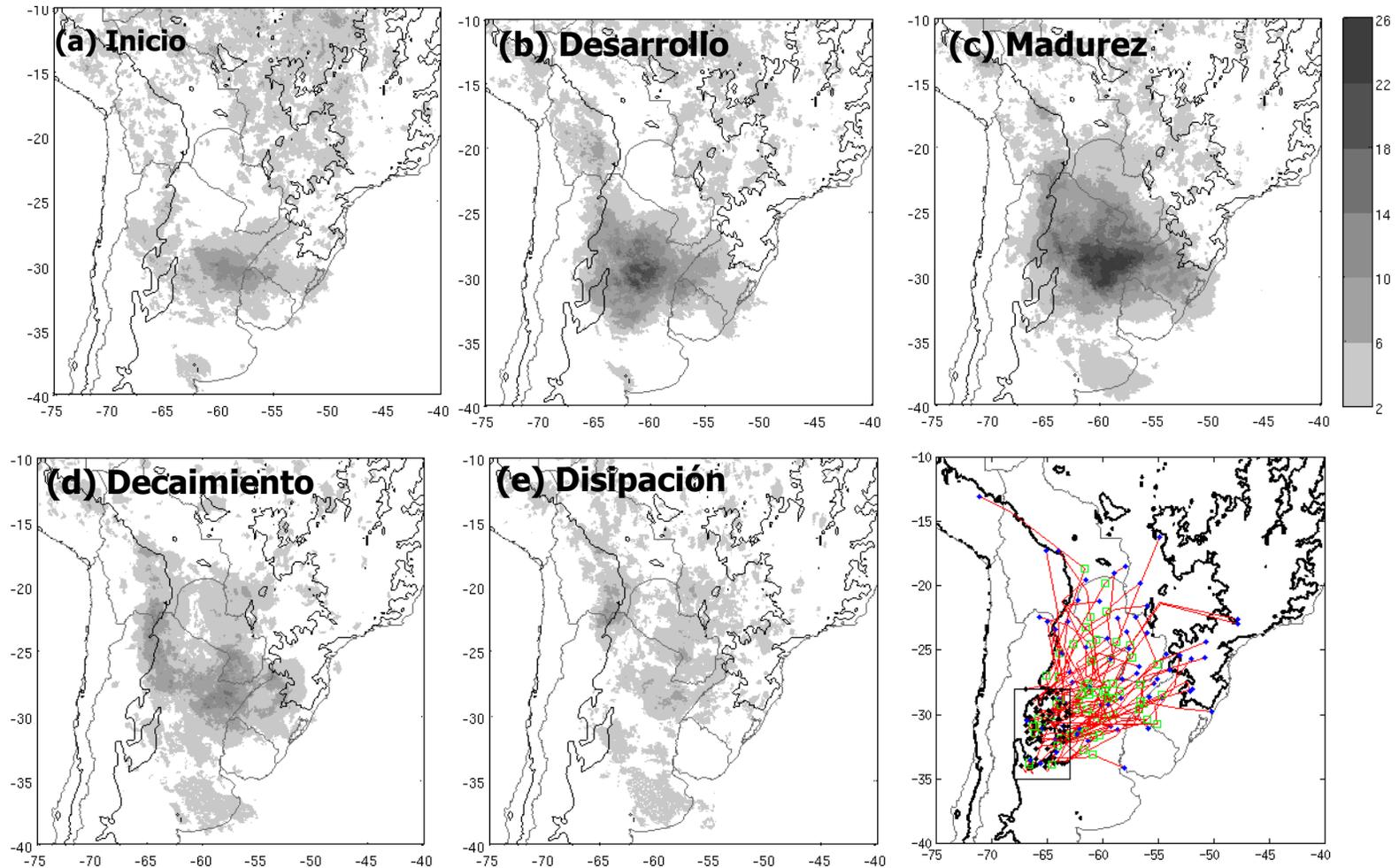


Figura 4.13: Frecuencia de ocurrencia de la isoterma de 210K para diferentes momentos en a lo largo del ciclo de vida de los SCMs que se inician en la región CBA y se desplazan hacia el NORESTE. Las trayectorias seguidas por los sistemas se muestran en el panel inferior derecho. El momento de inicio se indica con un punto negro, la madurez con un cuadrado verde y la disipación con un punto azul.

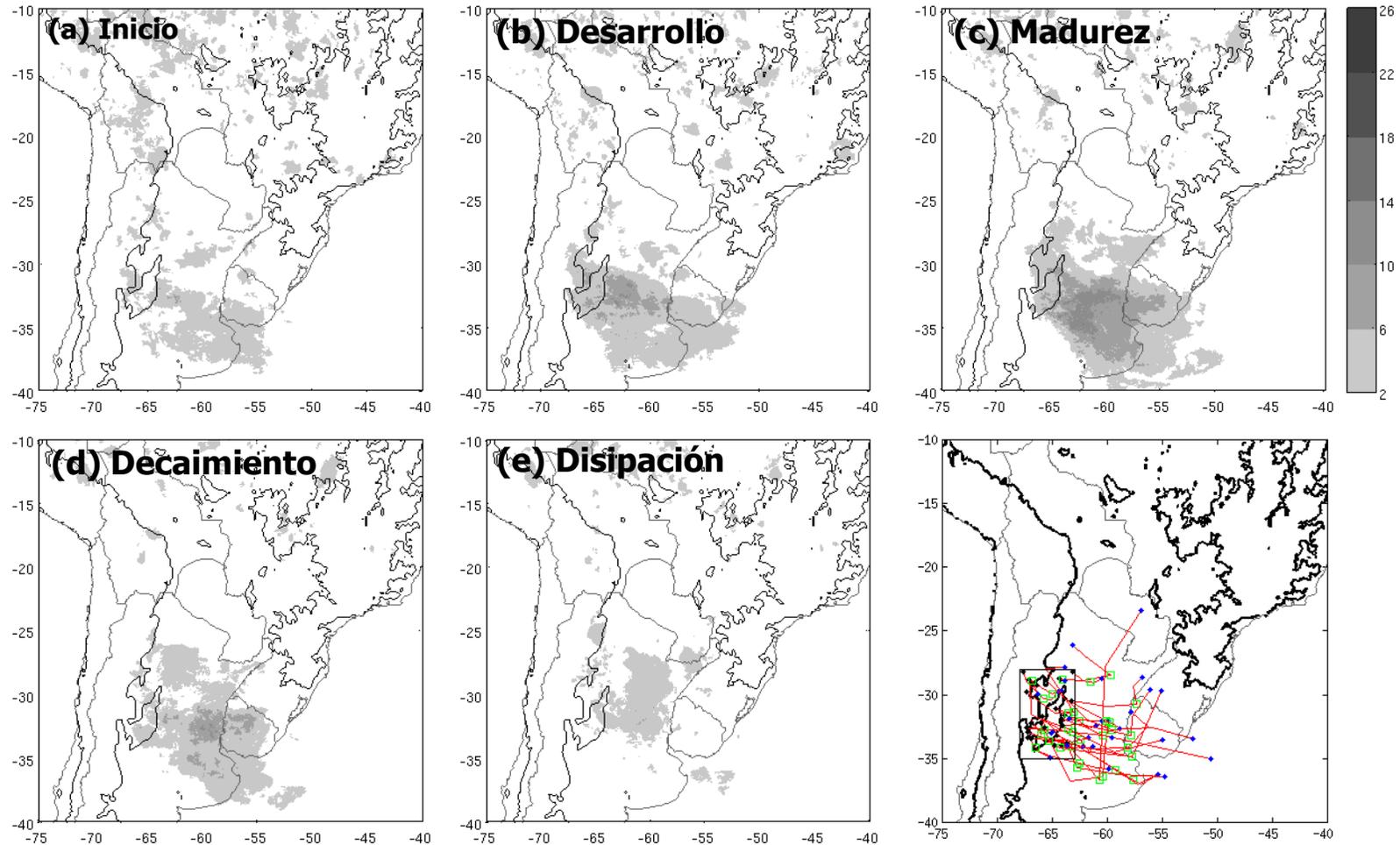


Figura 4.14: Frecuencia de ocurrencia de la isoterma de 210K para diferentes momentos en a lo largo del ciclo de vida de los SCMs que se inician en la región CBA y se desplazan hacia el SUDESTE. Las trayectorias seguidas por los sistemas se muestran en el panel inferior derecho. El momento de inicio se indica con un punto negro, la madurez con un cuadrado verde y la disipación con un punto azul.

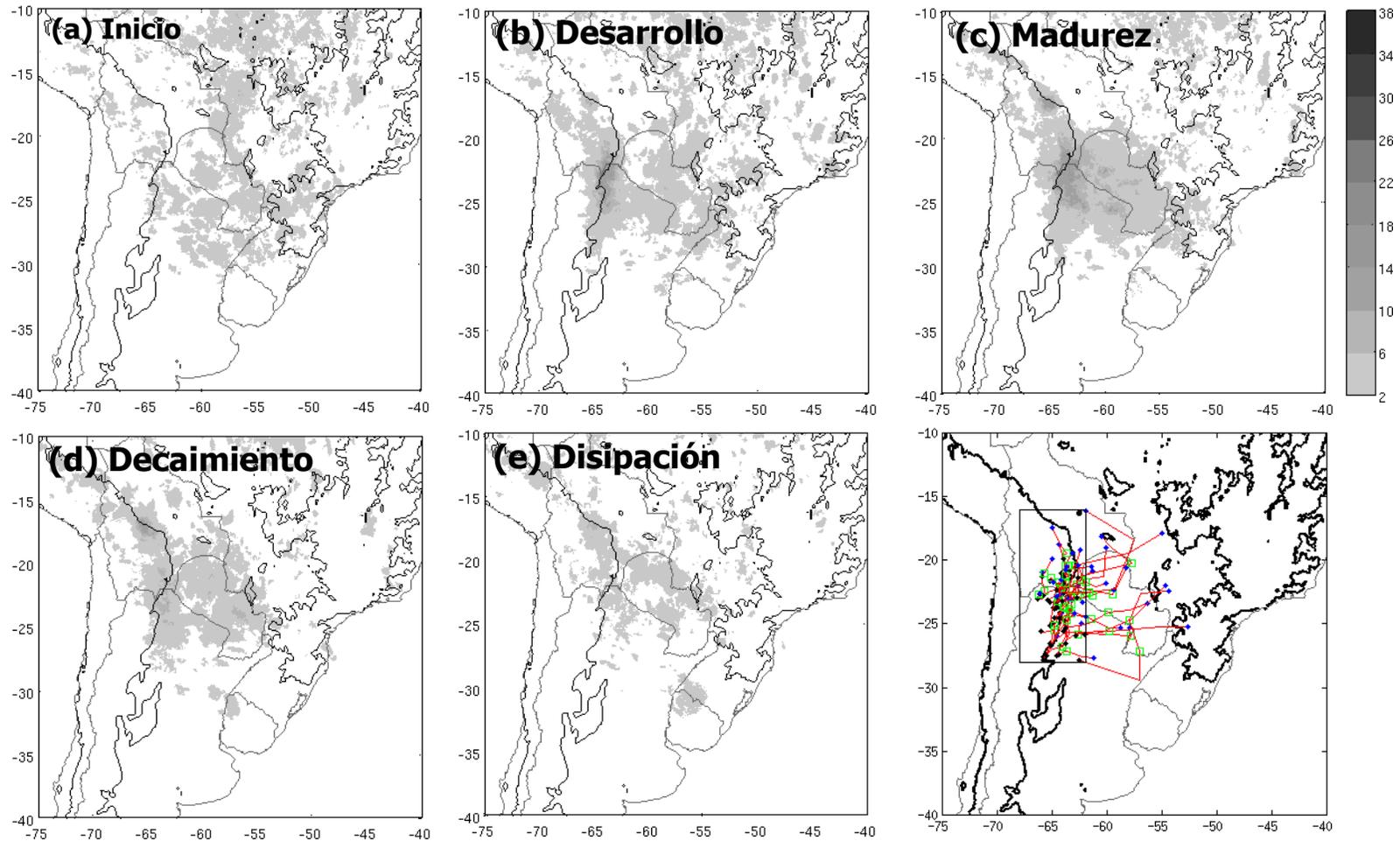


Figura 4.15: Frecuencia de ocurrencia de la isoterma de 210K para diferentes momentos en a lo largo del ciclo de vida de los SCMs que se inician en la región NOA y se desplazan hacia el NORESTE. Las trayectorias seguidas por los sistemas se muestran en el panel inferior derecho. El momento de inicio se indica con un punto negro, la madurez con un cuadrado verde y la disipación con un punto azul.

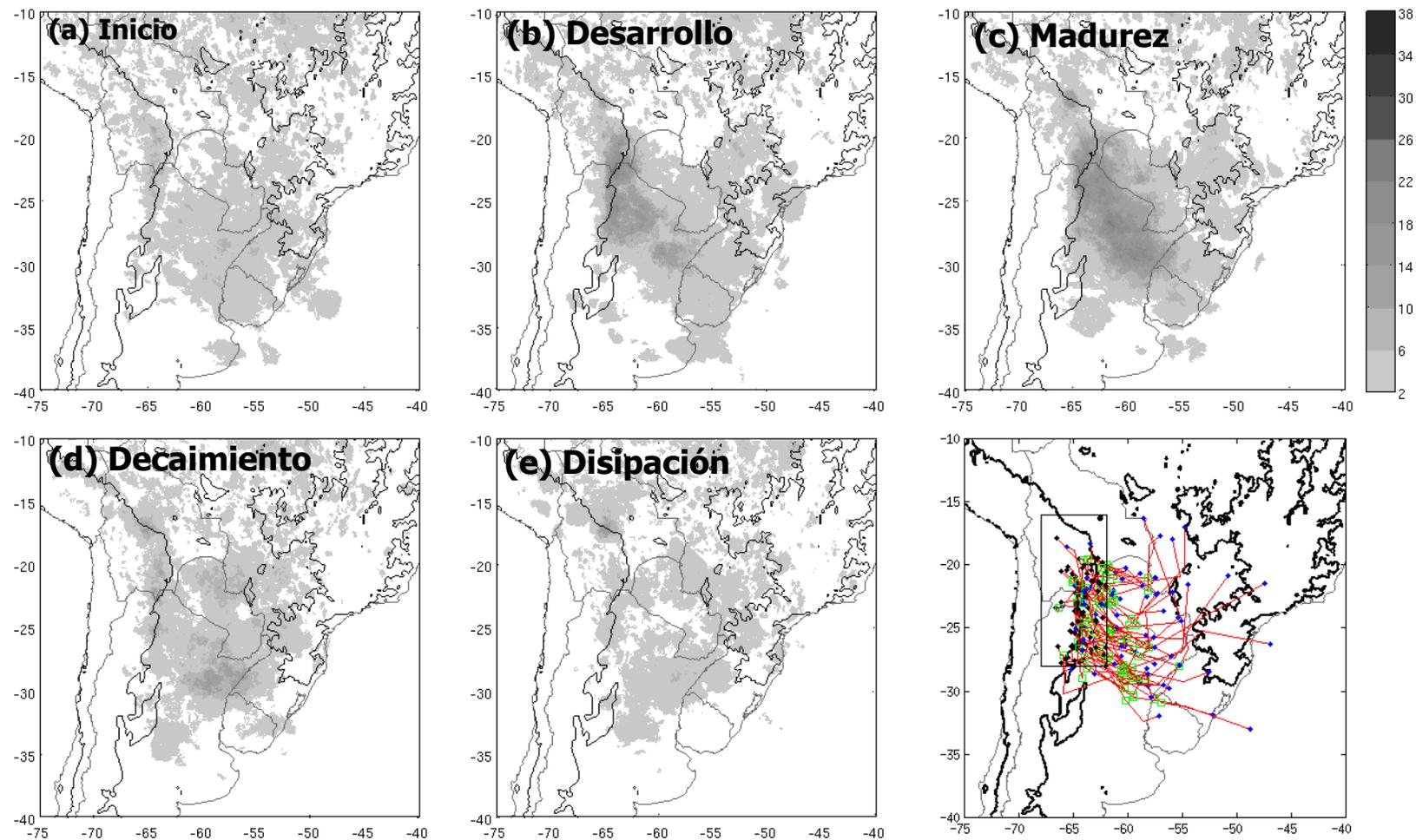


Figura 4.16: Frecuencia de ocurrencia de la isoterma de 210K para diferentes momentos en a lo largo del ciclo de vida de los SCMs que se inician en la región NOA y se desplazan hacia el SUDESTE. Las trayectorias seguidas por los sistemas se muestran en el panel inferior derecho. El momento de inicio se indica con un punto negro, la madurez con un cuadrado verde y la disipación con un punto azul.

CAPÍTULO 5

Entornos asociados al inicio de SCMs cerca de la topografía

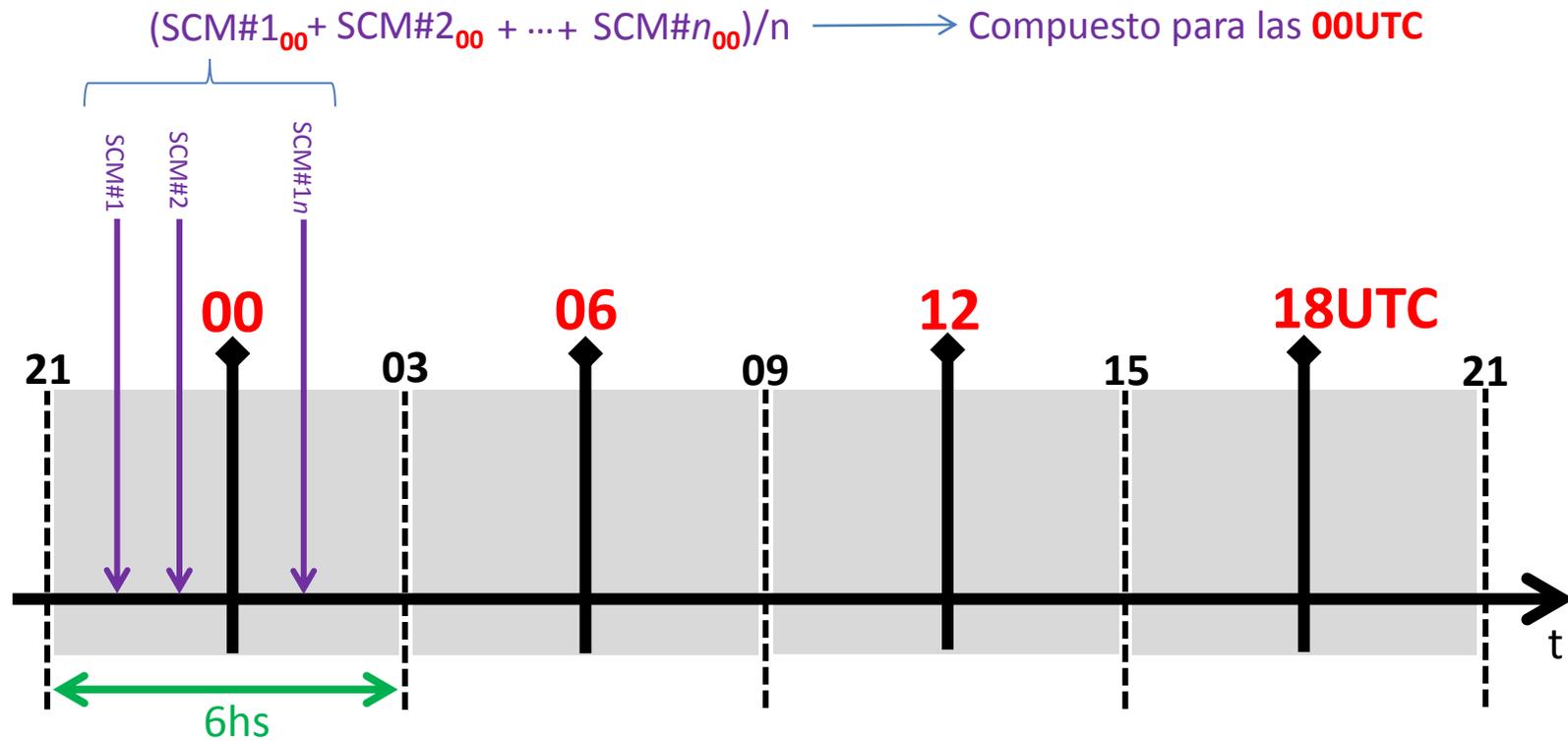


Figura 5.1: Esquema de la técnica de compuestos de los reanálisis NCEP-CFSR. Las horas principales del reanálisis se indican en rojo. Con una flecha vertical violeta se representa la hora de inicio del SCM considerado para calcular el campo medio correspondiente a cada hora del reanálisis.

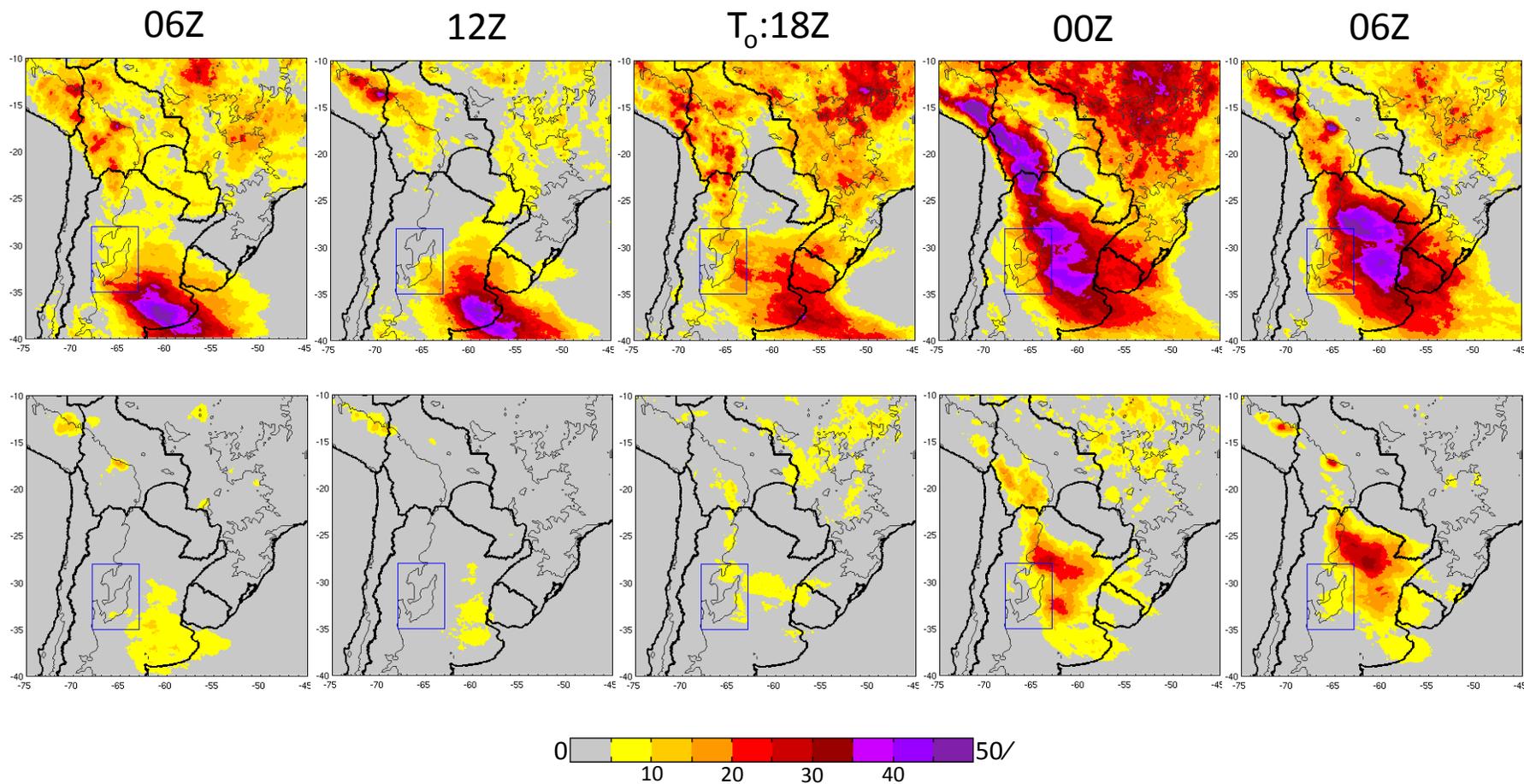


Figura 5.2: Distribución geográfica de la frecuencia de temperatura de brillo IR menor que 235K (paneles superiores) y 210K (paneles inferiores) para la composición de días en que al menos un SCM se inicia a las 18Z en la región CBA. Se muestra una secuencia temporal cada 6 horas. La primer columna corresponde a las 12 horas previas a T_0 y la ultima columna para las 12 horas posteriores a T_0 . El contorno de topografía igual a 500m se muestra en línea delgada gris.

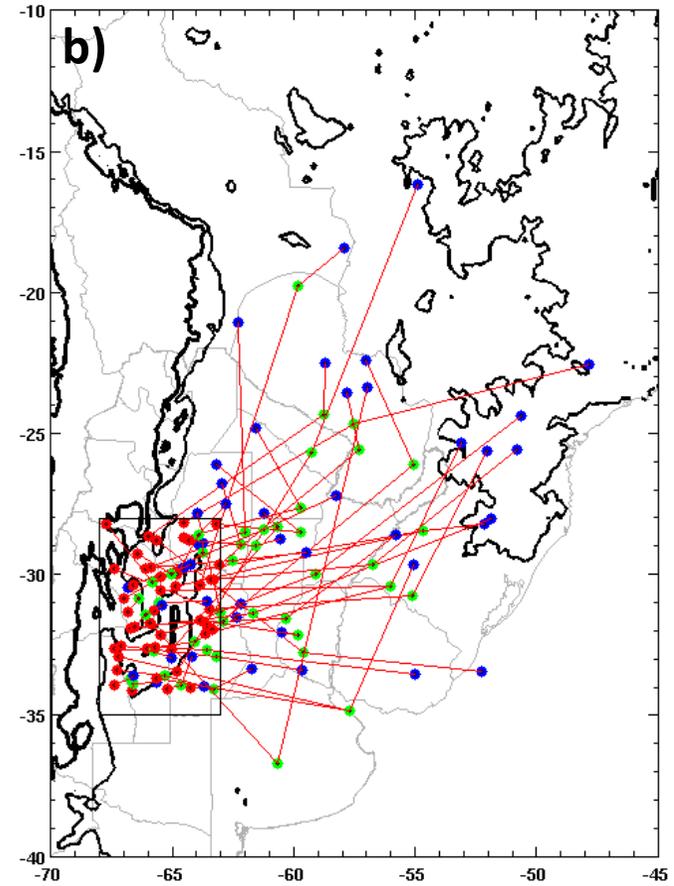
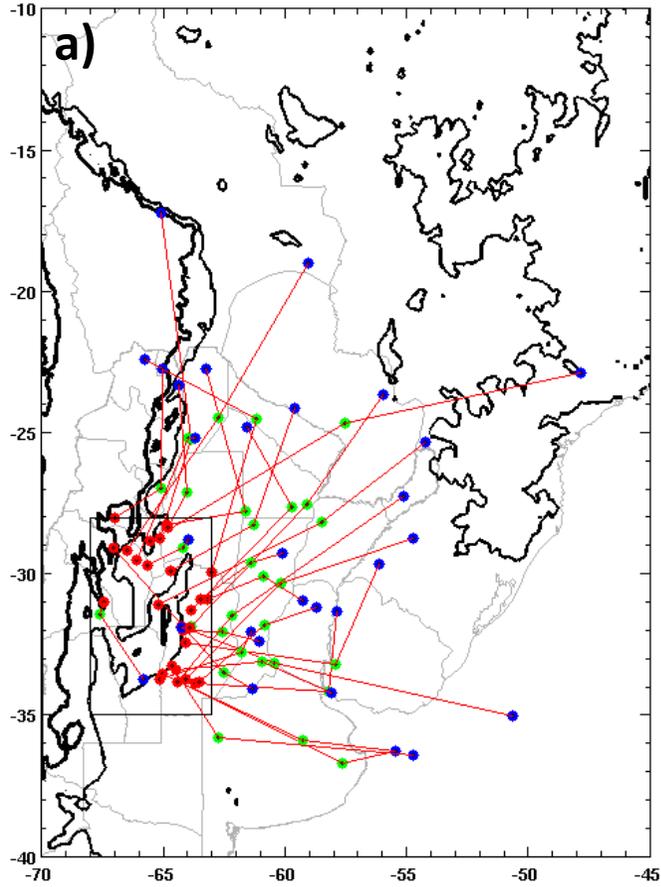


Figura 5.4: Trayectorias seguidas por los sistemas convectivos que se inician en la región de las Sierras de Córdoba (recuadro) a las (a) 18Z y (b) 00Z. El punto de inicio se indica con color rojo, con azul la madurez (máxima extensión areal) y la disipación con verde. Los contornos de altura del terreno igual a 500 y 1500 metros se indican en contornos negros.

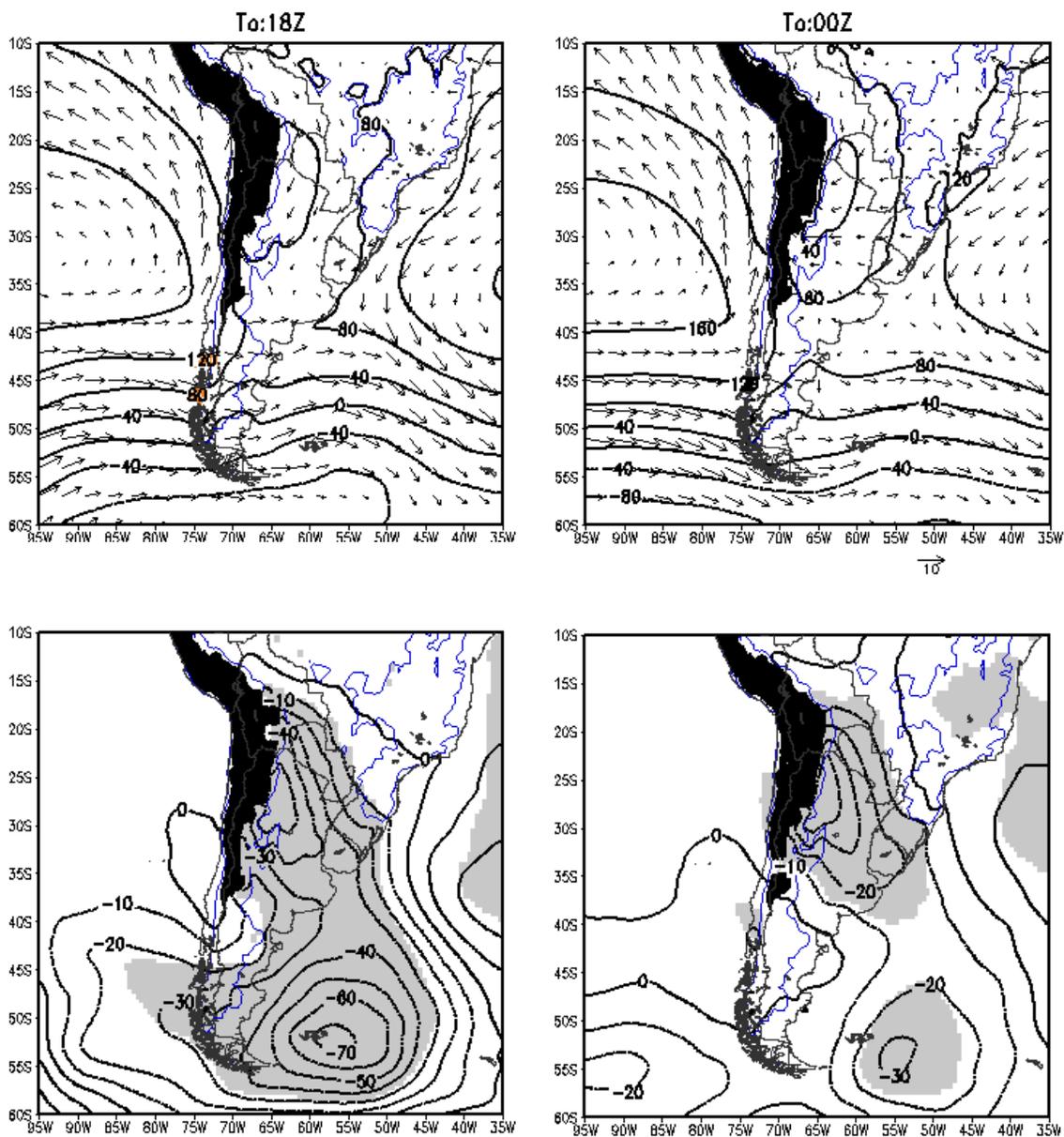


Figura 5.5: Paneles superiores: campo medio de altura geopotencial (contornos) y viento (vectores) en 1000 hPa a la hora de inicio para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z (izquierda) y a las 00Z (derecha) en la región CBA. Paneles inferiores: anomalía de la altura geopotencial de 1000 hPa a la hora de inicio para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia entre a las 18Z (izquierda) y a las 00Z (derecha) en la región CBA. En el campo de anomalías las zonas estadísticamente significativas al 95/ se indican en sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua azul.

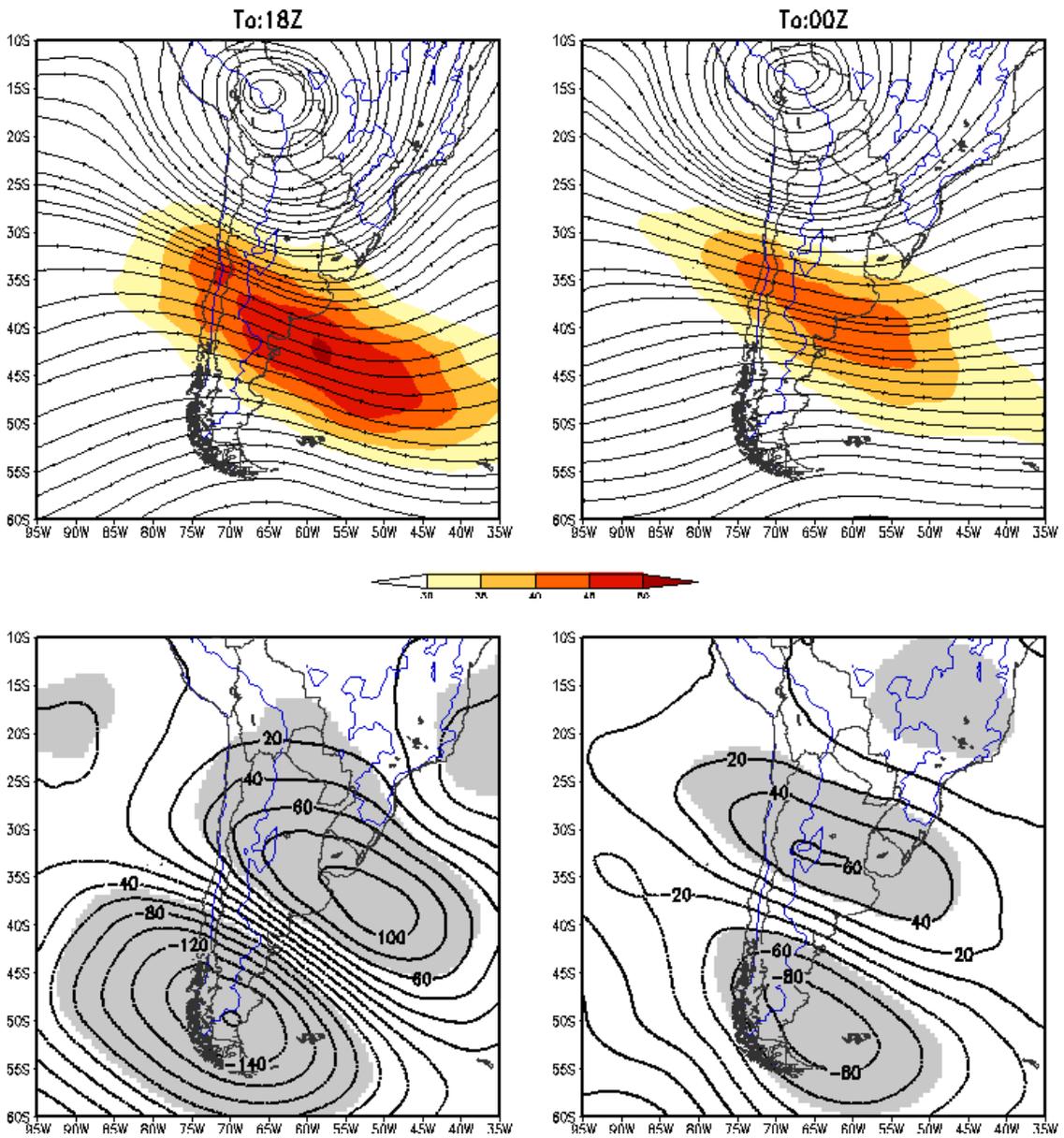


Figura 5.6: Paneles superiores: campo medio de dirección (líneas de corriente) e intensidad mayor que 30 m/s (sombreado) del viento en 200 hPa a las 12Z para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z(izquierda) y entre a las 00Z (derecha) en la región CBA. Paneles inferiores: anomalía de la altura geopotencial (contornos) de 200 hPa a las 12Z para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z (izquierda) y a las 00Z (derecha) en la región CBA. En el campo de anomalías las zonas estadísticamente significativas al 95/ se indican en sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua azul.

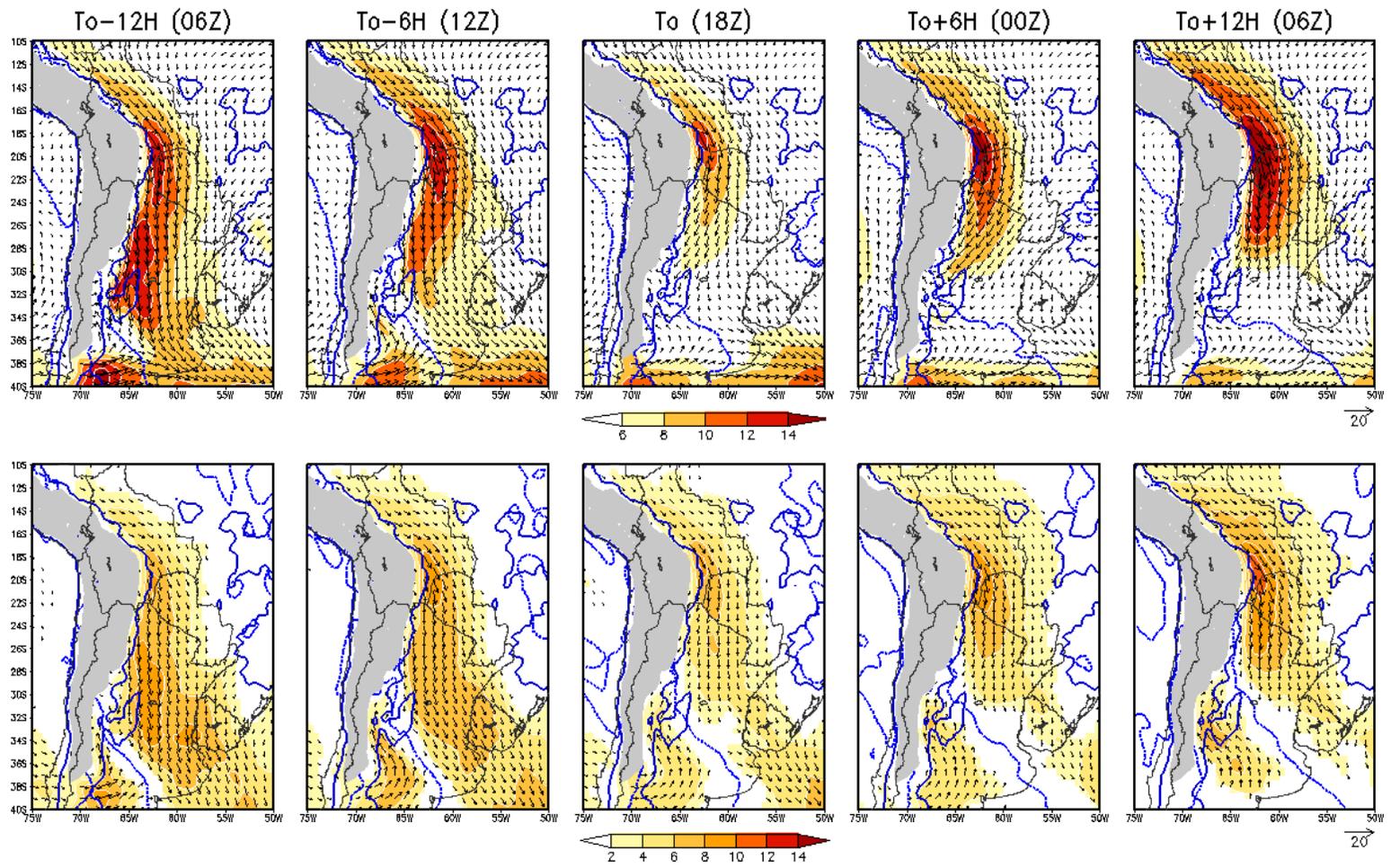


Figura 5.7: Paneles superiores: campo medio de dirección (vectores) e intensidad (sombreado) del viento en 850 hPa. Paneles inferiores: anomalía del viento en 850 hPa. Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia entre las 15Z y las 21Z (T_0 :18Z) en la región SCBA. En el campo de anomalías solo se grafican las zonas estadísticamente significativas al 95%. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua azul.

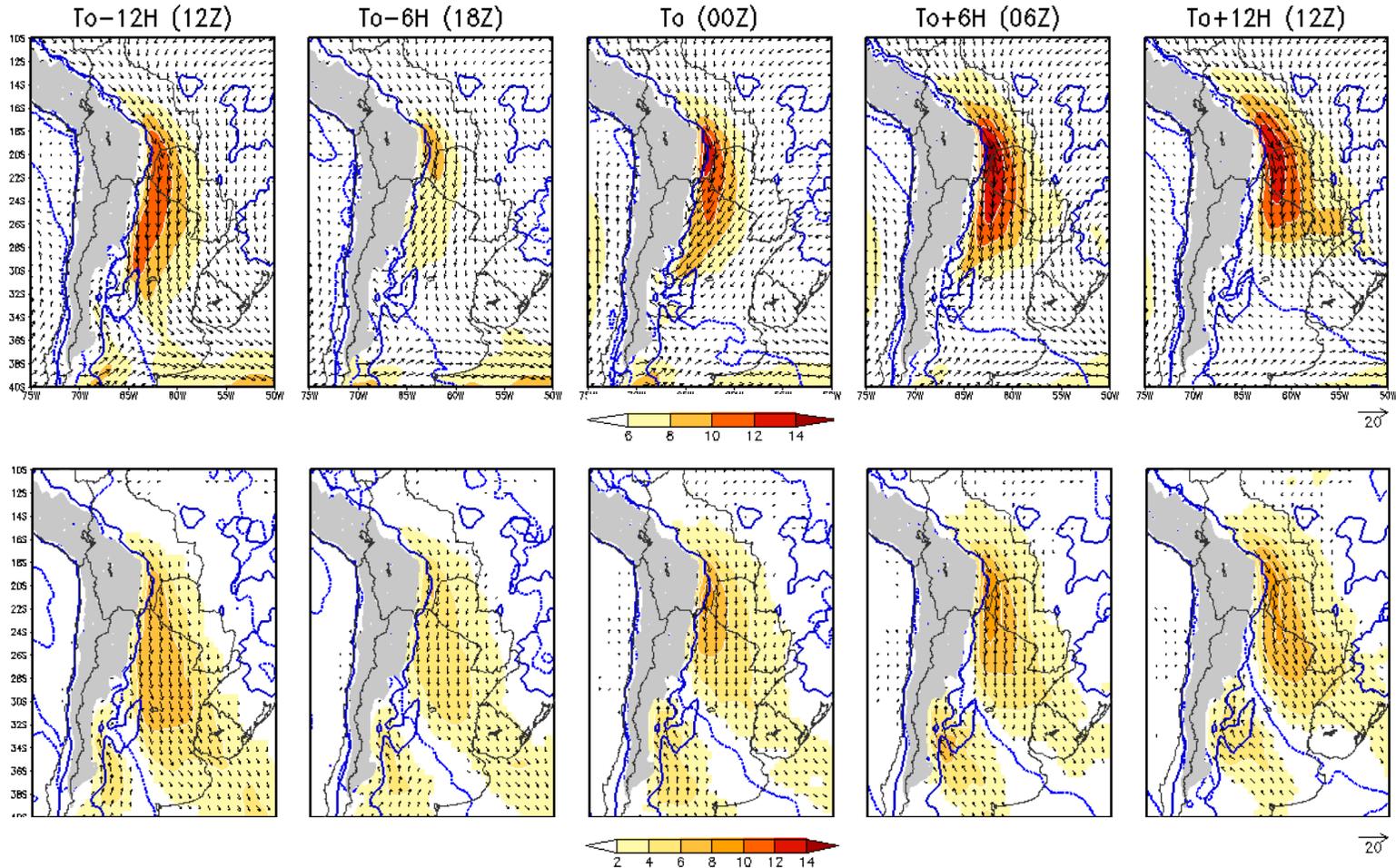


Figura 5.8: Paneles superiores: campo medio de dirección (vectores) e intensidad (sombreado) del viento en 850 hPa. Paneles inferiores: anomalía del viento en 850 hPa. Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia entre las 21Z y las 03Z ($T_0:00Z$) en la región SCBA. En el campo de anomalías solo se grafican las zonas estadísticamente significativas al 95%. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua azul.

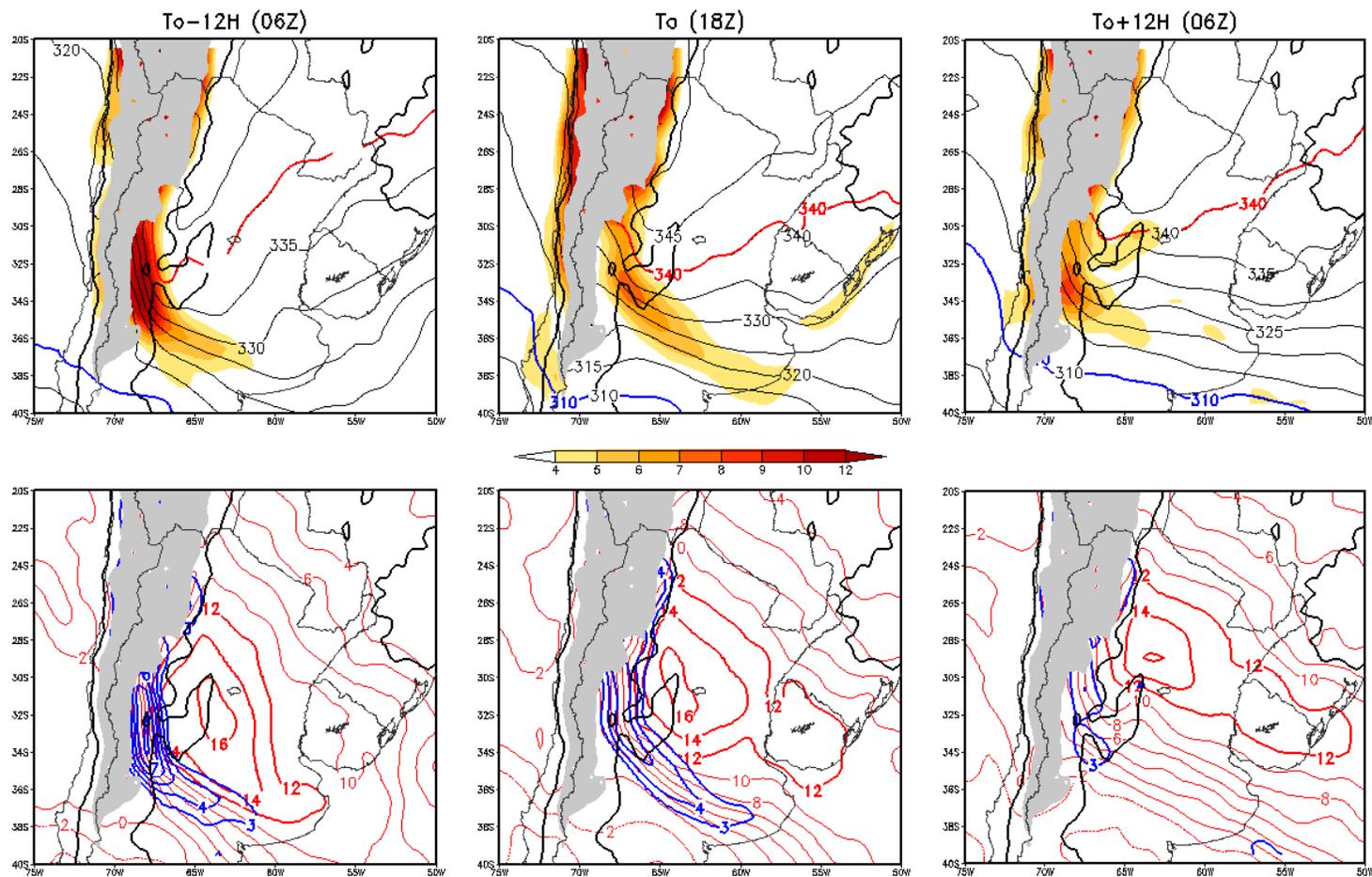


Figura 5.9: Paneles superiores: campo medio de Θ_e (K,contornos) y magnitud del gradiente horizontal de Θ_e (K/100km, sombreado) en 850 hPa. Paneles inferiores: anomalía de Θ_e (K, contornos) y magnitud del gradiente horizontal de la anomalía de Θ_e (K/100km, contornos azules) en 850 hPa. Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia entre las 15Z y las 21Z (T_0 :18Z) en la región SCBA. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua azul.

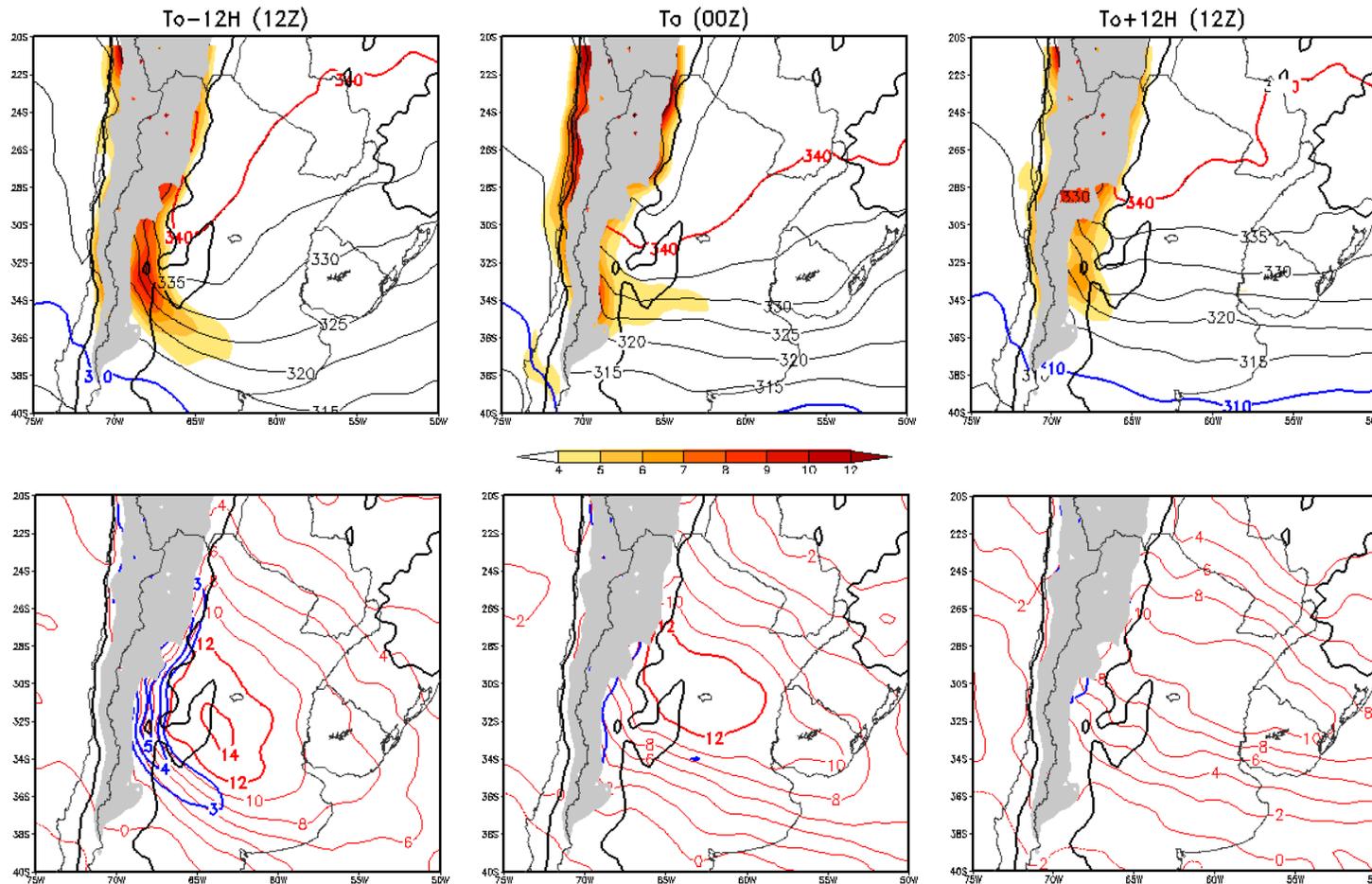


Figura 5.10: Paneles superiores: campo medio de Θ_e (K,contornos) y magnitud del gradiente horizontal de Θ_e (K/100km, sombreado) en 850 hPa. Paneles inferiores: anomalía de Θ_e (K, contornos) y magnitud del gradiente horizontal de la anomalía de Θ_e (K/100km, contornos azules) en 850 hPa. Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia entre las 21Z y las 03Z (T_0 :00Z) en la región SCBA. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua azul.

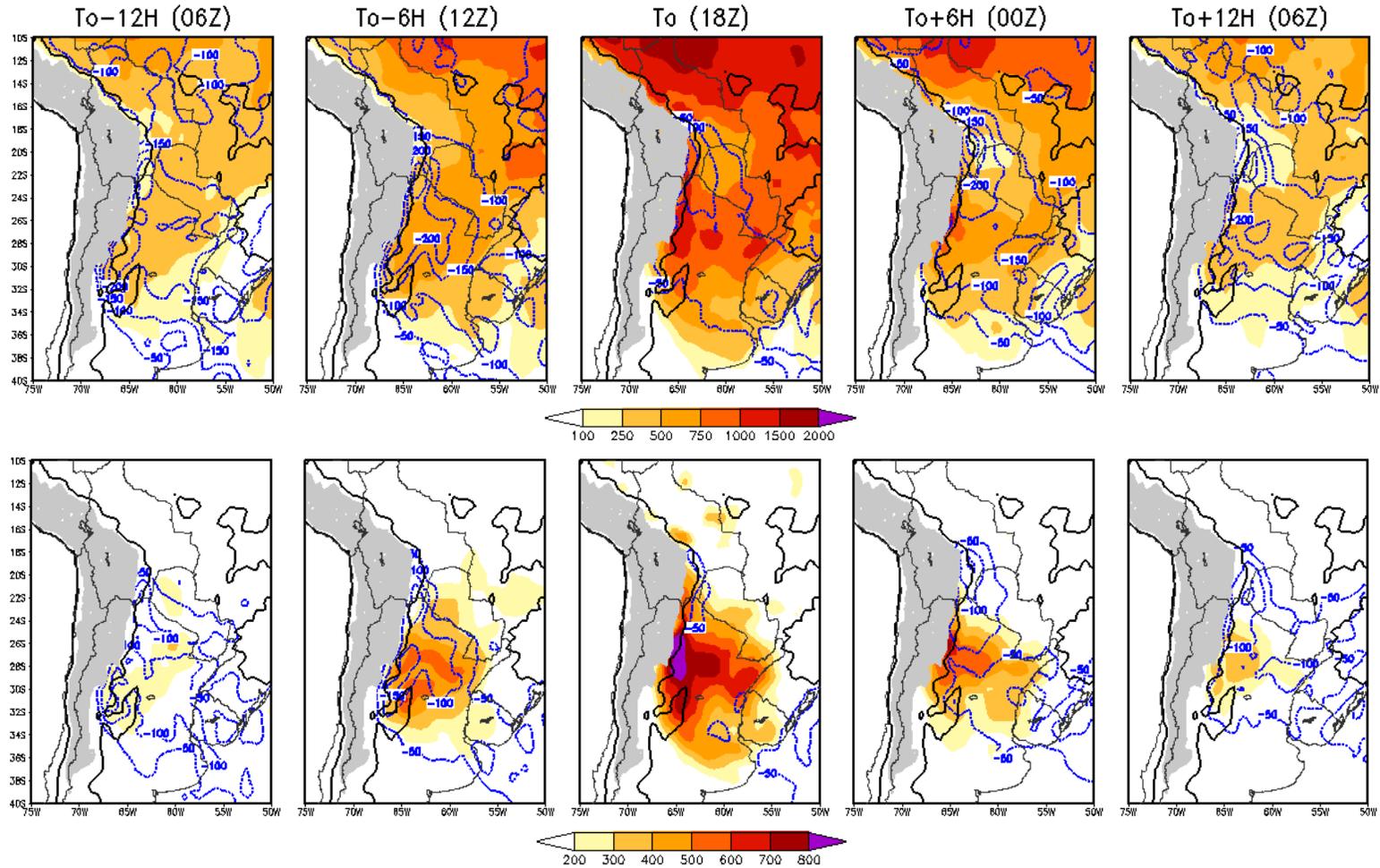


Figura 5.11: Paneles superiores: campo medio de CAPE (J/kg, sombreado) y CINE (J/kg, contornos). Paneles inferiores: anomalía de CAPE (J/kg, sombreado) y CINE (J/kg, contornos). Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z en la región CBA. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua negra.

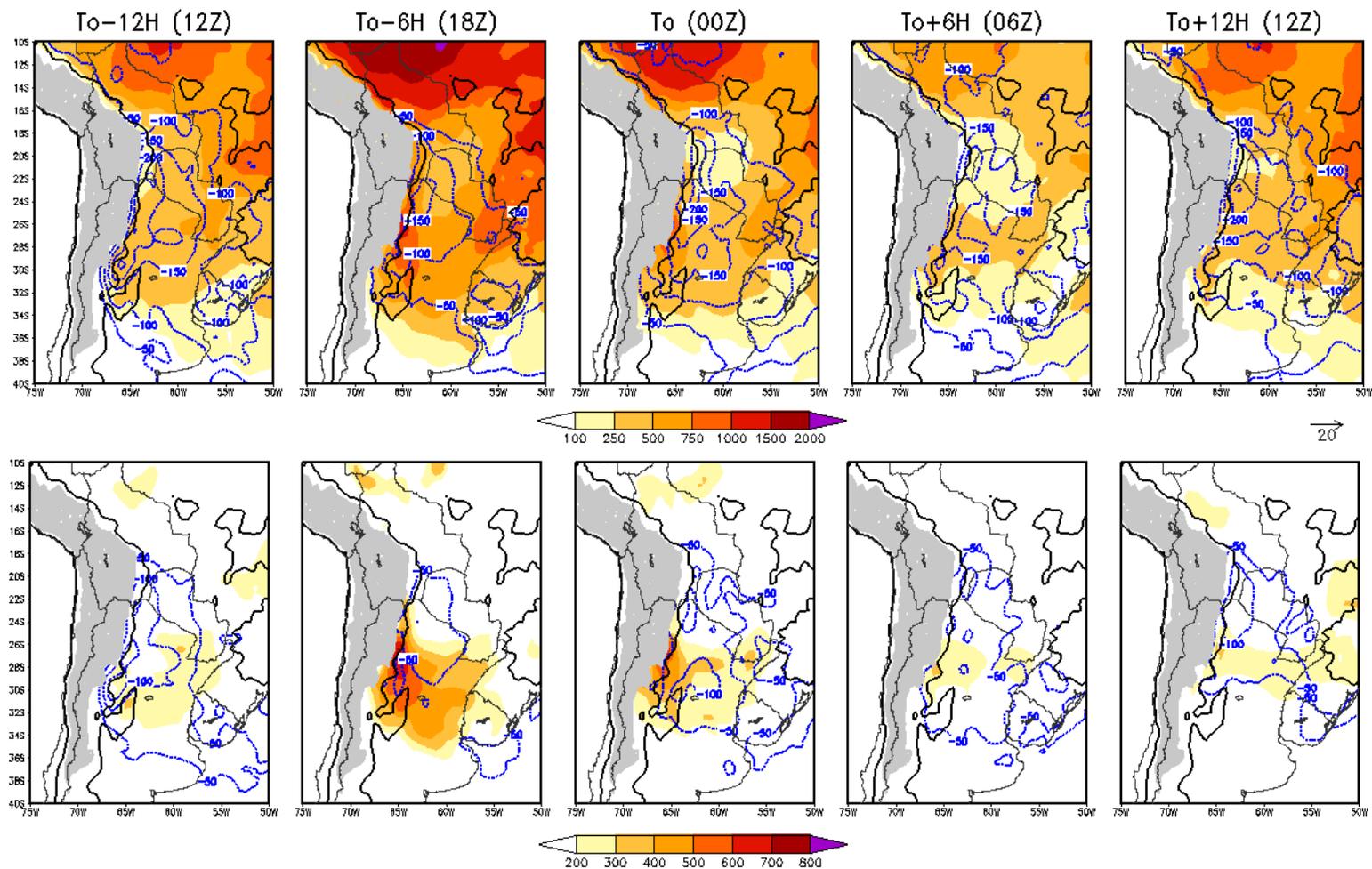


Figura 5.12: Paneles superiores: campo medio de CAPE (J/kg, sombreado) y CINE (J/kg, contornos). Paneles inferiores: anomalía de CAPE (J/kg, sombreado) y CINE (J/kg, contornos). Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 00Z en la región CBA. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua negra.

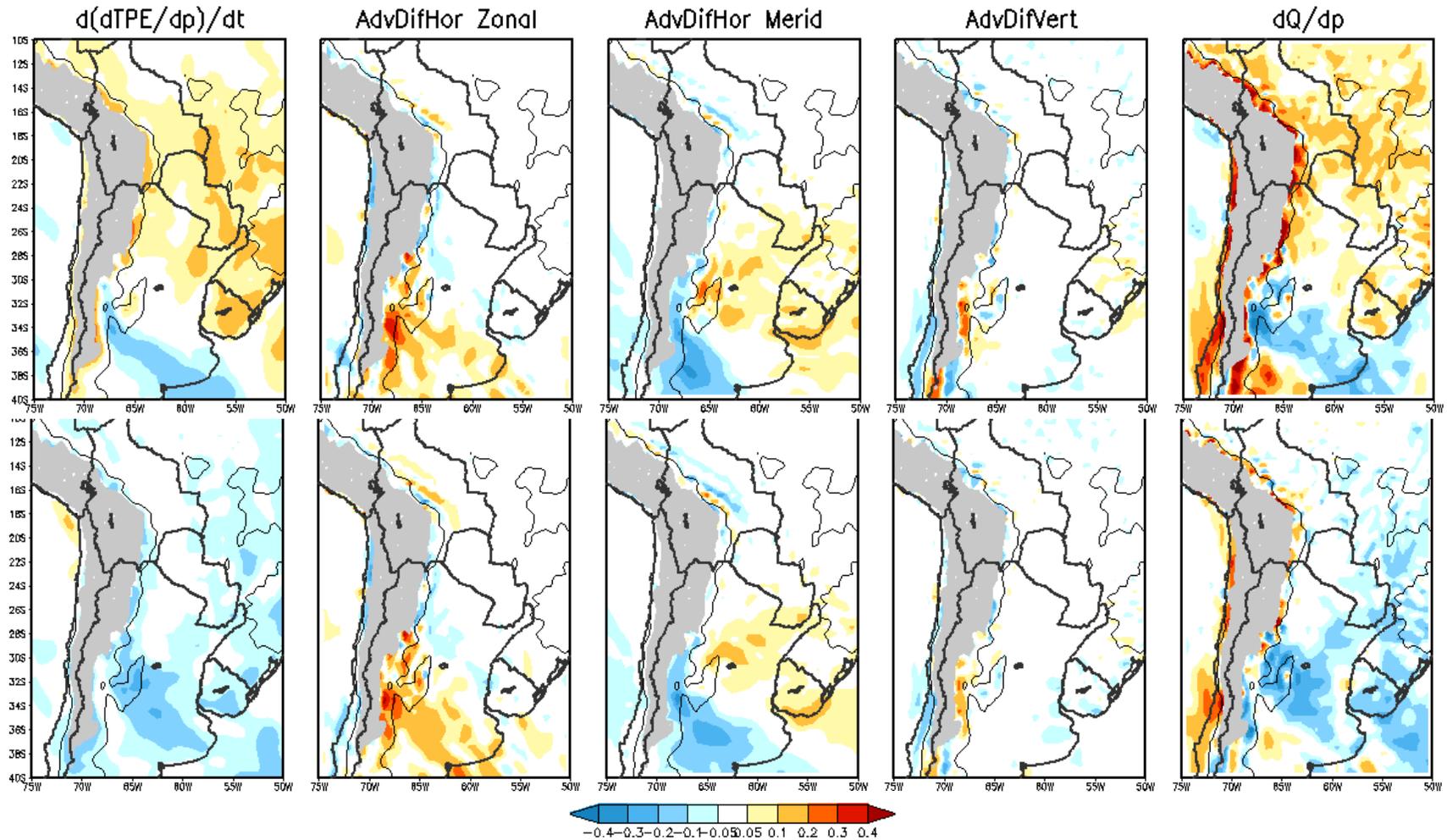


Figura 5.13: Paneles superiores: términos de la ecuación de la variación local de la IPC en la capa 850/500 hPa entre 06Z (To-12H) y 18Z (To) en $K (100hPa h^{-1})$. Paneles inferiores: ídem pero para la tendencia de la IPC entre las 18Z (To) y las 06Z (To+12H) del día siguiente. Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z en la región CBA. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua negra.

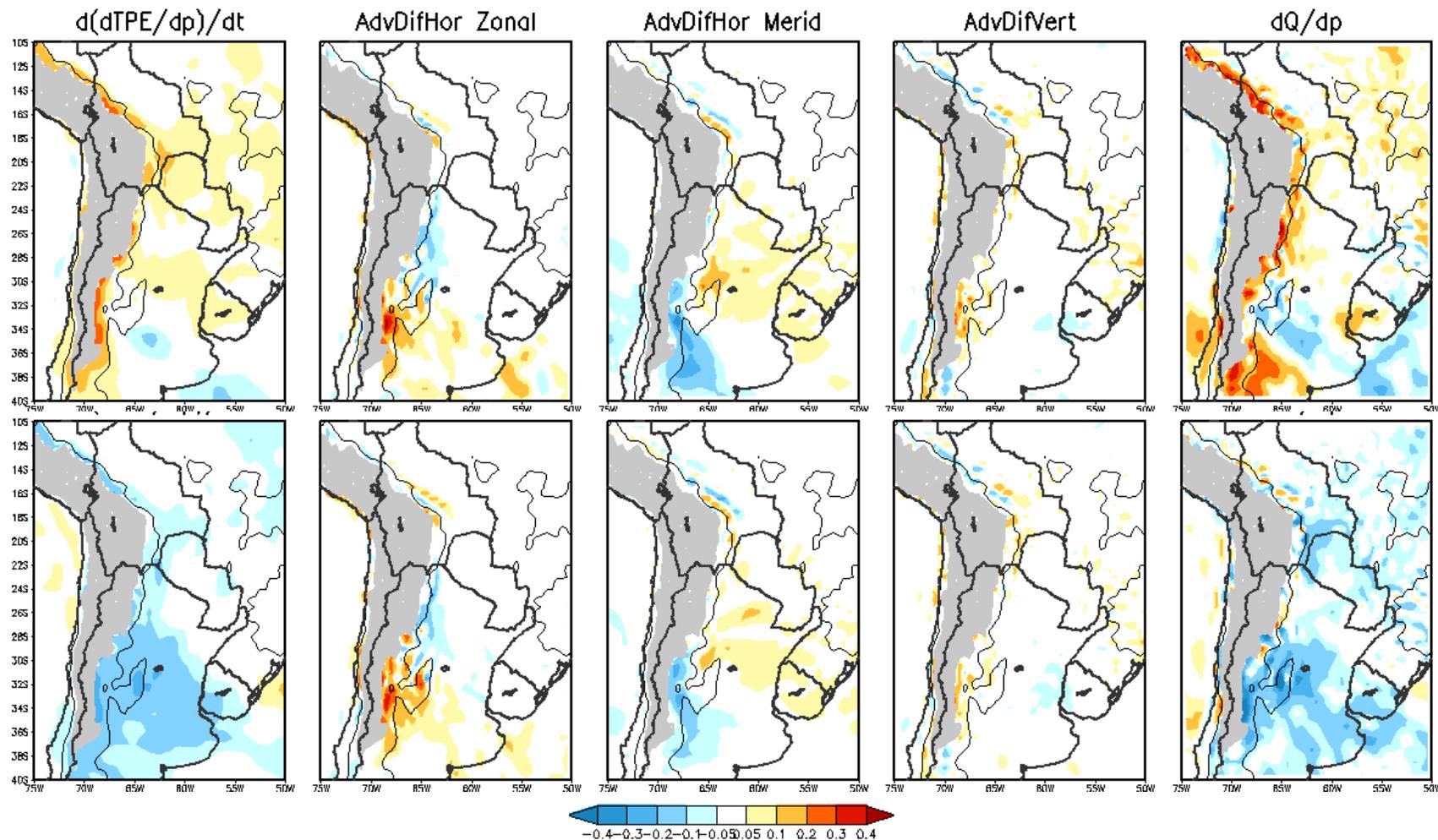


Figura 5.14: Paneles superiores: términos de la ecuación de la variación local de la IPC en la capa 850/500 hPa entre las 12Z (To-12H) y las 00Z (To) en K (100hPa h^{-1}). Paneles inferiores: ídem pero para la tendencia de la IPC entre las 00Z (To) y las 12Z (To+12H) del día siguiente. Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 00Z en la región CBA. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua negra.

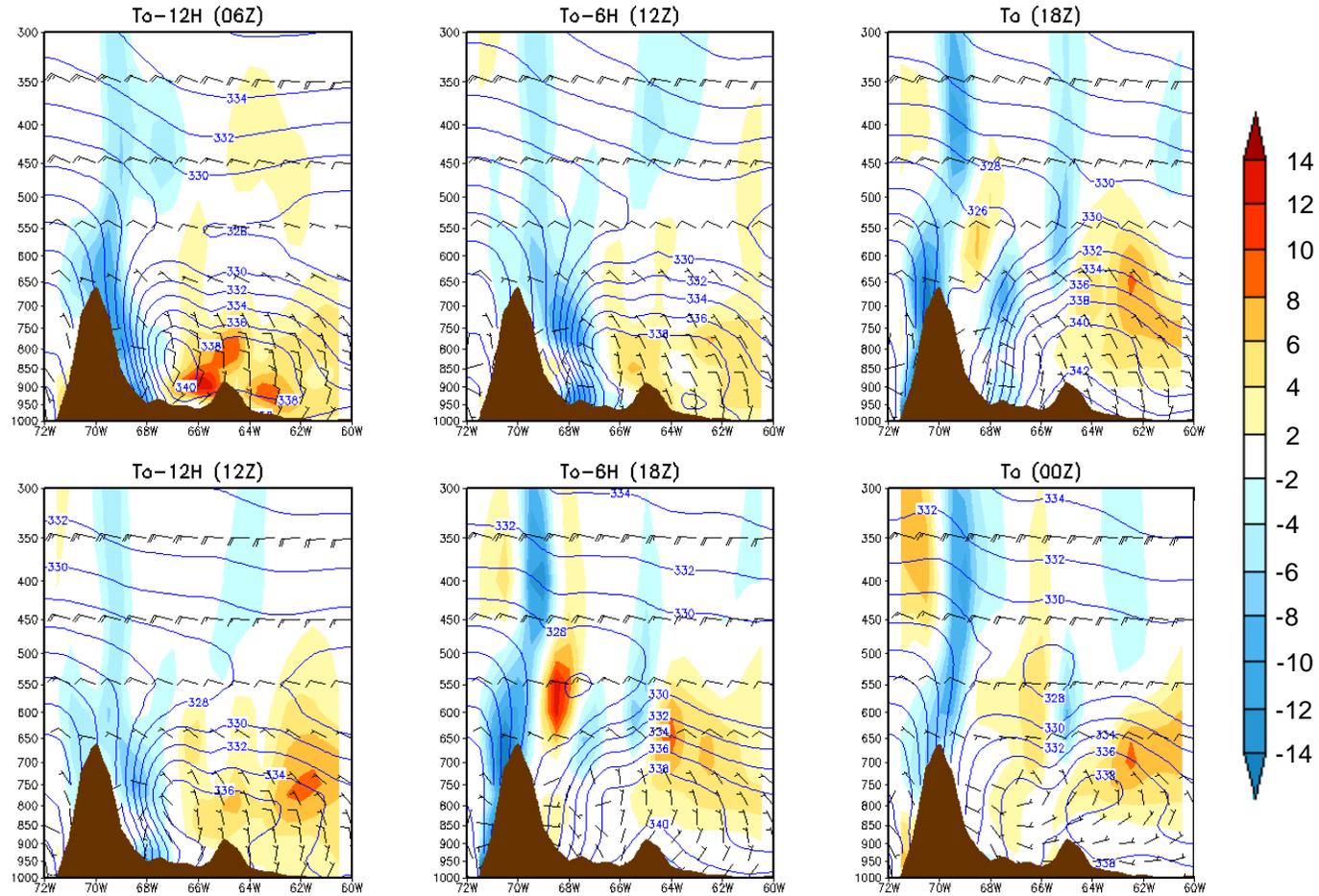


Figura 5.15: Secuencia temporal de corte vertical zonal en 32°S de temperatura potencial equivalente (contornos, K), advección horizontal de temperatura potencial equivalente (sombreado, K/12h) y viento (barbas, m/s) para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z (paneles superiores) y a las 00Z (paneles inferiores) en la región CBA. El perfil de la topografía se muestra sombreado.

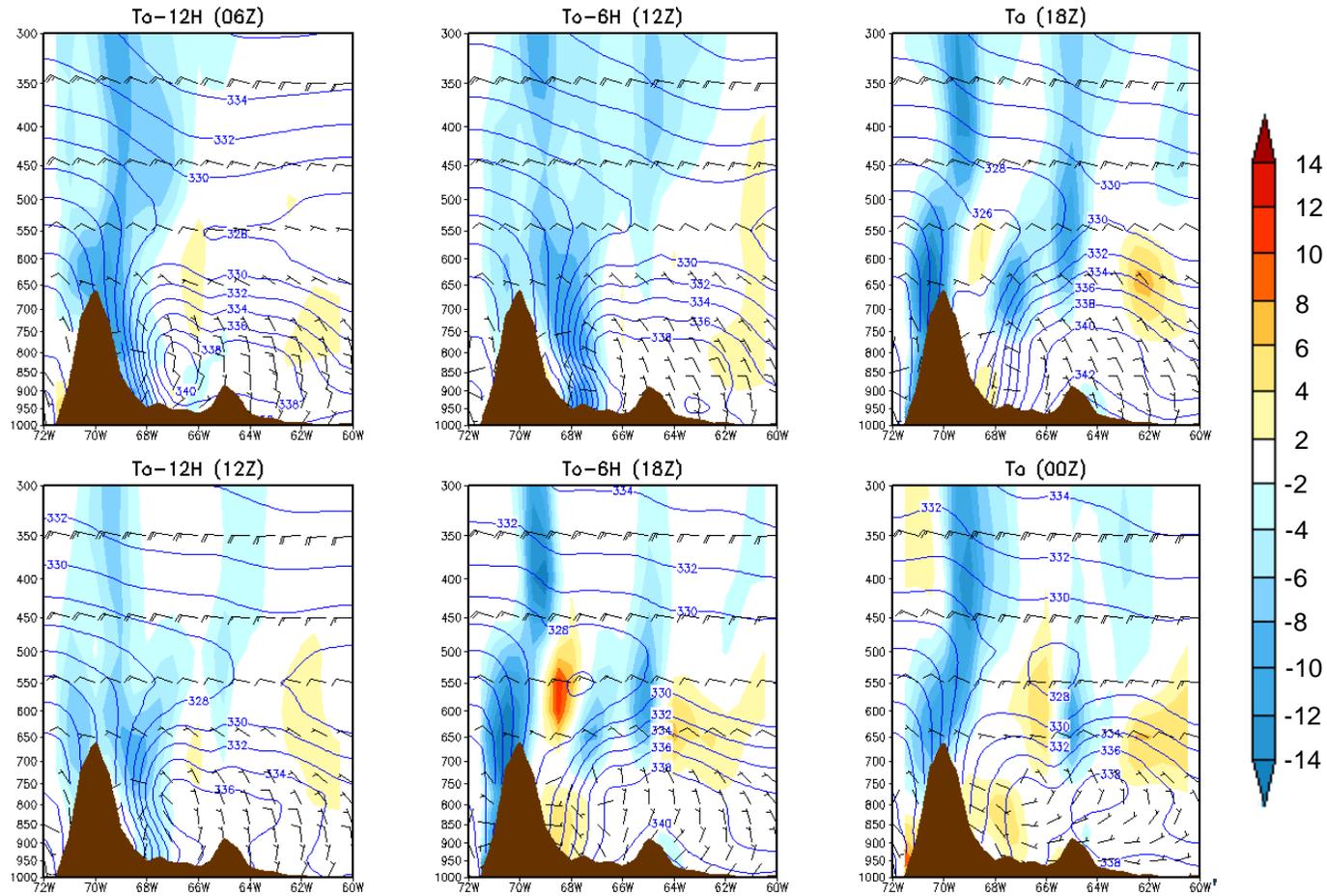


Figura 5.16: Secuencia temporal de corte vertical zonal en 32°S de temperatura potencial equivalente (contornos, K), componente zonal de la advección horizontal de temperatura potencial equivalente (sombreado, K/12h) y viento (barbas, m/s) para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z (paneles superiores) y a las 00Z (paneles inferiores) en la región CBA. El perfil de la topografía se muestra sombreado.

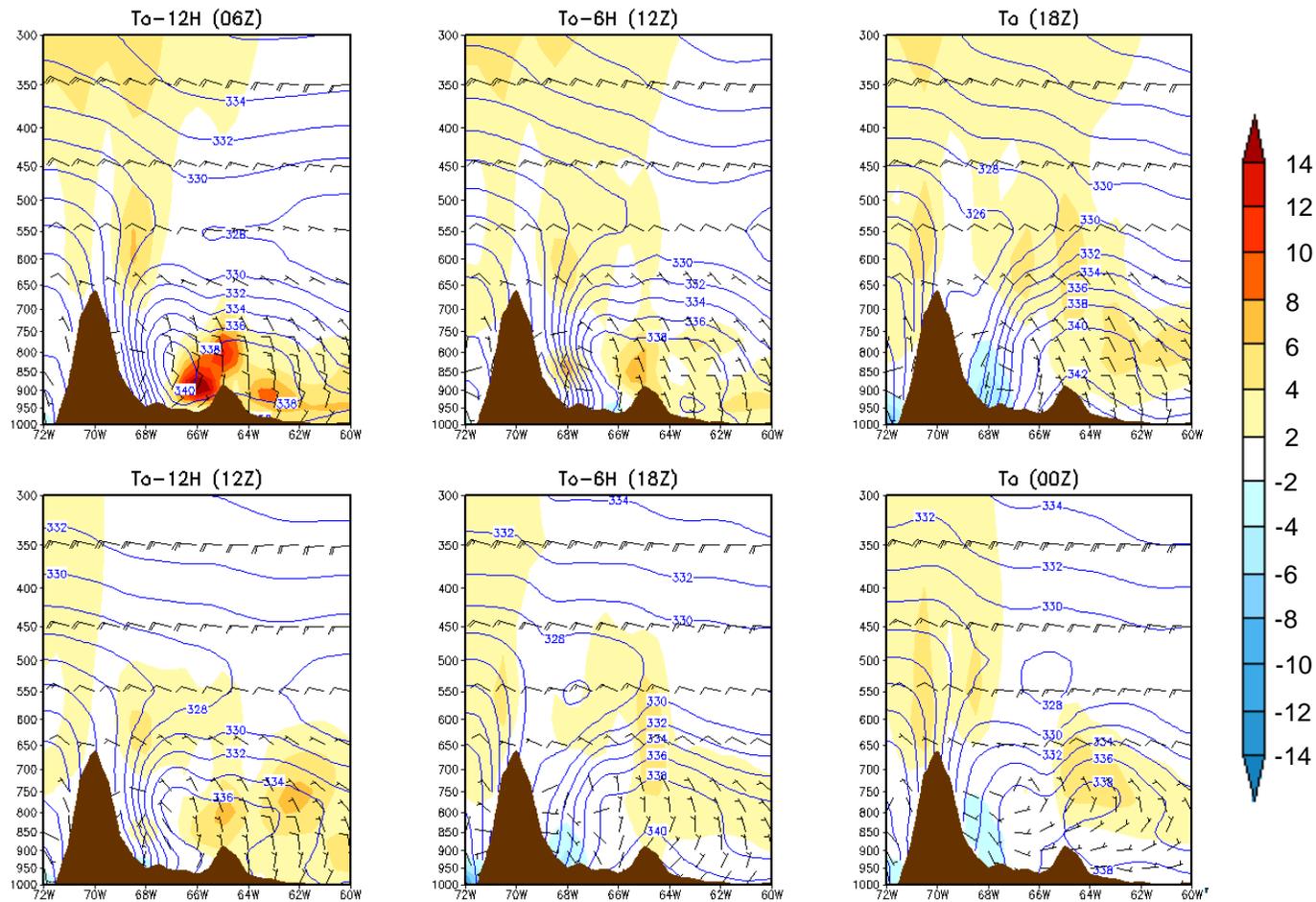


Figura 5.17: Secuencia temporal de corte vertical zonal en 32°S de temperatura potencial equivalente (contornos, K), componente meridional de la advección horizontal de temperatura potencial equivalente (sombreado, K/12h) y viento (barbas, m/s) para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z (paneles superiores) y a las 00Z (paneles inferiores) en la región CBA. El perfil de la topografía se muestra sombreado.

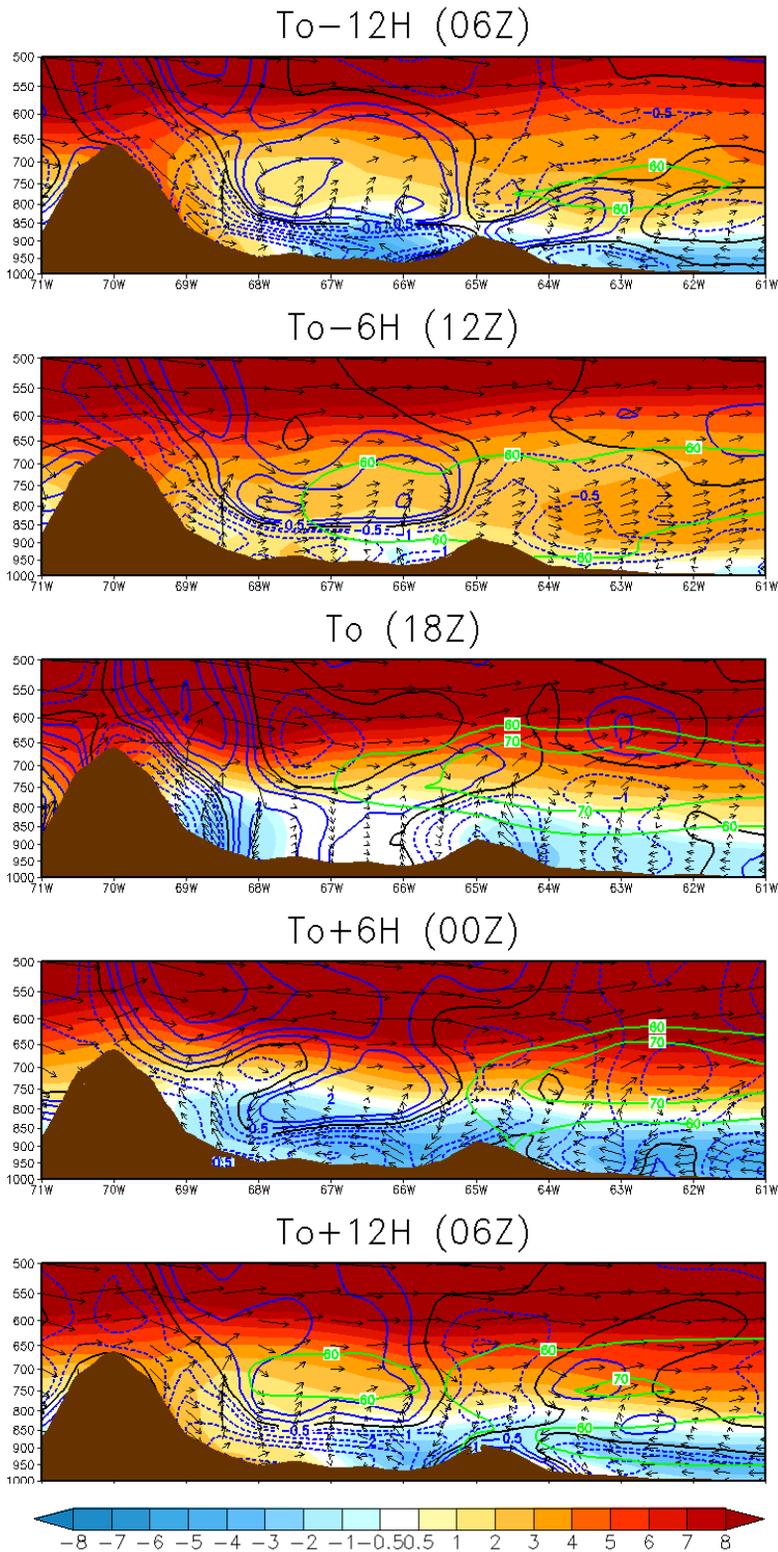


Figura 5.18: Circulación zonal (u, w) en 32°S (vectores, m/s), magnitud de la componente zonal del viento (sombreado, m/s) y divergencia horizontal de masa (contornos azules, 10^{-5} s^{-1}) para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z en la región CBA. El perfil de la topografía se muestra sombreado.

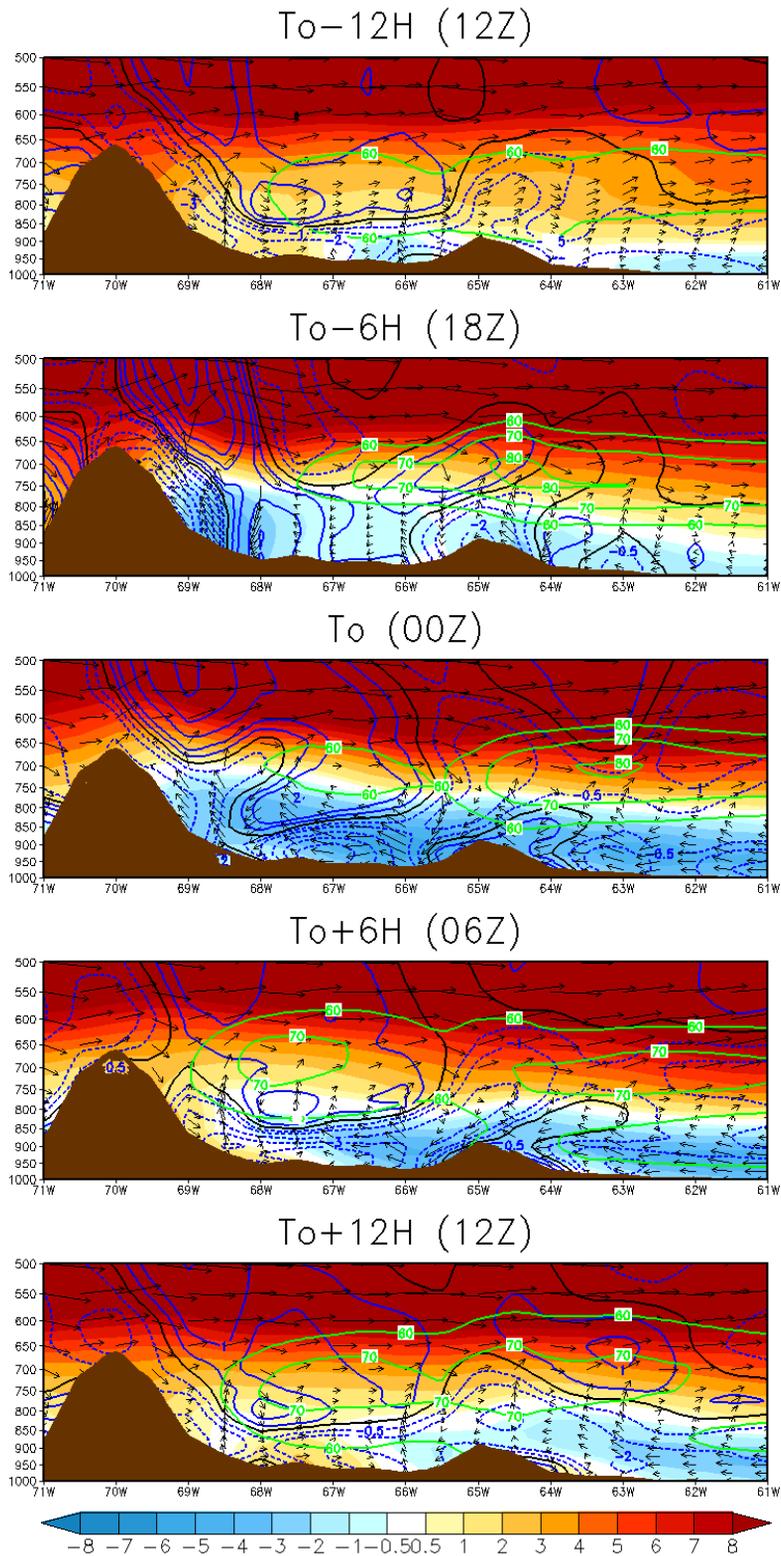


Figura 5.19: Circulación zonal (u, w) en 32°S (vectores, m/s), magnitud de la componente zonal del viento (sombreado, m/s) y divergencia horizontal de masa (contornos azules, 10^{-5} s^{-1}) para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 00Z en la región CBA. El perfil de la topografía se muestra sombreado.

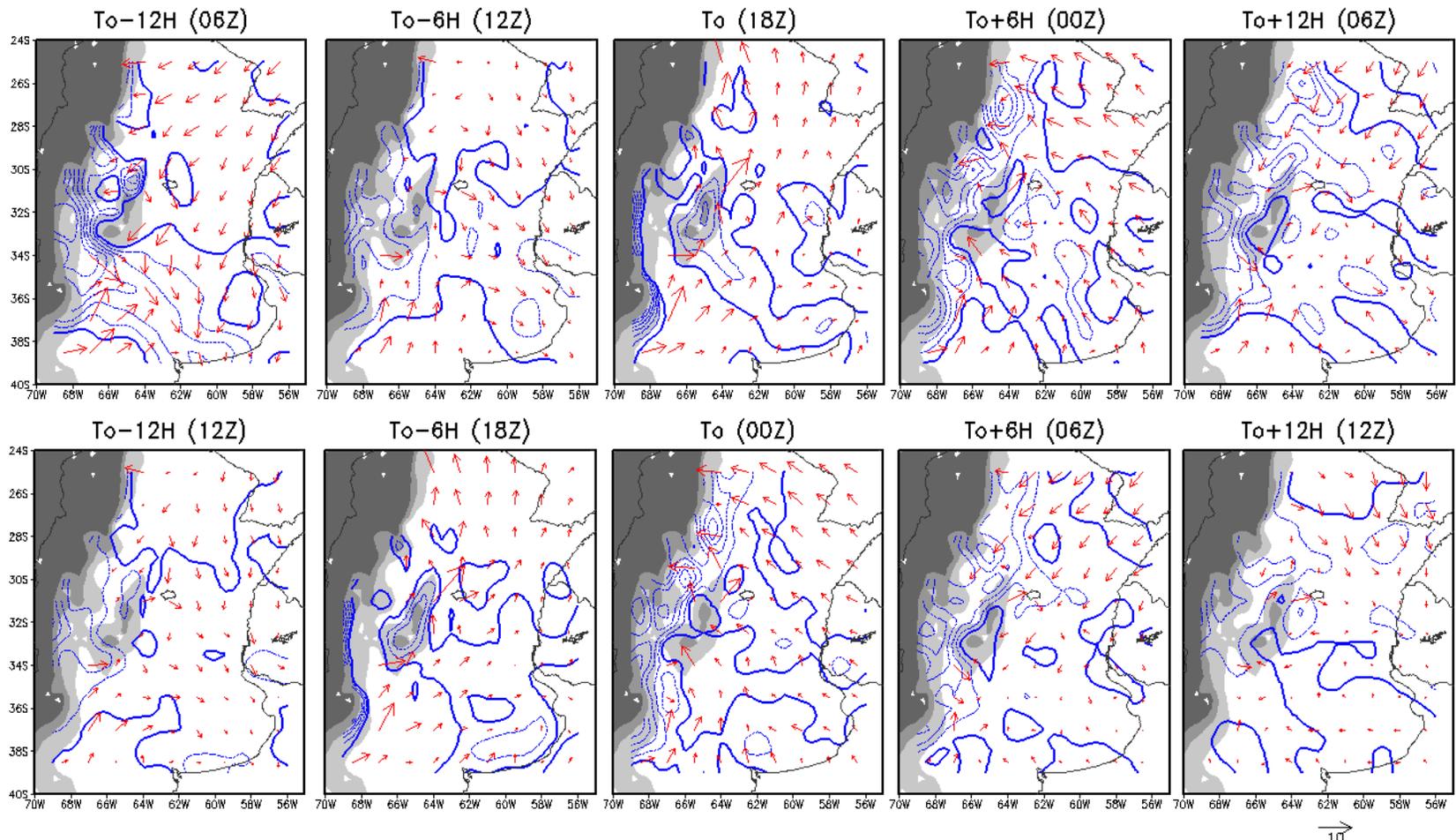


Figura 5.20: Paneles superiores: viento ageostrófico (vectores, m/s) y divergencia (contornos, solo se grafican los valores negativos, 10^{-5} s^{-1}) en el nivel de 900 hPa para la composición de sistemas que se inician a las 18Z en la región CBA. Paneles inferiores: ídem pero para la composición de sistemas que se inician a las 00Z. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 500m y 1500m ha sido sombreado.

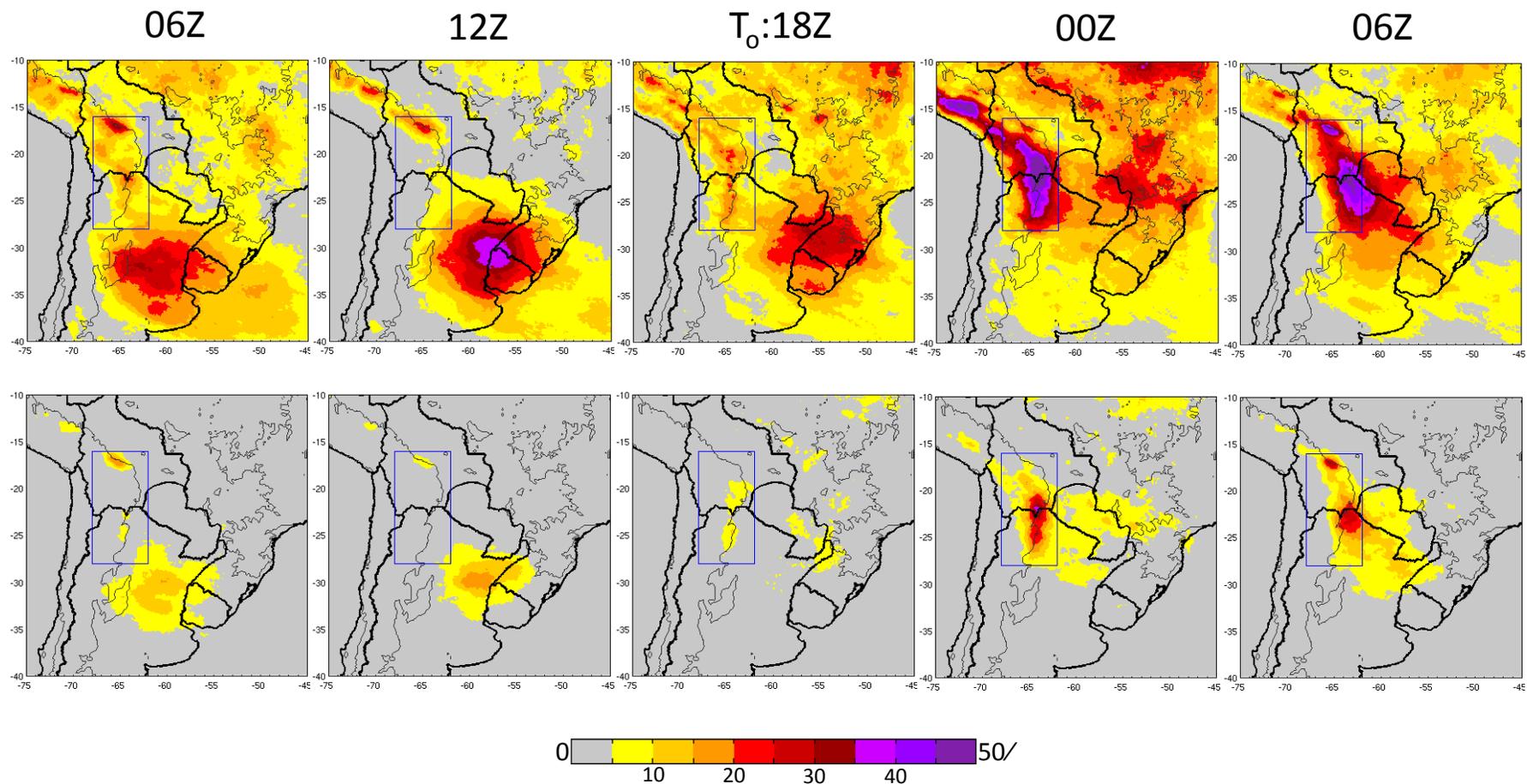


Figura 5.21: Distribución geográfica de la frecuencia de temperatura de brillo IR menor que 235K (paneles superiores) y 210K (paneles inferiores) para la composición de días en que al menos un SCM se inicia a las 18Z en la región NOA. Se muestra una secuencia temporal cada 6 horas. La primer columna corresponde a las 12 horas previas a T_0 y la ultima columna para las 12 horas posteriores a T_0 . El contorno de topografía igual que 500m se muestra en línea continua gris.

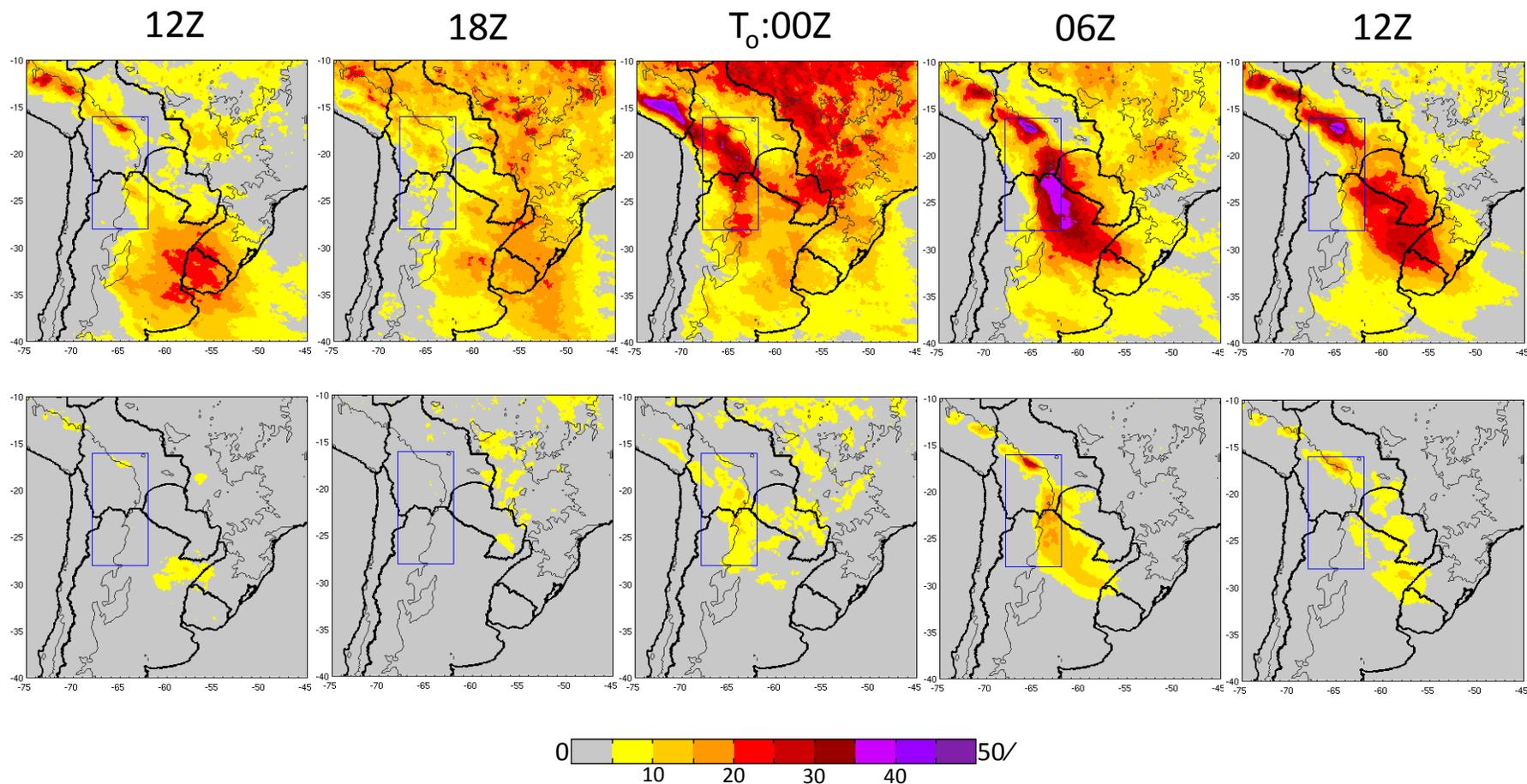


Figura 5.22: Distribución geográfica de la frecuencia de temperatura de brillo IR menor que 235K (paneles superiores) y 210K (paneles inferiores) para la composición de días en que al menos un SCM se inicia a las 00Z en la región NOA. Se muestra una secuencia temporal cada 6 horas. La primer columna corresponde a las 12 horas previas a T_0 y la ultima columna para las 12 horas posteriores a T_0 .

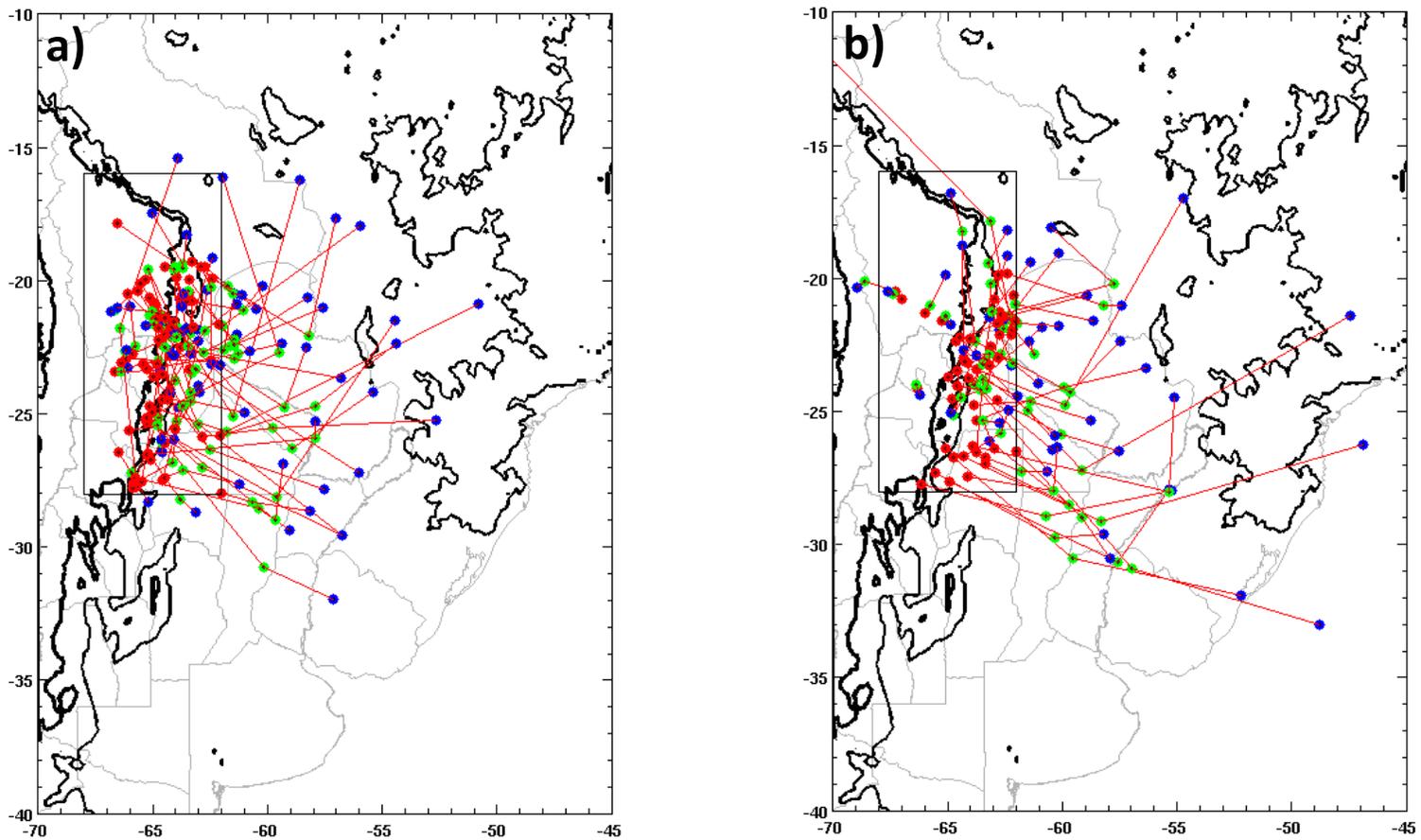


Figura 5.23: Trayectorias seguidas por sistemas convectivos que se inician en la región del Noroeste Argentino (recuadro) a las (a) 18Z y (b) 00Z. El punto de inicio se indica con color rojo, con azul la madurez (máxima extensión areal) y la disipación con verde. Los contornos de altura del terreno igual a 500 y 1500 metros se indican en contornos negros.

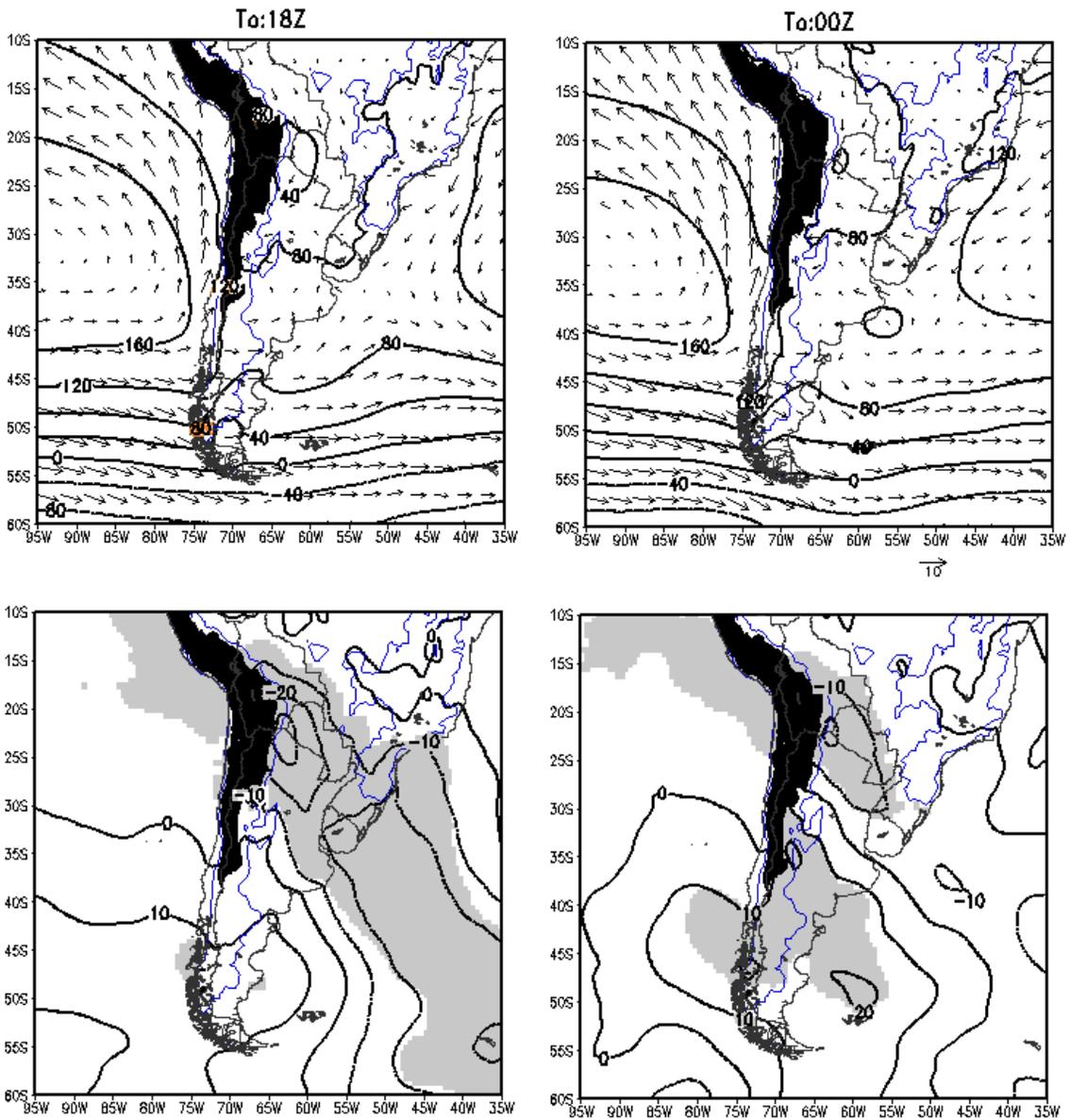


Figura 5.24: Paneles superiores: campo medio de altura geopotencial (contornos) y viento (vectores) en 1000 hPa a la hora de inicio para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z (izquierda) y a las 00Z (derecha) en la región NOA. Paneles inferiores: anomalía de la altura geopotencial de 1000 hPa a la hora de inicio para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia entre a las 18Z (izquierda) y a las 00Z (derecha) en la región NOA. En el campo de anomalías las zonas estadísticamente significativas al 95% se indican en sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua azul.

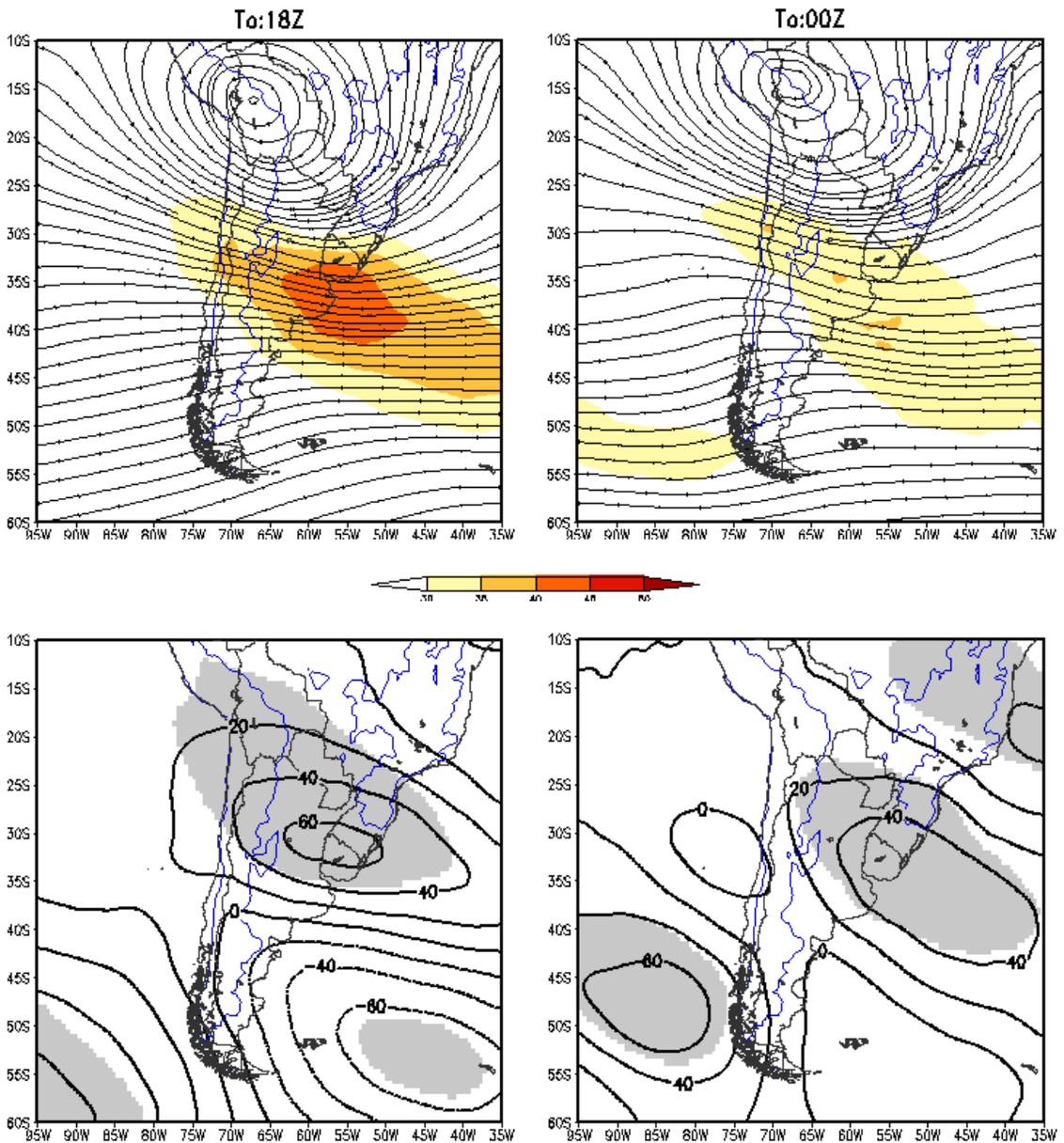


Figura 5.25: Paneles superiores: campo medio de dirección (líneas de corriente) e intensidad mayor que 30 m/s (sombreado) del viento en 200 hPa a las 12Z para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z (izquierda) y a las 00Z (derecha) en la región NOA. Paneles inferiores: anomalía de la altura geopotencial (contornos) de 200 hPa a las 12Z para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z (izquierda) y a las 00Z (derecha) en la región NOA. En el campo de anomalías las zonas estadísticamente significativas al 95/ se indican en sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua azul.

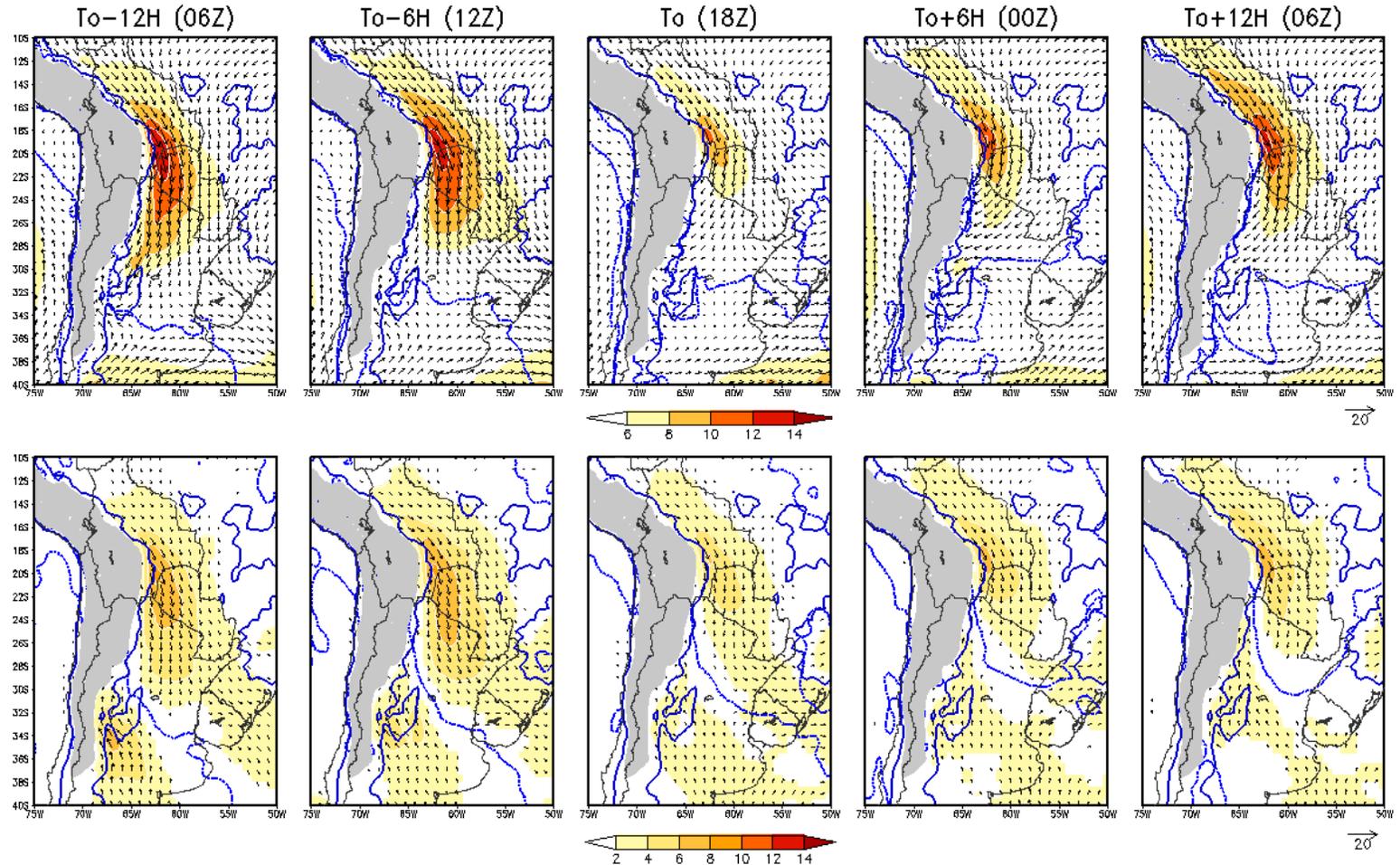


Figura 5.26: Paneles superiores: campo medio de dirección (vectores) e intensidad (sombreado) del viento en 850 hPa. Paneles inferiores: anomalía del viento en 850 hPa. Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z en la región NOA. En el campo de anomalías solo se grafican las zonas estadísticamente significativas al 95%. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua azul.

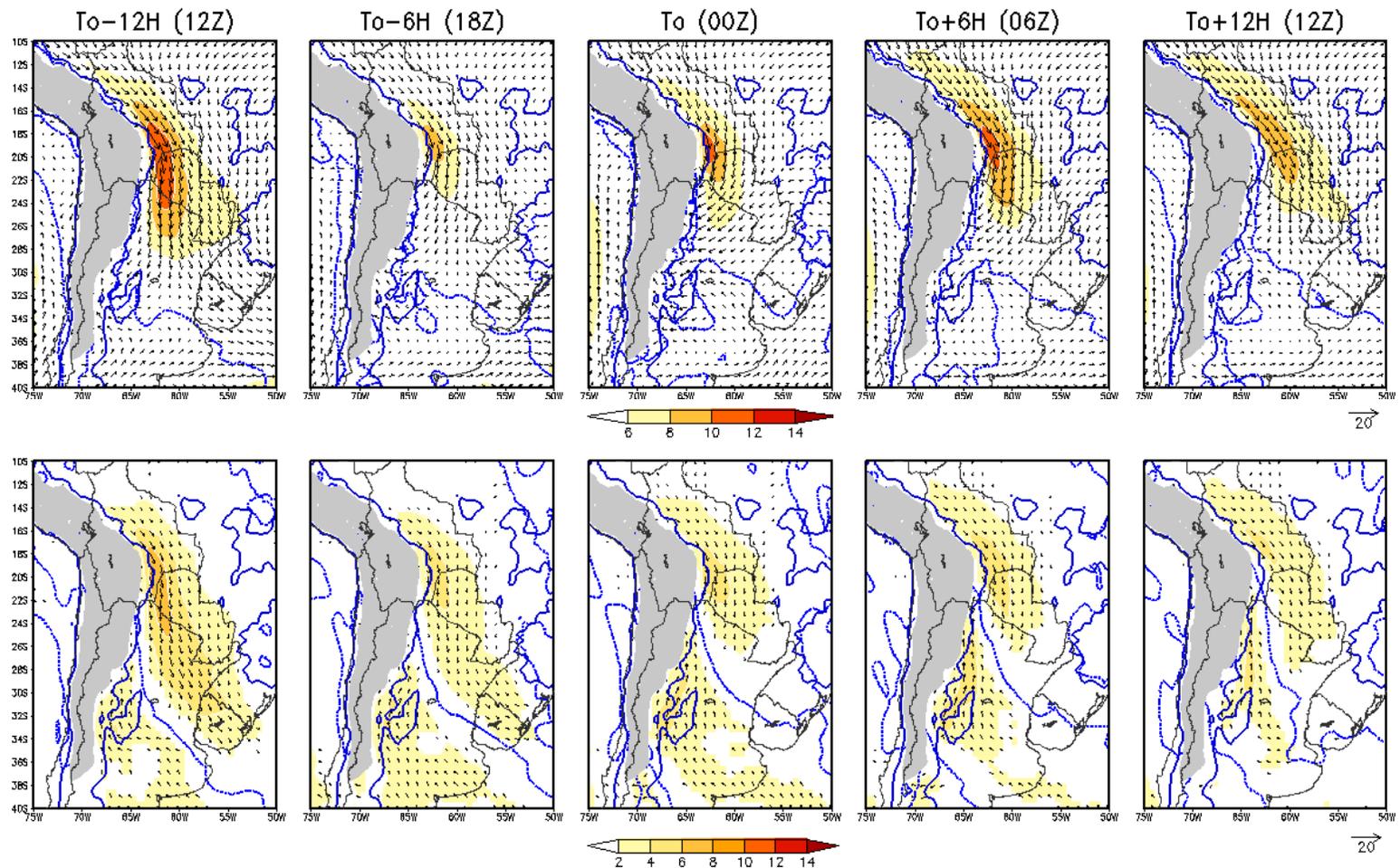


Figura 5.27: Paneles superiores: campo medio de dirección (vectores) e intensidad (sombreado) del viento en 850 hPa. Paneles inferiores: anomalía del viento en 850 hPa. Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 00Z en la región NOA. En el campo de anomalías solo se grafican las zonas estadísticamente significativas al 95%. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua azul.

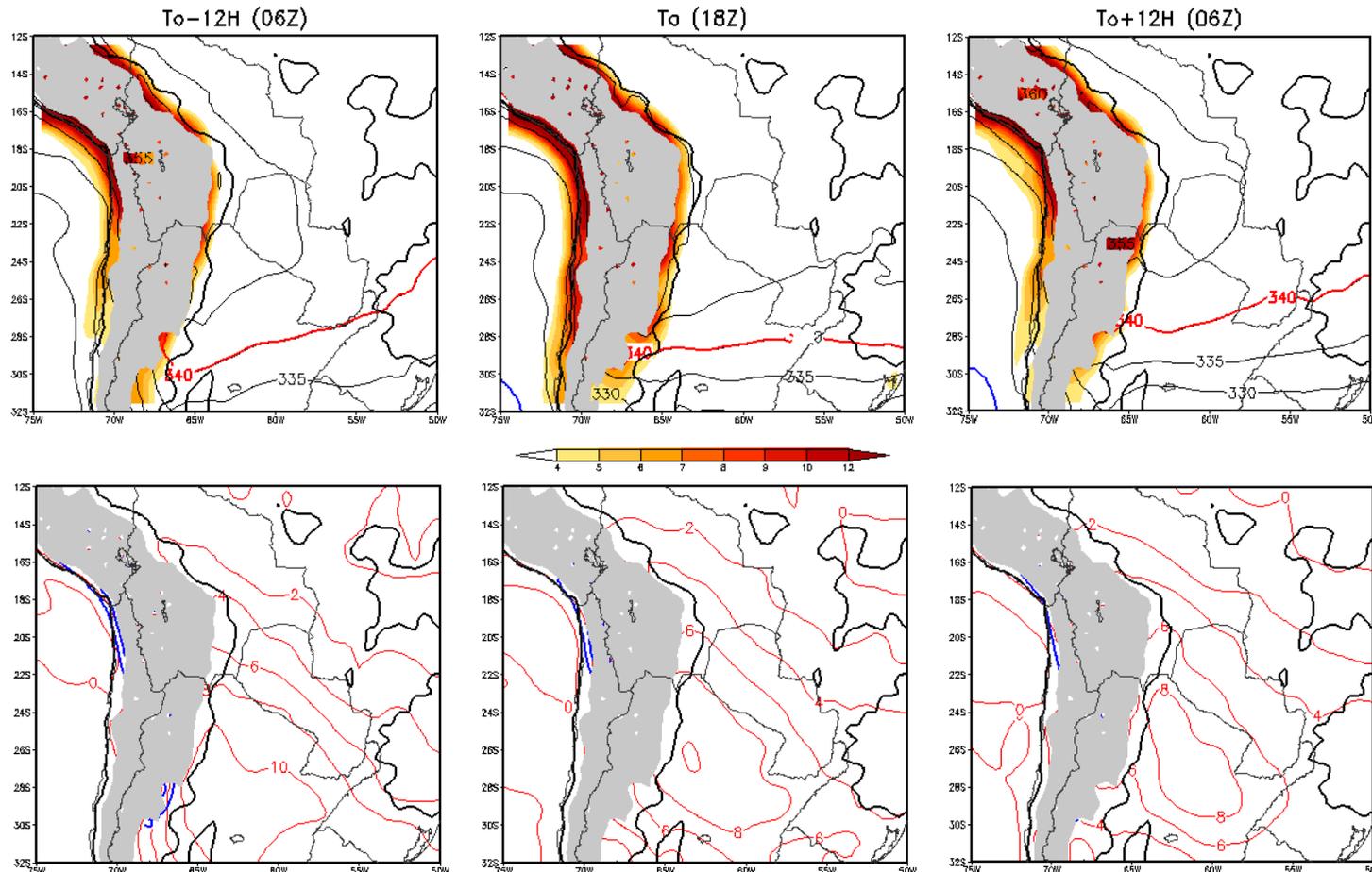


Figura 5.28: Paneles superiores: campo medio de temperatura potencial equivalente (contornos, K) y magnitud del gradiente horizontal de temperatura potencial equivalente (sombreado, K/100km) en 850 hPa. Paneles inferiores: anomalía de temperatura potencial equivalente (contornos rojos, K) y magnitud del gradiente horizontal de la anomalía de temperatura potencial equivalente (contornos azules, K/100km) en 850 hPa. Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z en la región NOA. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua azul.

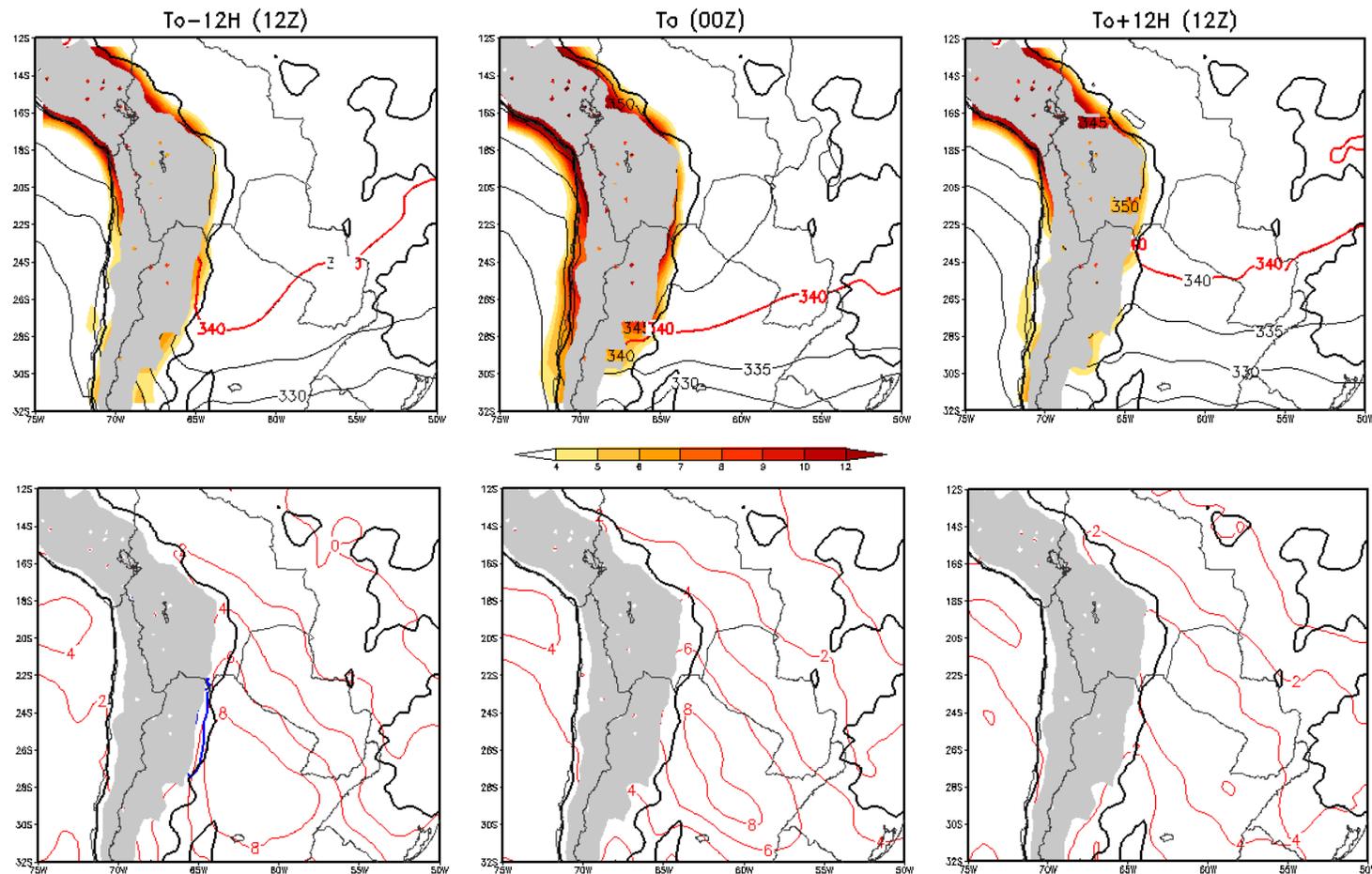


Figura 5.29: Paneles superiores: campo medio de temperatura potencial equivalente (contornos, K) y magnitud del gradiente horizontal de temperatura potencial equivalente (sombreado, K/100km) en 850 hPa. Paneles inferiores: anomalía de temperatura potencial equivalente (contornos rojos, K) y magnitud del gradiente horizontal de la anomalía de temperatura potencial equivalente (contornos azules, K/100km) en 850 hPa. Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 00Z en la región NOA. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua azul.

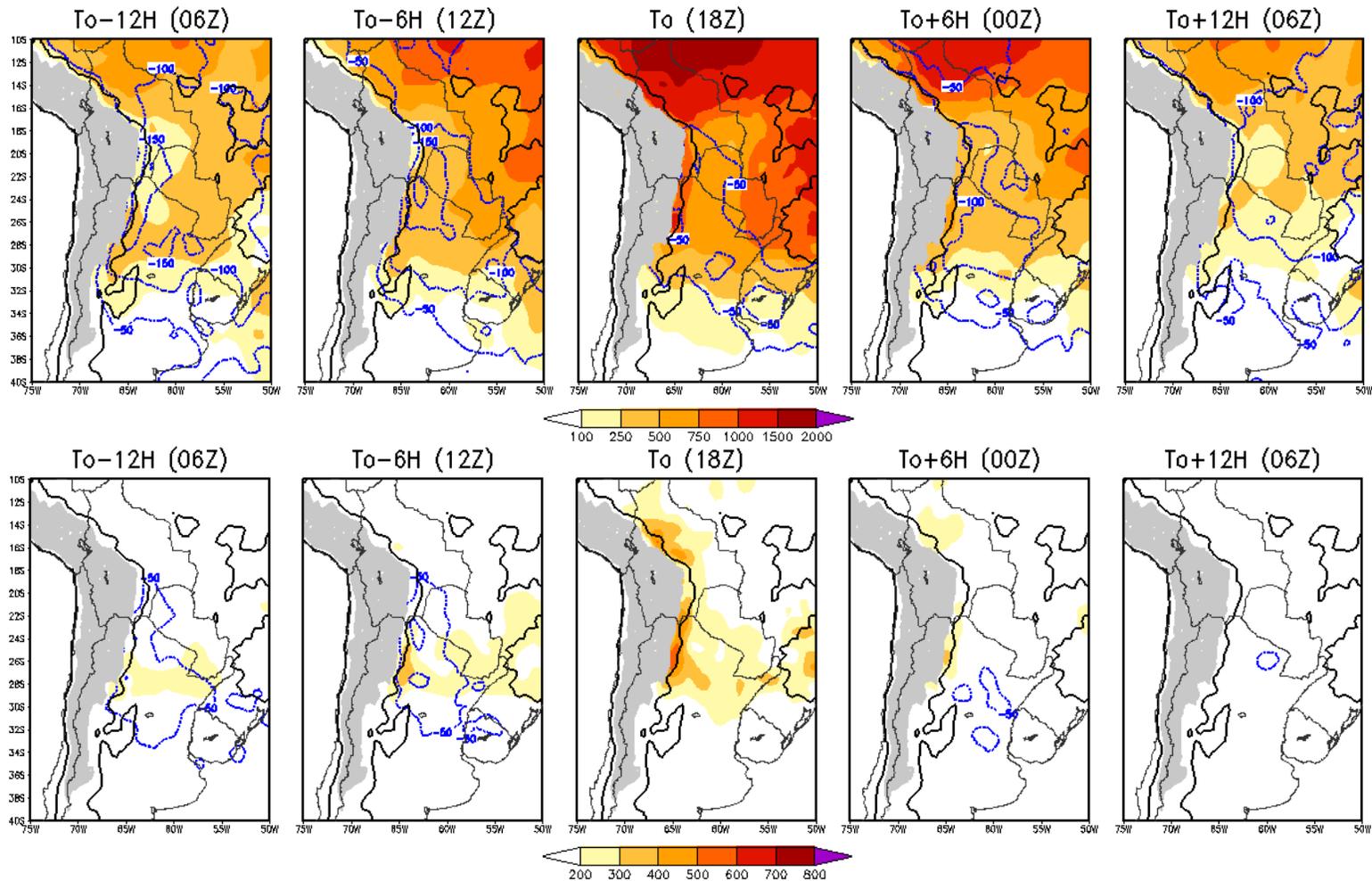


Figura 5.30: Paneles superiores: campo medio de CAPE (J/kg, sombreado) y CINE (J/kg, contornos). Paneles inferiores: anomalía de CAPE (J/kg, sombreado) y CINE (J/kg, contornos). Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z en la región NOA. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua negra.

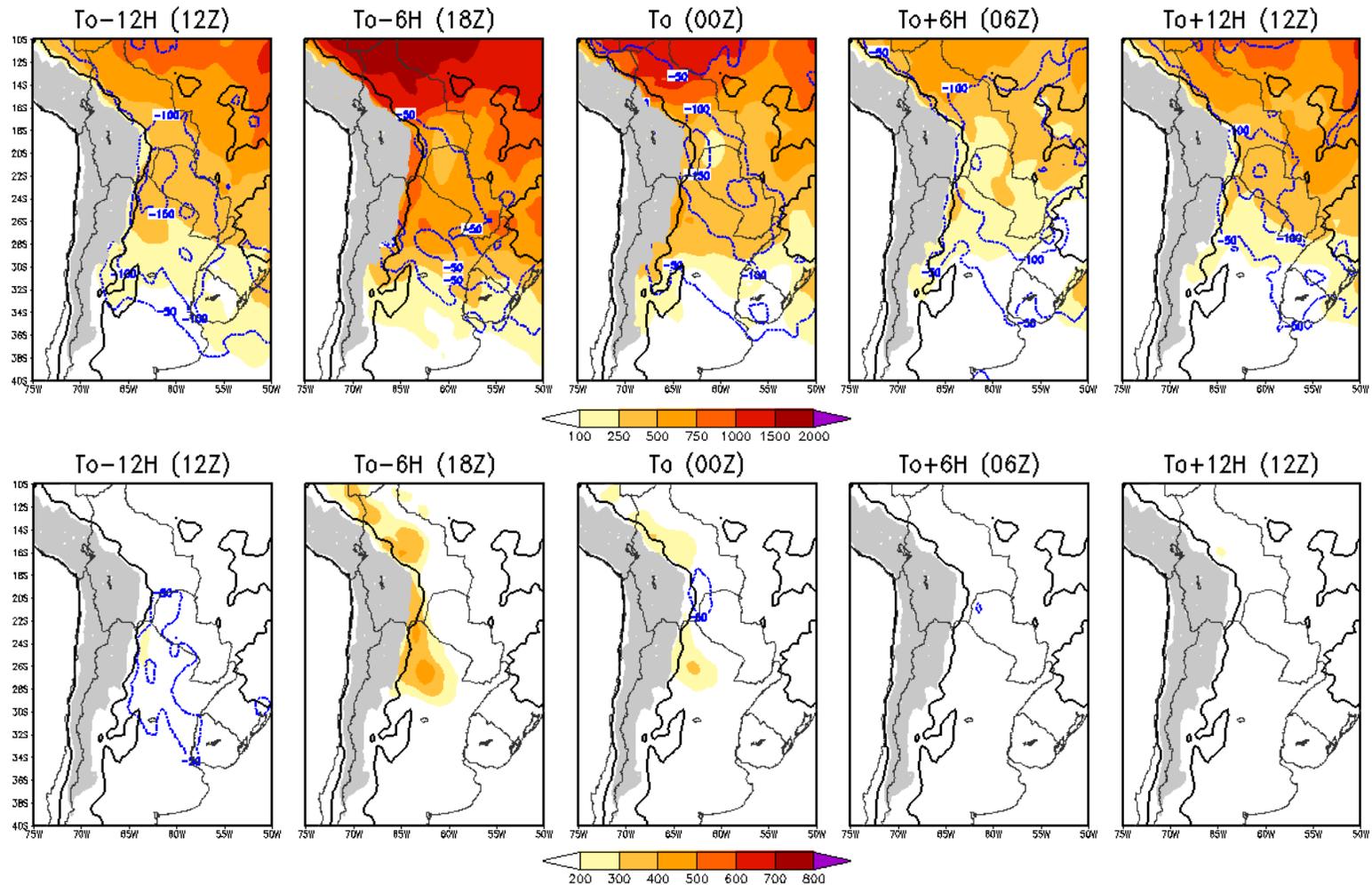


Figura 5.31: Paneles superiores: campo medio de CAPE (J/kg, sombreado) y CINE (J/kg, contornos). Paneles inferiores: anomalía de CAPE (J/kg, sombreado) y CINE (J/kg, contornos). Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 00Z en la región NOA. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua negra.

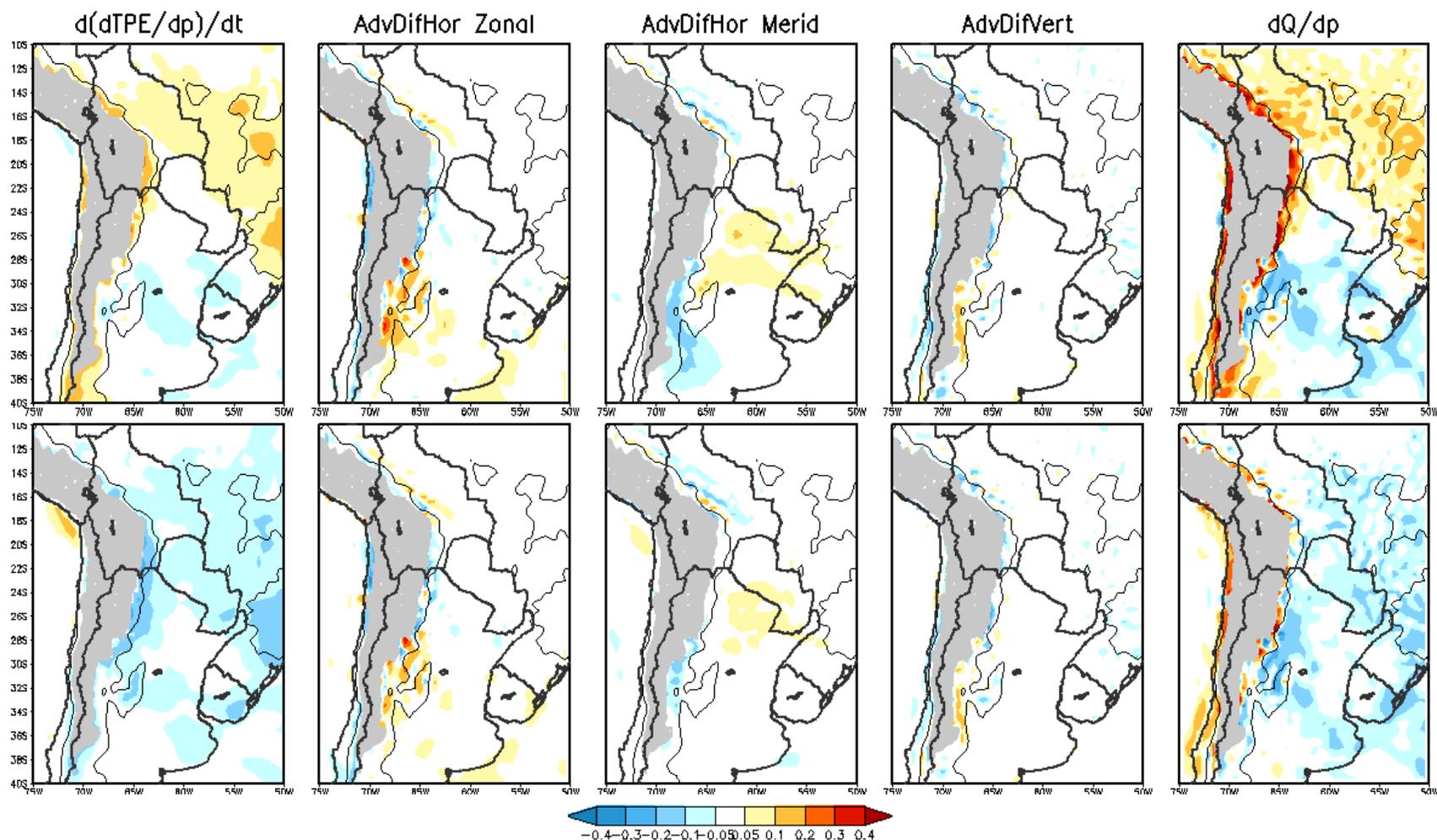


Figura 5.32: Paneles superiores: términos de la ecuación de la variación local de la IPC entre To-12H (06Z) y To (18Z) en K (100hPa h^{-1}). Paneles inferiores: ídem pero para la tendencia de la IPC entre las 18Z (To) y las 06Z (To+12H) del día siguiente. Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z en la región NOA. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua negra.

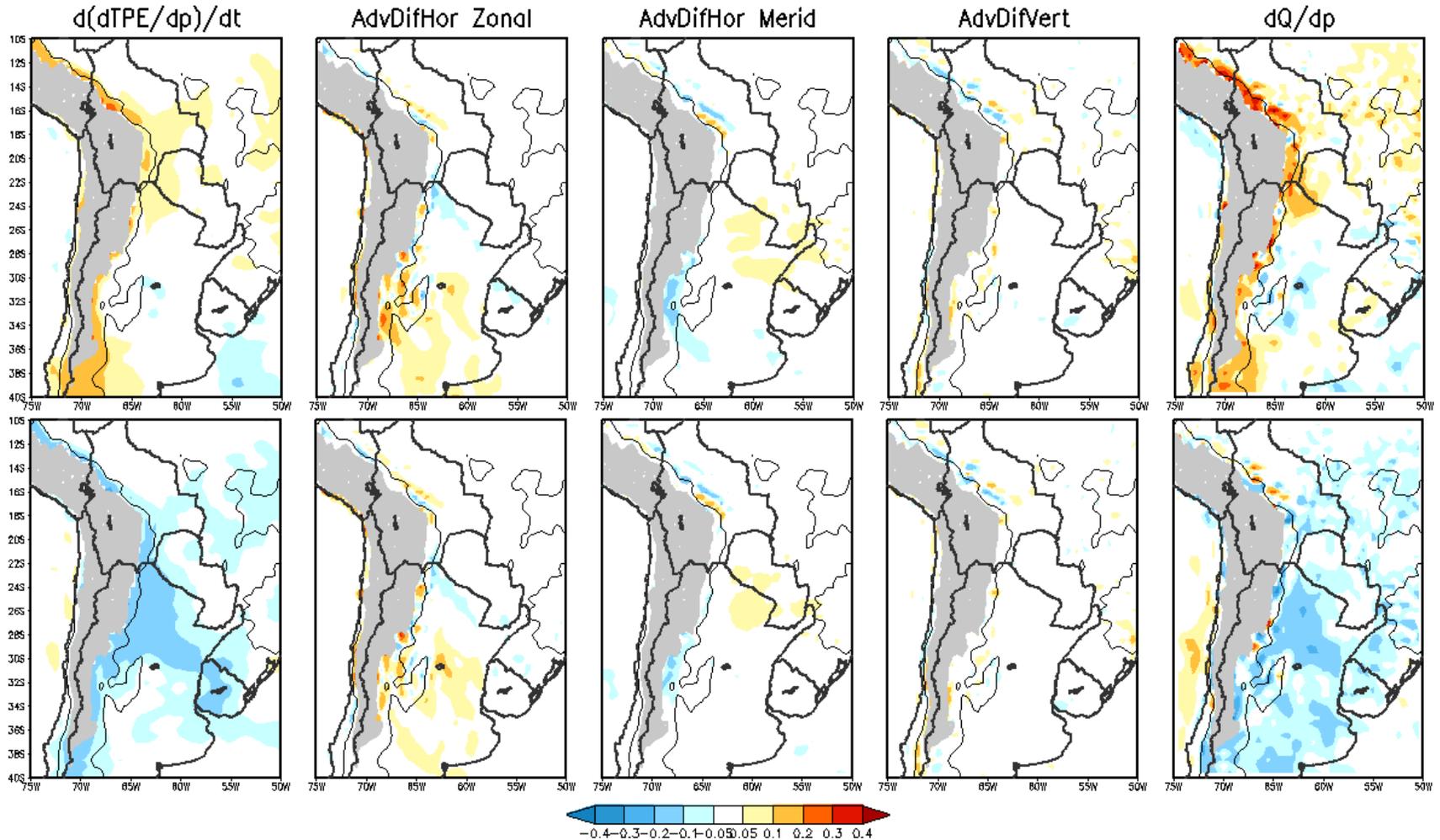


Figura 5.33: Paneles superiores: términos de la ecuación de la variación local de la IPC entre To-12H (12Z) y To (00Z) en K (100hPa h⁻¹). Paneles inferiores: ídem pero para la tendencia de la IPC entre las 00Z (To) y las 12Z (To+12H) del día siguiente. Composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 00Z en la región NOA. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 1500m ha sido sombreado. El contorno de 500m se muestra con una línea continua negra.

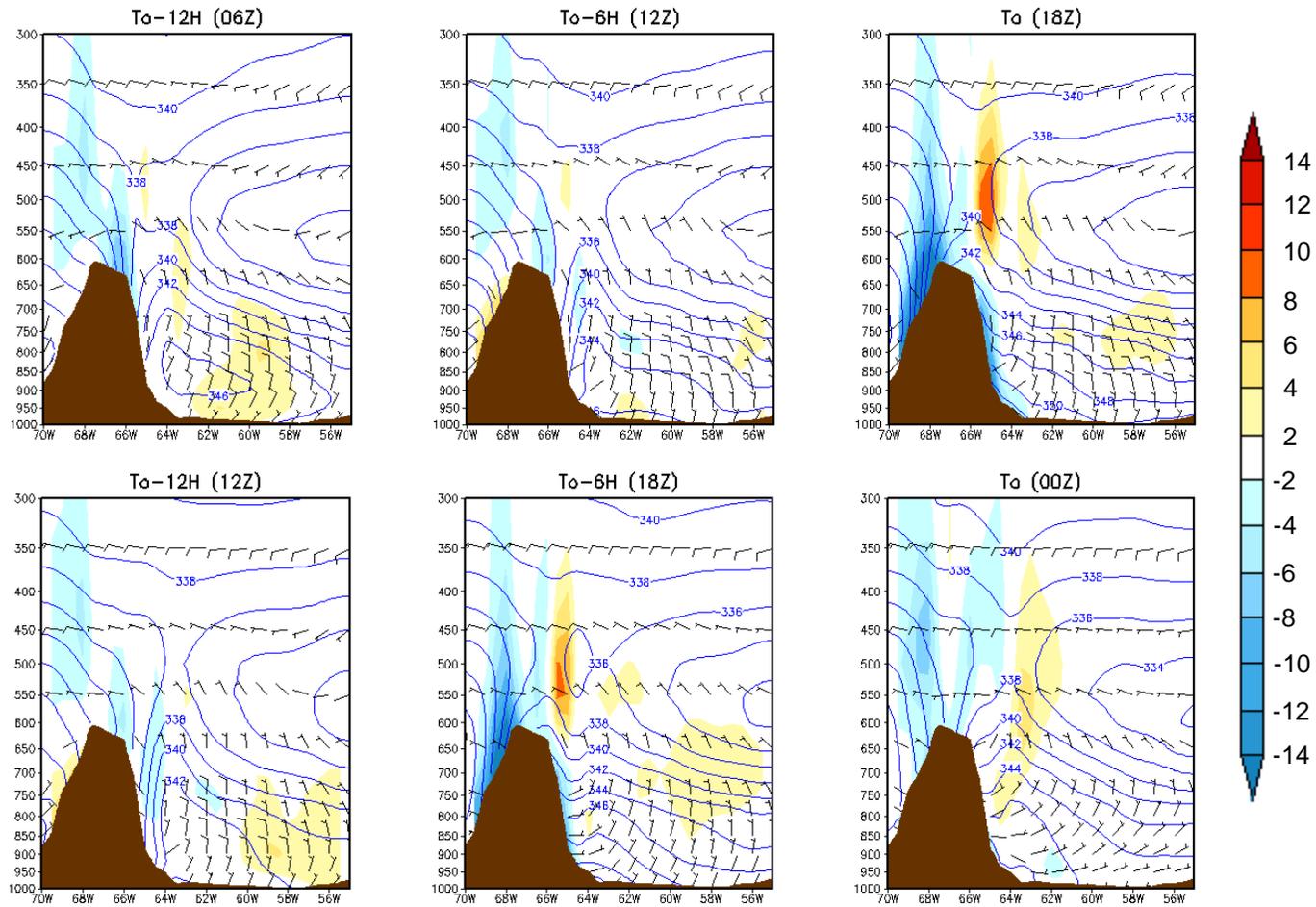


Figura 5.34: Secuencia temporal de corte vertical zonal en 24°S de temperatura potencial equivalente (contornos, K), advección horizontal de temperatura potencial equivalente (sombreado, K/12h) y viento (barbas, m/s) para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z (paneles superiores) y a las 00Z (paneles inferiores) en la región NOA. El perfil de la topografía se muestra sombreado.

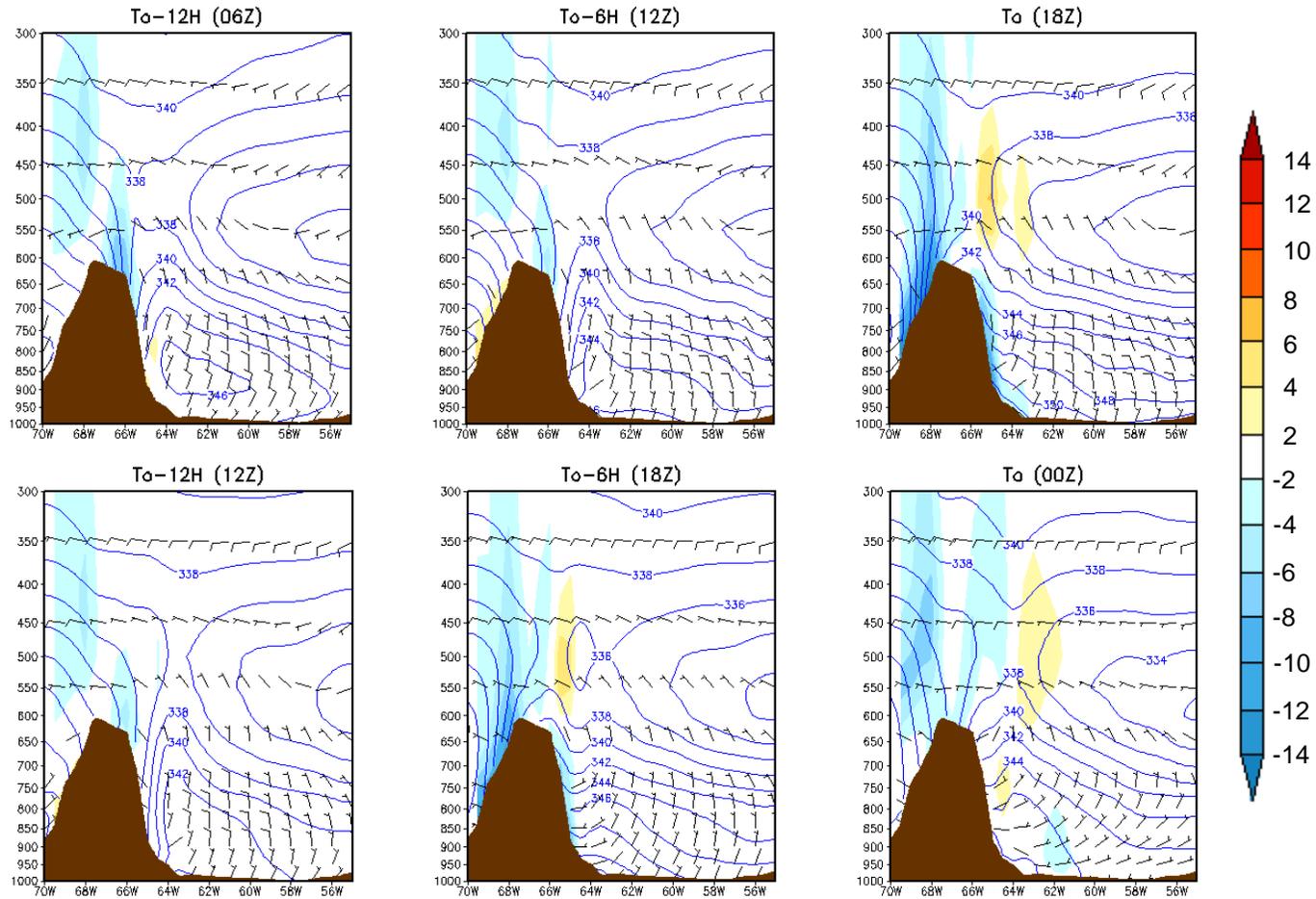


Figura 5.35: Secuencia temporal de corte vertical zonal en 24°S de temperatura potencial equivalente (contornos, K), componente zonal de la advección horizontal de temperatura potencial equivalente (sombreado, K/12h) y viento (barbas, m/s) para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z (paneles superiores) y a las 00Z (paneles inferiores) en la región NOA. El perfil de la topografía se muestra sombreado.

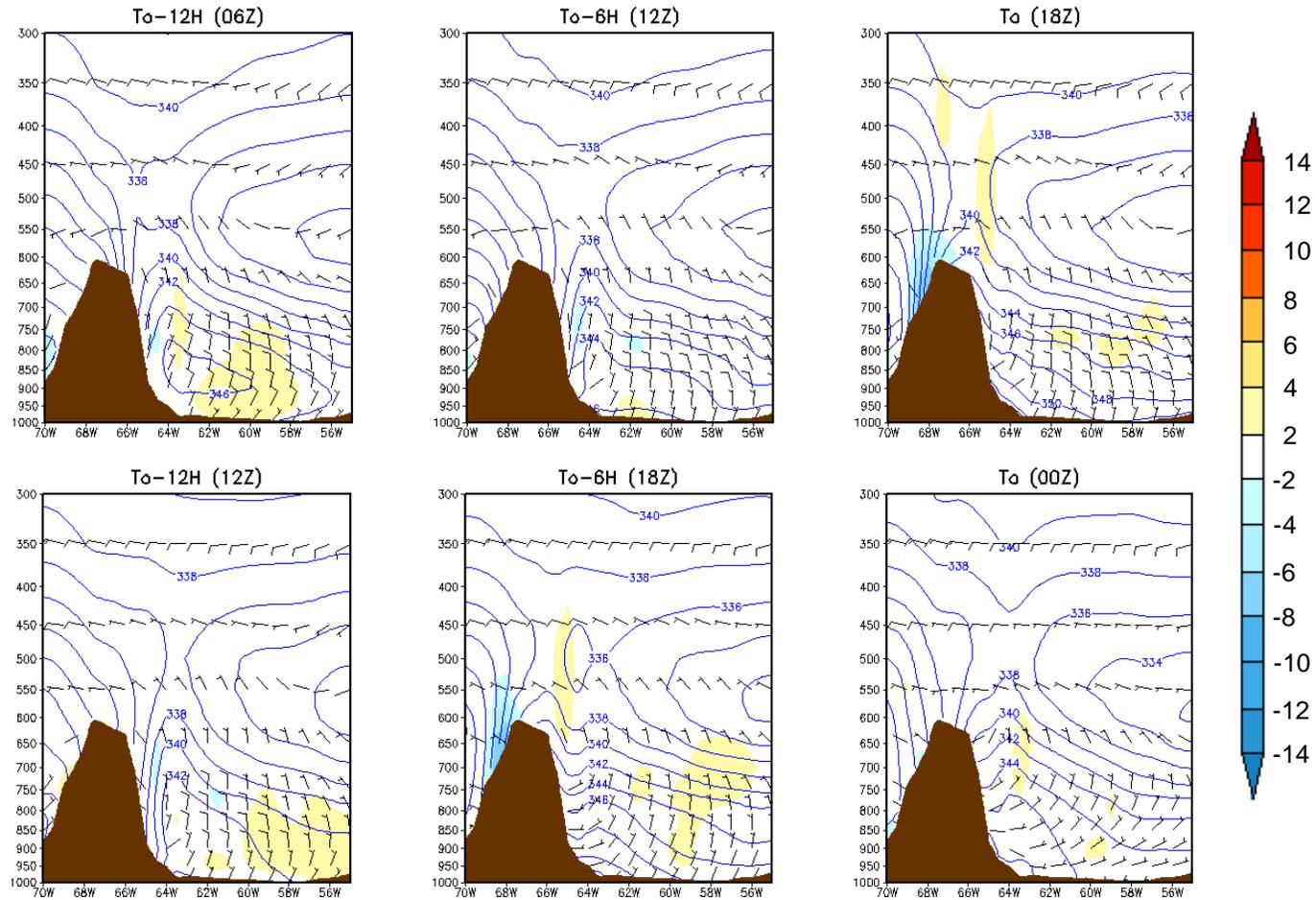


Figura 5.36: Secuencia temporal de corte vertical zonal en 24°S de temperatura potencial equivalente (contornos, K), componente meridional de la advección horizontal de temperatura potencial equivalente (sombreado, K/12h) y viento (barbas, m/s) para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z (paneles superiores) y a las 00Z (paneles inferiores) en la región NOA. El perfil de la topografía se muestra sombreado.

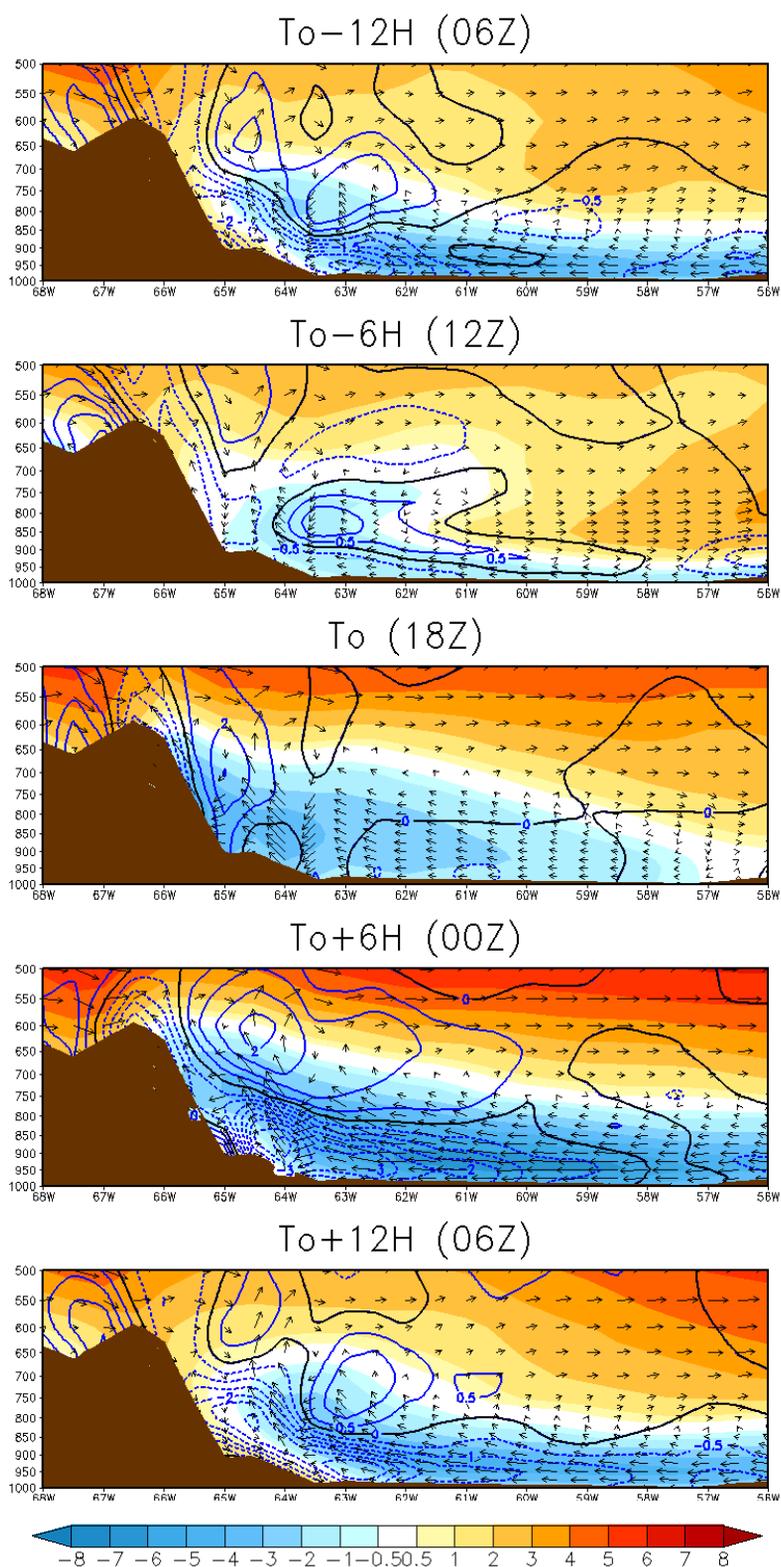


Figura 5.37: Circulación zonal (u, w) en 24°S (vectores, m/s), magnitud de la componente zonal del viento (sombreado, m/s) y divergencia horizontal de masa (contornos azules, 10^{-5} s^{-1}) para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 18Z en la región NOA. El perfil de la topografía se muestra sombreado.

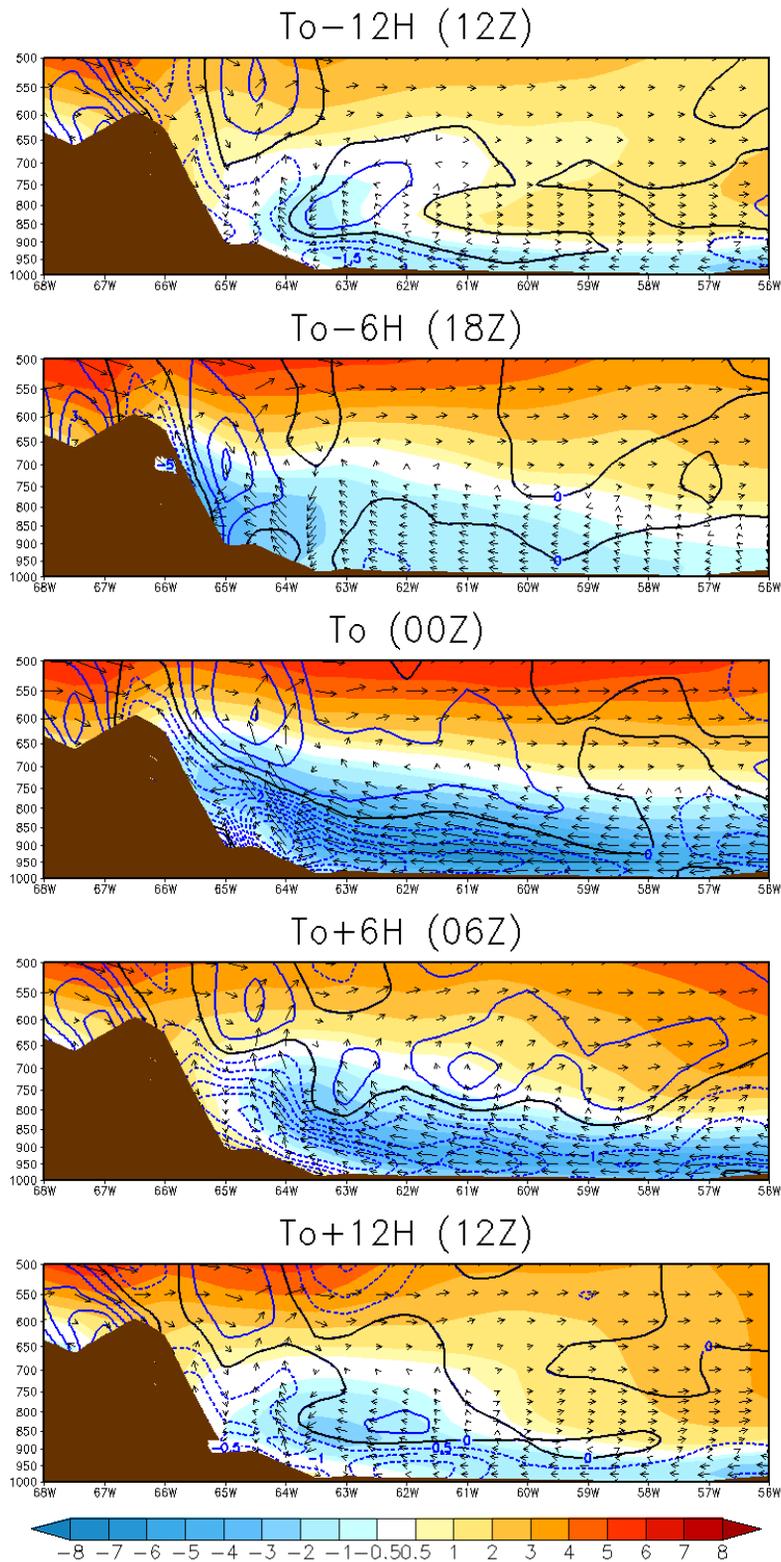


Figura 5.38: Circulación zonal (u, w) en 24°S (vectores, m/s), magnitud de la componente zonal del viento (sombreado, m/s) y divergencia horizontal de masa (contornos azules, 10^{-5} s^{-1}) para la composición de días en los cuales al menos un SCM se inicia a las 00Z en la región NOA. El perfil de la topografía se muestra sombreado.

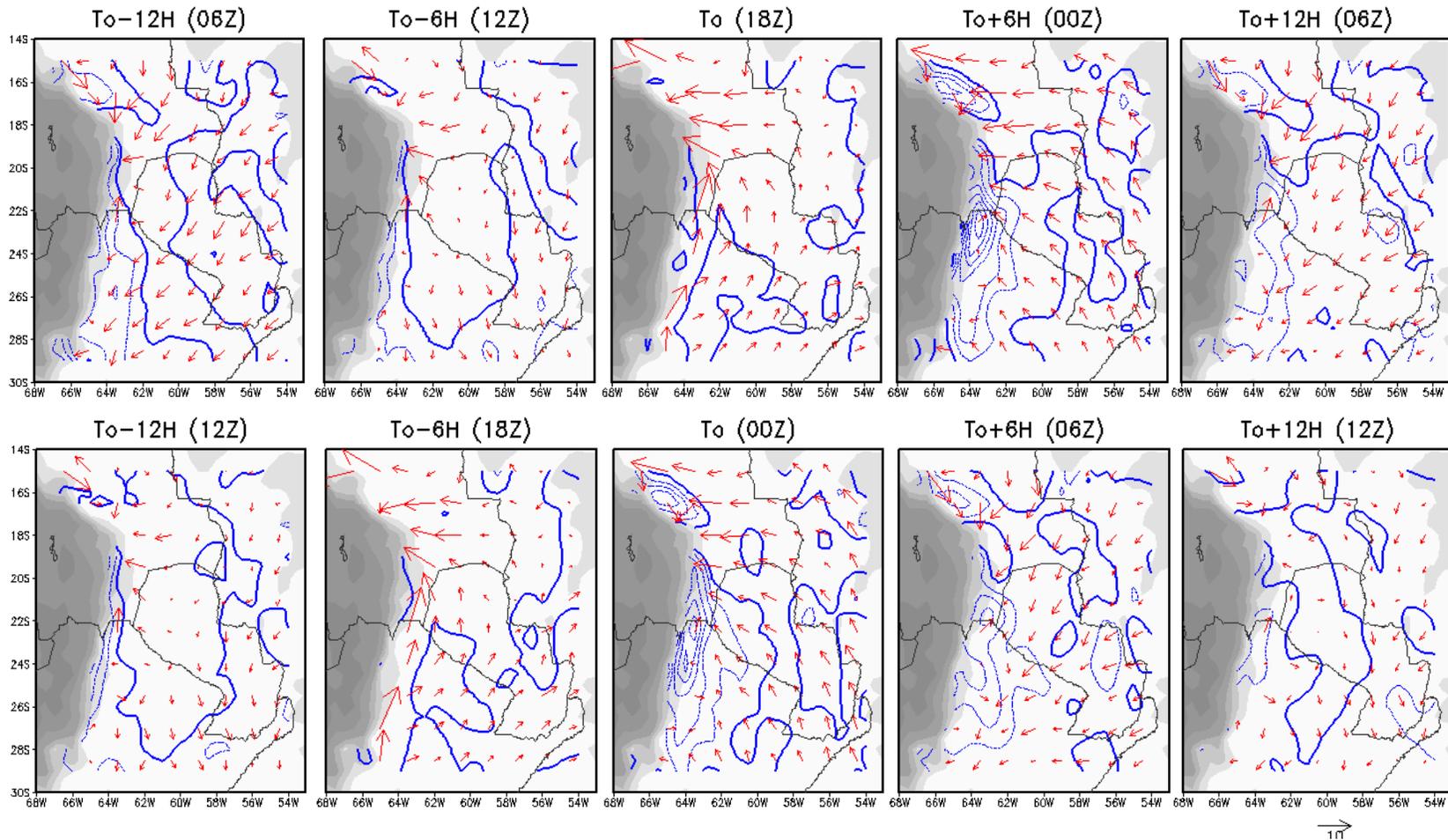


Figura 5.39: Paneles superiores: viento ageostráfico (vectores, m/s) y divergencia (contornos, solo se grafican los valores negativos, 10^{-5} s^{-1}) en el nivel de 900 hPa para la composición de sistemas que se inician a las 18Z en la región NOA. Paneles inferiores: ídem pero para la composición de sistemas que se inician a las 00Z. El contorno de la Cordillera de los Andes superior a 500m y 1500m ha sido sombreado.

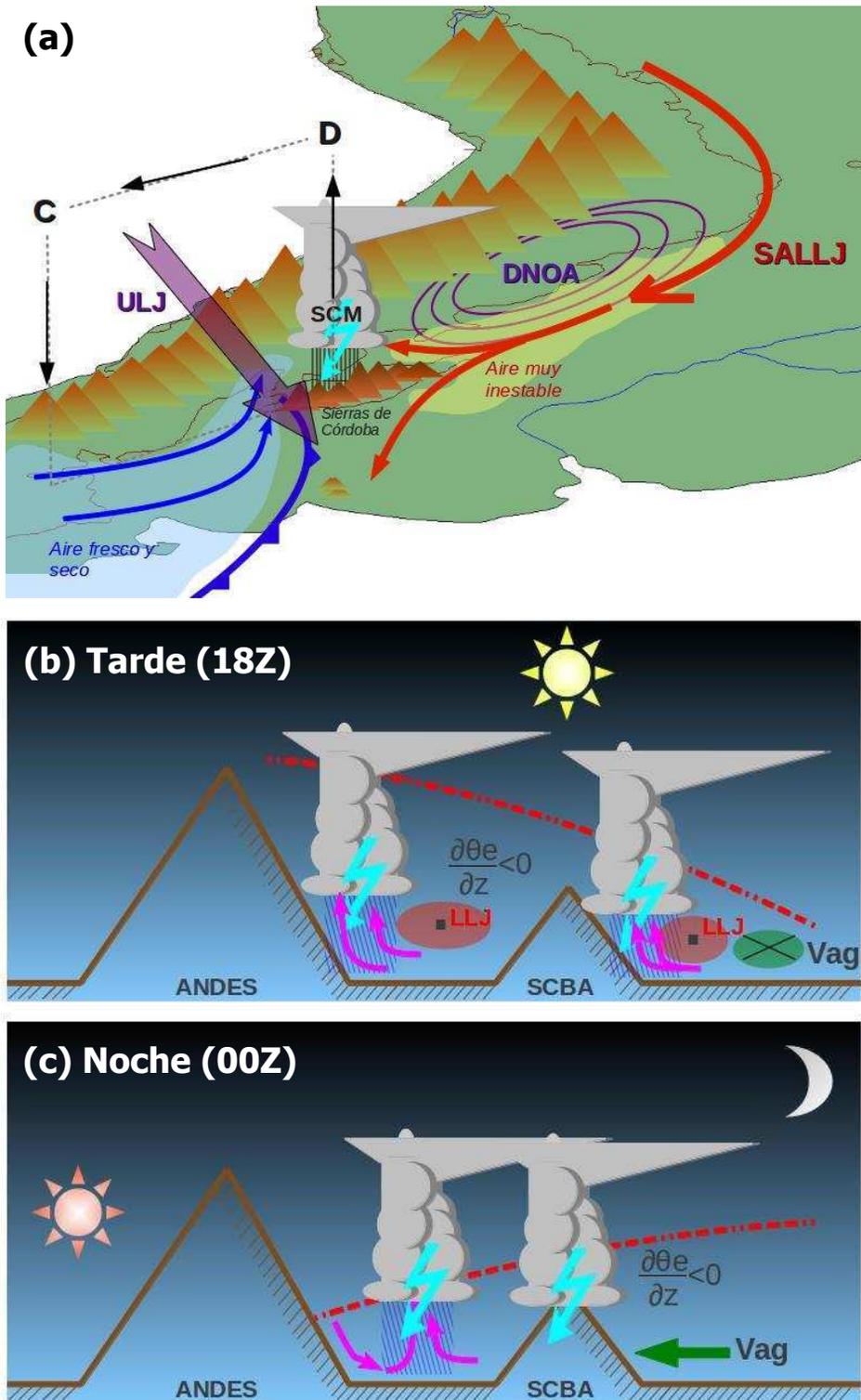


Figura 5.40: Modelo conceptual que describe los elementos principales de la escala sinóptica y meso relacionados con la génesis de sistemas convectivos de mesoescala intensos en la región de las Sierras de Córdoba.

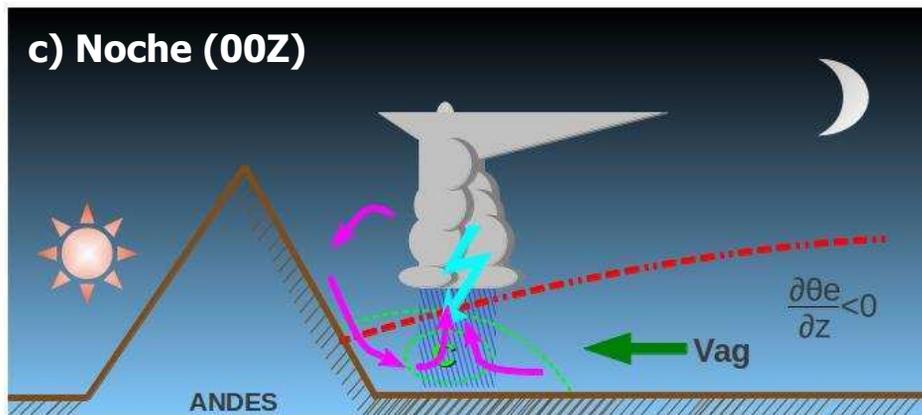
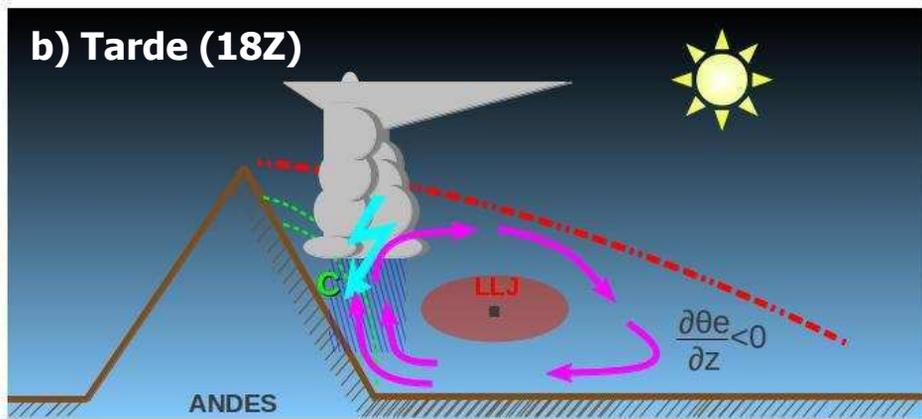
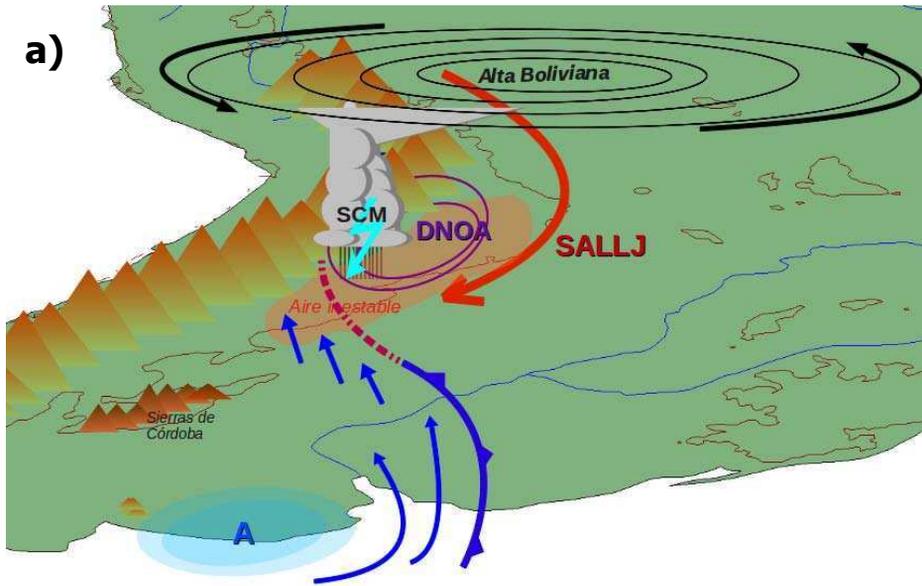


Figura 5.41: Modelo conceptual que describe los elementos principales de la escala sinóptica y meso relacionados con la génesis de sistemas convectivos de mesoescala intensos en la región del Noroeste Argentino.