



Facultad de Ciencias, Universidad de la República
Departamento de Ciencias de la Atmósfera y Física de los Océanos
PEDECIBA Geociencias
Tesis de Doctorado por compendio:

- Ungerovich, M., & Barreiro, M. (2019). Dynamics of extreme rainfall events in summer in southern Uruguay. *International Journal of Climatology*, 39(8), 3655–3667.
- Ungerovich, M., Barreiro, M., & Masoller, C. (2021). Influence of Madden Julian Oscillation on extreme rainfall events in Spring in southern Uruguay. *International Journal of Climatology*, 41(5), 3339–3351.
- Ungerovich, M., & Barreiro, M. (2022). Correction: Dynamics of extreme rainfall events in summer in southern Uruguay, 42(5), 3246–3252.

EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN EN PRIMAVERA Y VERANO EN EL SUR DE URUGUAY

Estudiante: Matilde Ungerovich

Tutor: Marcelo Barreiro

Diciembre 2022

TABLA DE CONTENIDOS

Resumen	1
Abstract	3
Capítulo 1: Introducción	4
1.1 Objetivo	4
1.2 Clima regional	5
1.2.1 Fenómenos meteorológicos	5
1.2.2 Temperatura	10
1.2.3 Precipitación	11
1.3 Metodología	15
1.3.1 Datos utilizados	15
1.3.2 Control de calidad de datos	15
1.3.3 <i>Clustering</i> de estaciones pluviométricas	17
1.3.4 Selección de eventos extremos	18
1.3.5 Clasificación de eventos extremos	18
1.3.6 <i>Composites</i> en verano y primavera	20
1.3.7 Simulaciones con modelo climático regional	21
1.3.8 Validación de las simulaciones	23

Capítulo 2: Primer publicación	26
Capítulo 3: Corrección de primer publicación	40
Capítulo 4: Tercera publicación	48
Capítulo 5: Simulación de eventos extremos en Uruguay: rol de las condiciones iniciales y la física regional	62
5.1 Introducción	62
5.2 Datos y metodología	64
5.2.1 Datos utilizados	64
5.2.2 Modelo y simulaciones	66
5.2.3 Validación	66
5.3 Resultados	68
5.3.1 Interpolación	68
5.3.2 Habilidad del modelo para simular precipitación	69
5.3.3 Relación entre variables atmosféricas y precipitación	71
5.3.4 Casos de estudio	73
5.3.5 Relación entre ENSO y el rol de las IC	75
5.4 Conclusiones	76
Capítulo 6: Discusión global	86
6.1 Comparación entre eventos extremos y eventos aleatorios en verano	86
6.2 Estudio del rol de las condiciones iniciales y las condiciones de gran escala	92
6.3 Relación con oscilaciones climáticas	96

6.4 Comparación entre primavera y verano	97
Capítulo 7: Conclusiones finales	106
References	116

RESUMEN

Esta tesis es un trabajo por compendio formado por tres investigaciones publicadas en revistas arbitradas (una de las cuales es una corrección) y la investigación asociada a una publicación que se encuentra en revisión.

El objetivo de la tesis es el estudio de la dinámica asociada a los extremos de precipitación en primavera y verano en el sur de Uruguay. En la primer publicación se investigan las condiciones atmosféricas asociadas a los eventos extremos del trimestre Diciembre-Enero-Febrero. En este trimestre se clasifica en tres tipos de eventos extremos según las características de la temperatura a 2 metros de altura que es una variable que se asocia con la naturaleza frontal o convectiva de la lluvia. Así, se describe la evolución de las condiciones atmosféricas que dan lugar a la ocurrencia de los diferentes tipos de extremos, enfocando en la circulación en altura, en niveles bajos y a través de un índice de actividad frontal. Los eventos extremos de verano se retoman en la última etapa (publicación en revisión) a través de su simulación con un modelo numérico climático regional. En este caso, el objetivo es investigar el rol de las variables atmosféricas en los extremos de verano. Los resultados indican que las condiciones iniciales tienen gran influencia en la predictibilidad cuando la naturaleza del evento no es convectiva y que la condición inicial que más afecta la calidad del pronóstico es la temperatura a 2 metros de altura.

Por otro lado, en otra publicación se analiza el trimestre Setiembre-Octubre-Noviembre. En esta temporada se encuentra que la dinámica asociada a los extremos se puede dividir en tres grupos de acuerdo a las condiciones de la Oscilación Madden-Julian durante los días previos al extremo. Se concluye que esta oscilación modula las condiciones de gran escala en la atmósfera extratropical (por ejemplo la posición de las corrientes en chorro) que funcionan como guías por donde se trasladan las perturbaciones transientes que se asocian a

los extremos.

ABSTRACT

This thesis combines three papers in scientific refereed journals (one of them is a correction) and the research associated with a publication under revision.

The objective of the thesis is to investigate extreme rainfall events in summer and spring in southern Uruguay. In the first paper, we investigate the atmospheric conditions associated with extreme rainfall events in December-January-February. In this trimester, we classified extreme events into three groups according to their 2-meter temperature spatial pattern that is related to the convective or frontal characteristics of rainfall. Then, we describe the evolution of the atmospheric conditions that favour the occurrence of the different kinds of extremes, focused on atmospheric circulation in upper and lower levels and considering a frontal activity index. Extreme rainfall events in summer are investigated again in the last publication (under revision) with a regional climate model. On this occasion, the objective is to examine the initial condition's role in extreme rainfall events. Our results show that initial conditions influence rainfall predictability when the extremes are not characterized by convection. Also, the initial condition that affects the most is the 2-meter temperature.

On the other hand, in another paper we investigate the trimester September-October-November. In this season, we divide extreme events into three groups considering the phases of Madden-Julian Oscillation during the previous days to the extremes. We conclude that the oscillation modulates large-scale conditions in the extratropical atmosphere (such as the jets' location) that act as waveguides to transient perturbations that cause extreme events.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

Esta tesis es una tesis por compendio, que comprende tres publicaciones (una de ellas es una corrección) y la investigación asociada a una cuarta publicación que está en revisión.

1.1 Objetivo

El objetivo general de la tesis es investigar los eventos extremos de lluvia en el sur de Uruguay durante el semestre cálido. Esto implica entender sus características, su dinámica, las variables que determinan su ocurrencia y su predictibilidad. Inicialmente se estudiaría de la misma manera los extremos en las dos estaciones, pero la investigación demostró que las características de los eventos en los distintos trimestres son lo suficientemente diferentes como para analizarlas por separado. Por lo tanto, el primer objetivo específico es entender la dinámica de estos eventos en verano (Diciembre-Enero-Febrero, DEF) y el segundo objetivo específico es estudiar los eventos de primavera (Setiembre-Octubre-Noviembre, SON). En particular, los eventos de verano se investigan en Ungerovich and Barreiro (2019, 2022) y no muestran una relación fuerte con modos de variabilidad climáticos mientras que los eventos de primavera se asocian a la oscilación Madden Julian (MJO) (Madden and Julian 1994) y se investigan en la publicación Ungerovich et al. (2021). Una vez que se conocen las características de los extremos el siguiente objetivo específico es estudiar el rol de las condiciones iniciales (IC) y la circulación de gran escala en la simulación de los extremos. Para ello se usa un modelo numérico de predicción. Este trabajo se lleva a cabo en la cuarta publicación y está actualmente en revisión. En este último objetivo se elige el trimestre de DEF ya que a la hora de comenzar las simulaciones el análisis de esta temporada estaba más avanzado. Entonces, se realizan simulaciones con el modelo RegCM4.7 (Giorgi and Anyah 2012) y se analizan resultados. El modelo se corre en dos

modalidades: modo tiempo (WL) y modo clima (CM). La diferencia entre ambos modos es que en WL las IC, que son tomadas de reanálisis, son realistas en un tiempo cercano al de la simulación, mientras que en CM las IC son realistas meses antes de la simulación de los extremos por lo cual en este último caso las simulaciones dependen en mayor medida de las condiciones de borde (BC). Estos resultados permiten entender la importancia de las condiciones iniciales en la calidad de la simulación.

1.2 Clima regional

1.2.1 Fenómenos meteorológicos

El clima es un sistema no lineal con variaciones en muchas escalas de tiempo y espacio debido a la interacción de una amplia variedad de procesos y fenómenos. Los principales fenómenos meteorológicos que caracterizan el clima regional en el Sudeste de Sudamérica (SESA) son los anticiclones semi permanentes del Atlántico y del Pacífico, la corriente en chorro de altura, el pasaje de ondas y frentes y la corriente en chorro de capas bajas (LLJ). La figura 1.1, tomada de Reboita et al. (2010) representa de manera esquemática los principales sistemas atmosféricos presentes en la baja y alta tropósfera en América del Sur.

Los anticiclones semi permanentes son regiones de altas presiones y por ende, de descenso de aire, lo cual genera condiciones muy estables en la baja tropósfera. A su vez, suelen ser zonas cubiertas de estratocúmulos que limitan la radiación incidente y como consecuencia la temperatura de superficie del mar (SST), provocando una inversión térmica. Ambos anticiclones se trasladan "siguiendo" al Sol, por lo cual se ubican en una posición más al norte de la posición promedio en invierno austral y en una posición más al sur en verano austral. El anticiclón del Atlántico también afecta las condiciones de vientos medios en la zona de Uruguay. Tiene un núcleo de 1020 hPa centrado en latitud 30°S en verano, mientras que en primavera el centro se ubica en 28°S y su núcleo tiene 1023 hPa. Esto genera que en Uruguay los vientos predominantes en niveles bajos sean norestes

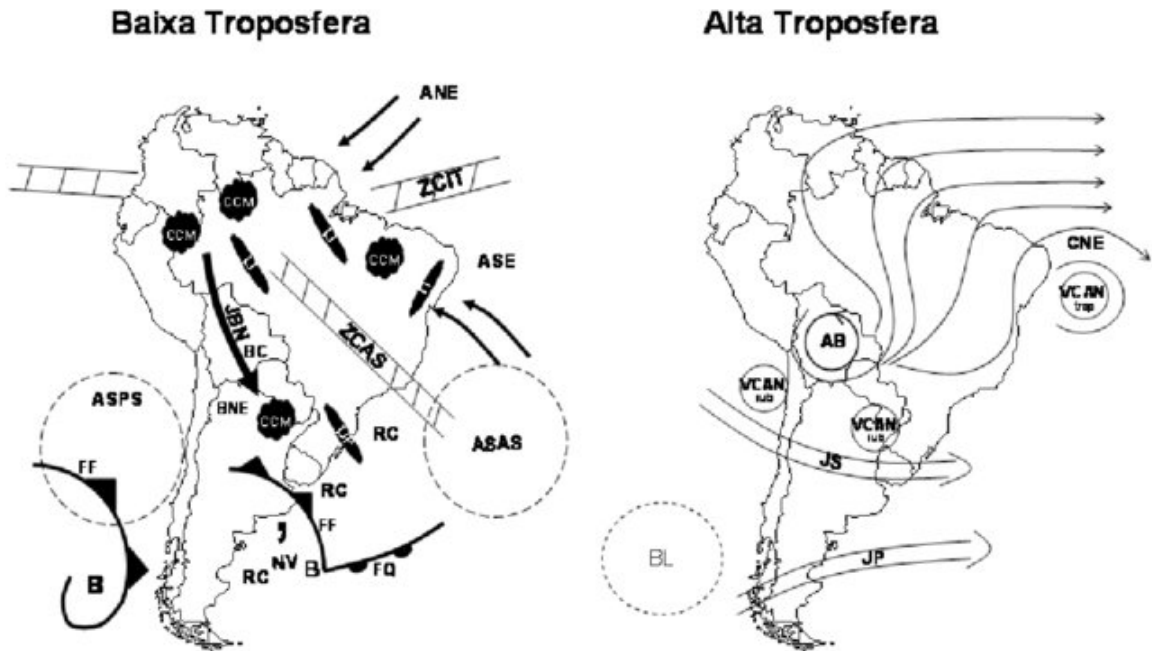


Figura 1.1: Fenomenología en Sudamérica, tomada de Reboita et al. (2010)

en primavera y verano (Fig. 1.2). En invierno los vientos predominantes son de componente *este* al norte del país y *oeste* al sur. Las intensidades medias trimestrales son muy bajas (7.2 km/h) debido a la alta variación de direcciones horarias (Barreiro et al. 2021; Ungerovich and Barreiro 2014). Por otro lado, también es importante considerar los anticiclones transientes, que aparecen como perturbaciones de la circulación media y pueden afectar la región de Uruguay generando bloqueos (Giacosa et al. 2020). Estos bloqueos ocurren cuando los anticiclones transientes persisten en una ubicación durante varios días, dificultando el traslado de las ondas transientes.

La corriente en chorro de altura es una región de máximo local de vientos en el tope de la tropósfera. En el Hemisferio Sur, en el período Diciembre-Marzo, se observa un único máximo con una velocidad media de 35 m/s ubicado entre 42°S y 45°S. En cambio, en el período Abril-Noviembre se encuentran dos máximos: el chorro Subtropical ubicado alrededor de los 30°S con velocidades medias entre 45 y 50 m/s y el chorro Polar, que en Setiembre-October se ubica en 55°S y tiene velocidades medias de 35 m/s (Gallego et al. 2005). La figura 1.3 muestra los vientos climatológicos en altura para los trimestres

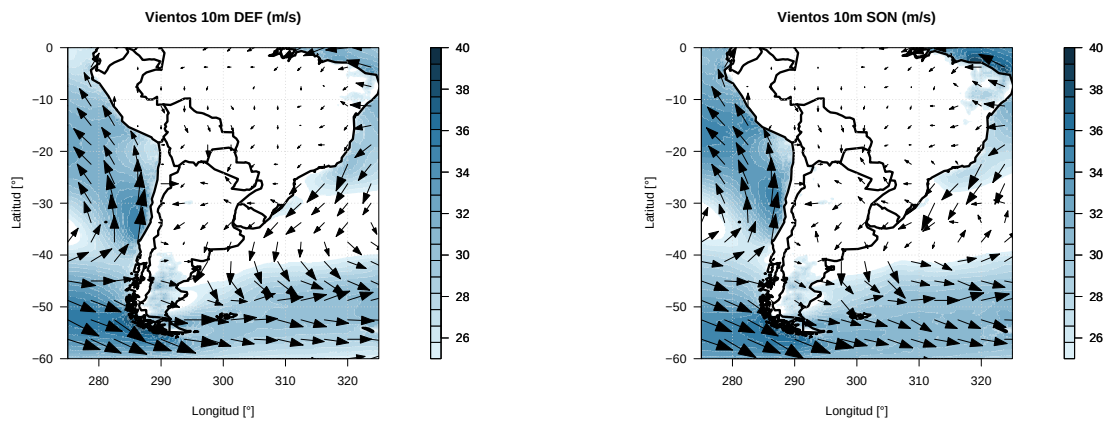


Figura 1.2: vientos climatológicos en superficie con datos de ERA5. Las flechas indican la dirección y dan una idea del módulo del viento mientras que los colores del sombreado lo cuantifican. La dirección se calcula con la moda de los vientos horarios y la intensidad se calcula con promedios mensuales de cada componente de la velocidad.

DEF y SON, fue generada con datos de reanálisis ERA 5 (Hersbach et al. 2020). Si bien no coinciden exactamente con los meses de estudio de la publicación mencionada, se observan patrones similares en cuanto a la ubicación de las corrientes en chorro. La importancia de estas corrientes intensas radica en que en las regiones de aceleración del chorro, a través de su componente ageostrófica, se ven afectadas las condiciones del tiempo superficiales (Holton 1973). Esto se debe a que el pasaje de ondas transientes está asociado a la posición y estructura del chorro de altura: el chorro de altura define las vías por donde transitan las ondas de Rossby. Esto es importante ya que las latitudes medias se caracterizan por el pasaje de ondas baroclínicas (transientes). En particular, a nivel continental SESA presenta un máximo de formación de ciclones. Debido a que los ciclones tienen asociados frentes fríos y cálidos, la zona de estudio es una región de pasaje frecuente de frentes durante todo el año, pero en mayor medida en el período Mayo-Diciembre (Solman and Orlanski 2014). El pasaje de frentes genera cambios abruptos en las condiciones atmosféricas y muchas veces se asocia a precipitaciones intensas y prolongadas.

En niveles altos los vientos en Sudamérica son principalmente del oeste, con varia-

ciones debido a la ubicación e intensidad de la Alta Boliviana (Fig 1.3). La Alta Boliviana es consecuencia de la liberación de calor debido a la precipitación del monzón de Sudamérica y por ende su posición e intensidad varían a lo largo del año. En consecuencia, los vientos son *oestes* al sur de 15°S en primavera y al sur de 20°S en verano. Las desviaciones estándar son mayores en vientos zonales que en vientos meridionales (Ungerovich and Barreiro 2014), pero son las desviaciones meridionales de los vientos las que modulan la formación y el movimiento de los sistemas de alta y baja presión.

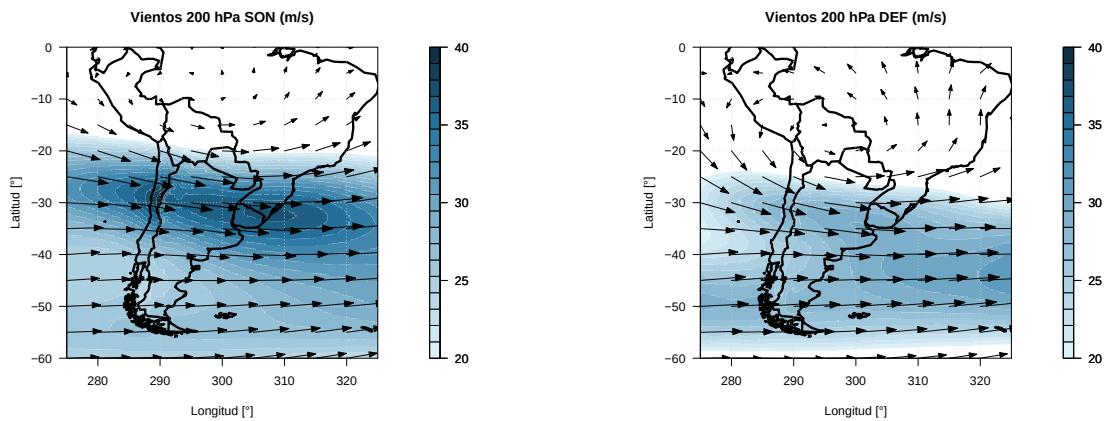


Figura 1.3: vientos climatológicos en niveles altos con datos de ERA5. Las flechas indican la dirección y dan una idea del módulo del viento mientras que los colores del sombreado lo cuantifican. La dirección e intensidad se calcula con promedios mensuales de cada componente de la velocidad.

El LLJ es un flujo meridional de viento que se observa a lo largo de cadenas montañosas cuyos máximos de velocidad se encuentran en torno a 2000 metros de altura. En América del Sur, el LLJ está presente durante todo el año, advectando humedad desde el Amazonas y desde la alta presión del Atlántico hacia el sur de Brasil, norte de Argentina y Uruguay. En verano ocurre la mayor advección y proviene principalmente del Amazonas (Marengo et al. 2004). La dirección e intensidad del LLJ son claves para definir la actividad de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS), definida como una región convectiva que se extiende desde la cuenca del Amazonas hasta el sur de Brasil incluyendo parte del sureste

del Océano Atlántico (Carvalho et al. 2004; Kodama 1992). En general, cuando la ZCAS está activa debido a convergencia de humedad, en parte advectada por LLJ, las lluvias en SESA son escasas, y viceversa. Esta dinámica da lugar a un dipolo con anomalías de precipitación de signo opuesto con centros ubicados en SESA y ZCAS, que tiene variabilidad en muchas escalas de tiempo. A su vez, en Uruguay durante verano la precipitación excede a la evaporación, por lo cual es necesaria la advección de humedad para completar el balance. Entonces, el LLJ es particularmente importante en la precipitación en Uruguay, especialmente en verano y en menor medida en primavera.

Por otro lado, la región también es influenciada por teleconexiones, tales como aquellas generadas por El Niño Oscilación Sur (ENSO) y la Oscilación de Madden-Julian (MJO). ENSO es el principal modo de variabilidad climática interanual. Las anomalías de SST en la región del ecuador asociadas a ENSO modifican las lluvias tropicales y las perturbaciones atmosféricas asociadas afectan el clima en diferentes regiones del mundo. Con respecto a la precipitación, varios estudios prueban correlaciones significativas entre anomalías de precipitación en SESA y las fases extremas de ENSO. Barreiro (2010) demuestran que existe gran predictibilidad en SESA durante las estaciones y períodos en los cuales ENSO tiene influencia. De hecho, concluyen que en primavera ENSO explica alrededor del 50 % de la variabilidad de precipitación en SESA. Además, Barreiro (2017) encuentran que algunos ENSO inducen anomalías positivas de precipitación en el sur de Uruguay al favorecer un anticiclón sobre Brasil cuyos vientos asociados en niveles bajos son del norte y transportan humedad hacia el sur de Uruguay. También, Martín-Gómez and Barreiro (2016) concluyen que las anomalías de temperatura en la zona Niño 3.4 afectan la precipitación en SESA en primavera a través de la interacción de un tren de onda de Rossby inducido por el Océano Índico y otro forzado por el Océano Pacífico tropical. Además, Tedeschi et al. (2015) demuestran que durante años Niña hay menor frecuencia de eventos extremos de lluvia en primavera en Uruguay, principalmente durante eventos Niña del Pacífico Central. Sin embargo, no encuentran una relación significativa en años Niño.

La MJO es el principal modo de variabilidad en escala intraestacional. Donald et al. (2006) estudian la influencia de las diferentes fases de MJO en la precipitación diaria. Considerando las fases 4 y 5 de MJO cuando el centro de convección está en el Continente Marítimo, encuentran que durante todo el año la fase 4 se asocia a una anomalía positiva de precipitación en el sur de Uruguay, mientras que la fase 5 favorece anomalías positivas únicamente desde mayo hasta octubre. Por otro lado, Curtis (2017) estudian la relación entre las fases e intensidades de la oscilación durante un trimestre y la precipitación en el siguiente trimestre. En particular, la precipitación en primavera en Uruguay tiende a ser mayor cuando durante el invierno previo MJO estuvo mayoritariamente activa en la fase 7 (centro de convección en el Pacífico oeste). Alvarez et al. (2016) encuentran que MJO influencia el clima de América del Sur durante todas las estaciones y que, en particular, la fase 3 de MJO favorece extremos semanales de precipitación en el norte de Uruguay durante verano y la fase 5 los favorece durante primavera. Enfocados en la precipitación en Uruguay Tedesco (2018) concluyen que el mayor efecto de MJO en la precipitación se observa sobre una estación meteorológica ubicada en el sur del país durante primavera.

1.2.2 Temperatura

La figura 1.4 muestra las temperaturas medias del aire en América del Sur y fue generada con datos de reanálisis ERA 5. Se destacan los valores mínimos en las regiones montañosas (oeste del continente) y un aumento de los valores hacia el norte. En particular, en SESA tanto las temperaturas medias como las temperaturas máximas y mínimas (no se muestran) aumentan hacia el noroeste en verano y en primavera; y hacia el norte en otoño e invierno. Esto es consecuencia del efecto de la cercanía al mar que modula el calentamiento en las zonas aledañas durante el semestre cálido. En Uruguay, debido a la ausencia de topografía significativa que altere el clima a nivel país, las temperaturas varían con la radiación incidente y la cercanía al mar. Las temperaturas máximas medias en verano varían entre los 25°C y 30°C, en otoño van desde 22°C a 25°C, en invierno están entre 15°C y 20°C y en

primavera el rango es 19°C-24°C. Las temperaturas mínimas tienen un comportamiento espacialmente más irregular con regiones de valores máximos y mínimos dispersas en el país. Los valores extremos de las temperaturas mínimas en verano son 18°C-20°C, en otoño van entre 13°C y 14°C, en invierno están entre 6°C y 8°C y en primavera el rango es 12°C-14°C. La variabilidad interanual de las temperaturas medias es baja: 0.6°C en verano y primavera y rangos entre 0.8 y 1°C en el semestre frío (Barreiro et al. 2019).

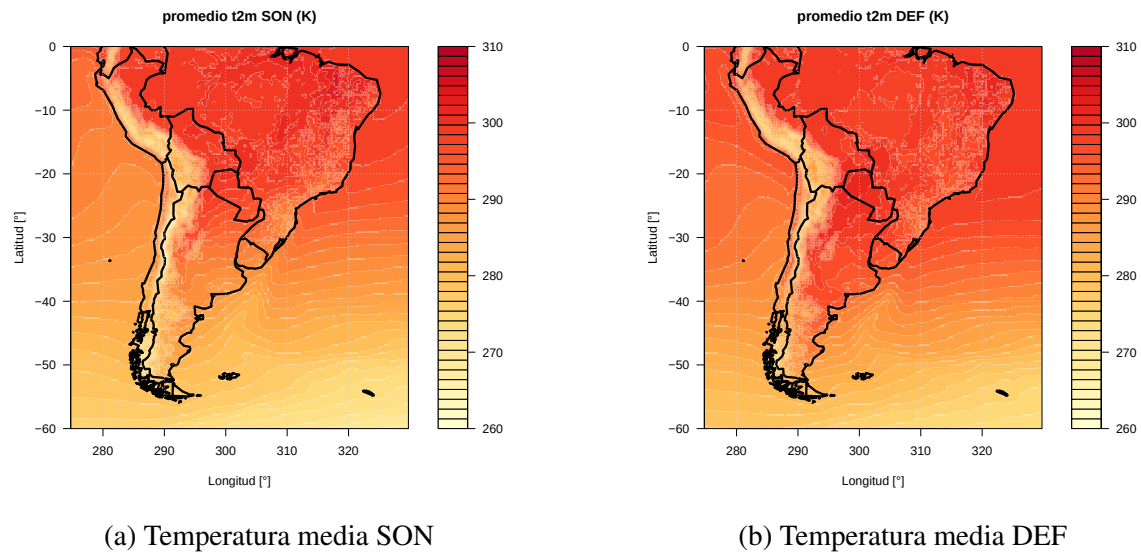


Figura 1.4: Temperatura del aire a 2 metros con datos de ERA5

1.2.3 Precipitación

Las precipitaciones tienen un comportamiento más complejo que la temperatura. La figura 1.5 muestra las precipitaciones acumuladas trimestrales en primavera y en verano. Se generó con datos de reanálisis ERA 5. En Sudamérica en verano hay un máximo en Amazonas que se extiende hacia el sureste definiendo la zona de lluvias que alcanza los 40°S. En este trimestre la advección de humedad asociada al LLJ es imprescindible para mantener las condiciones lluviosas. En particular, las precipitaciones de verano en Uruguay están asociadas a la humedad advectada por estos vientos. En cambio, en invierno (no se

muestra) el máximo de lluvias se encuentra al sur de Brasil y disminuye hacia el oeste. Durante este trimestre las precipitaciones no son tan dependientes del LLJ sino del chorro de altura que modula el recorrido de los sistemas de bajas presiones. En otoño y primavera las características de las precipitaciones son una combinación de lo que ocurre en verano y en invierno (Barreiro et al. 2019).

Debido a su ubicación, Uruguay es afectado por sistemas sinópticos subtropicales y extratropicales. Esto causa que la región no se caracterice por un ciclo anual definido, sino que se registran lluvias a lo largo de todo el año (Rodriguez and Cavalcanti 2006). El promedio mensual de acumulado es de 130 mm en el norte del país y 100 mm en el sur (Barreiro et al. 2019). Las precipitaciones son causadas por el pasaje de frentes (Cavalcanti and Kayano 1999; Vera et al. 2002) y por sistemas convectivos (Ávila et al. 2015; Velasco and Fritsch 1987). La variabilidad interanual de las precipitaciones tiene un máximo en verano en el norte y noroeste del país que alcanza los 220 mm con mínimos de 100 mm en el sur del país. En las estaciones intermedias los máximos se encuentran en el norte con 200 mm y los mínimos son de 110 mm, mientras que en invierno la desviación es la más baja y pareja con un rango entre 100 y 130 mm (Barreiro et al. 2019).

En Uruguay los acumulados en eventos extremos de lluvia suelen representar un porcentaje importante de los valores estacionales. En particular, durante el período de estudio (1981-2013) se encuentran 9 (7) años en los cuales el acumulado de precipitación en eventos extremos de primavera (verano) superó el 40% del acumulado estacional. Estos eventos afectan al país en varias áreas. Para empezar, la economía de Uruguay se basa en los sectores agrícola, ganadero y turístico. Por ejemplo, el sector ganadero es dependiente de la distribución de lluvias (INALE 2017; Baethgen 2010). El turismo, que representa el 4% del PBI y genera el 6% del empleo (Mordecki 2014), se centra en verano y en la región costera (Brida et al. 2010), por lo cual también se ve influenciado por las precipitaciones. Por otro lado, más del 50% de la energía de Uruguay es hidroeléctrica (Fornillo 2021; Casaravilla and Chaer 2020), también dependiente de las lluvias. Además, los eventos extremos gen-

eran daños sociales ya que causan cortes de energía, inundaciones repentinas, desalojos de viviendas e impedimento de llegar a ciertas regiones.

Algunos eventos extremos de precipitación son iniciados a través de un fenómeno sinóptico, como ser un frente mientras que otros se asocian a sistemas de mesoescala (SCM). En muchos casos, los SCM están asociados a sistemas sinópticos y ambos ocurren en simultáneo. En particular, en Uruguay los frentes son responsables de más del 70% de las precipitaciones acumuladas anuales, con entre un 36 y el 48% (aumentando hacia el norte) de las lluvias asociadas a frentes cálidos y entre un 12 y un 24% (aumentando hacia el este) a frentes fríos. En primavera el 20% del acumulado trimestral de lluvia se asocia a frentes fríos y los frentes cálidos mantienen el mismo porcentaje que en el acumulado anual (entre 12 y 24% aumentando hacia el este). Por otro lado, en verano el 24% (12%) de los acumulados en el sur (norte) se asocian a frentes fríos mientras que los frentes cálidos son responsables de entre el 24 y el 42% de las precipitaciones con mayores porcentajes en el norte del país. En Uruguay la frecuencia de frentes es de entre un 5 y un 20% es decir que ocurre un frente cada 5-20 días (Catto et al. 2012). Además, Solari (2021) encuentran que durante la primavera extendida (Setiembre-Diciembre) en el suroeste de Uruguay entre el 50 y el 60% de la precipitación extrema es acumulada durante eventos frontales mientras que este porcentaje se reduce a 20-30% en el norte del país. Entre el 2.5 y el 14% de los días de precipitación frontal son días de precipitación extrema (este porcentaje es 10 en el sur de Uruguay). En cambio, los SMC son un conjunto de tormentas organizadas cuya dimensión supera la de una celda individual y suele durar algunas horas. Estos sistemas son responsables de hasta el 95% de la precipitación de Sudamérica subtropical durante el semestre cálido (Nesbitt et al. 2006; Rasmussen and Houze Jr 2016) y son responsables de los eventos con consecuencias severas tales como granizo, inundaciones y tornados. Unos días antes de la ocurrencia de SCM en la cuenca del Plata se observa una vaguada en niveles medios que se traslada lentamente hacia el este y cruza los Andes e induce una vaguada de niveles bajos en Argentina y como consecuencia un LLJ activo. En general, la entrada del

Jet Streak en 250 hPa se ubica sobre la cuenca del Plata e induce movimientos ascendentes. Tanto los patrones atmosféricos como los SCM son más intensos en los eventos de primavera que en los de verano (Piersante et al. 2021). Dentro de estos sistemas se encuentran los complejos convectivos de mesoescala (CCM) y las líneas de turbonada. Los complejos convectivos de mesoescala se definen como sistemas con cobertura de nubes con temperaturas menores a -32°C , área de al menos 100.000km^2 y forma circular (excentricidad mayor a 0.7) (Maddox 1980). Por otro lado, en las líneas de turbonada las tormentas se agrupan en forma alargada y suelen formarse delante de un frente frío. Las líneas de turbonada se forman en ambientes inestables que cumplen ciertas combinaciones de piscina fría (*cold pool*) y cortante vertical de viento (Rotunno et al. 1988; Weisman and Rotunno 2004). Las piscinas son regiones de aire más frío que su ambiente que se forman debido a la evaporación que se genera en corrientes descendentes. Estas condiciones suelen darse delante de los frentes fríos.

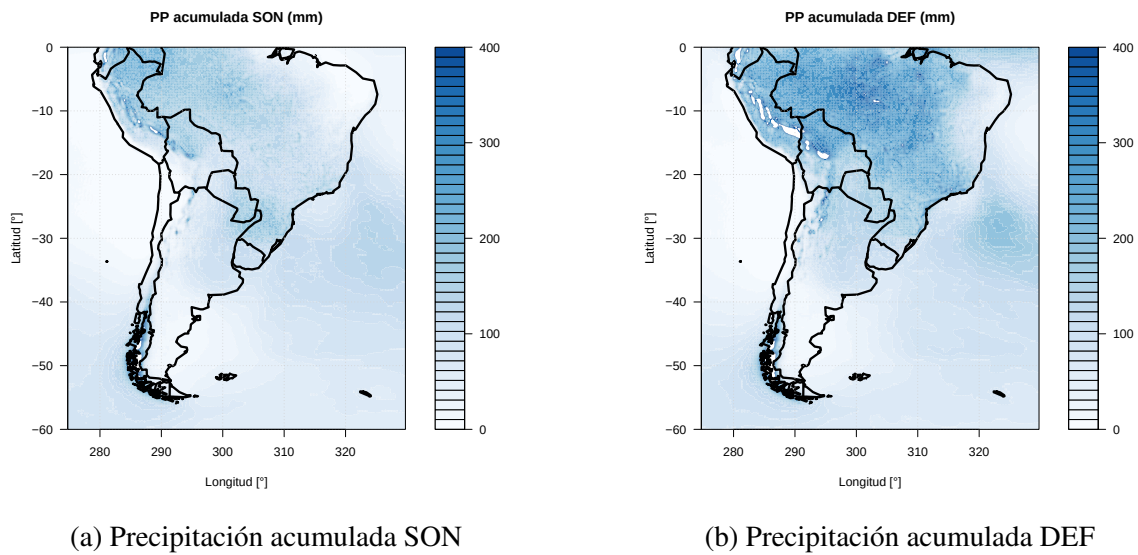


Figura 1.5: Precipitación acumulada trimestral con datos de ERA5

1.3 Metodología

1.3.1 Datos utilizados

Se utilizan datos observados (OBS) en 47 pluviómetros en Uruguay de Inumet (*INUMET* 2017) e INIA (*INIA* 2017) para el período Setiembre-Febrero 1980 2013. Para el control de calidad de los datos de precipitación se utilizan, en el mismo período, datos TRMM (Huffman et al. 2007), CMORPH (Joyce et al. 2004) y Gauge (Huffman et al. 1997; Adler et al. 2003). Además, se calculan *composites* con datos de reanálisis NCEP DOE (Kanamitsu 2000) con resolución espacial $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ de las variables altura de geopotencial en 200 y 1000 hPa, temperatura a 2m y a 850 hPa, vientos en 850 y en 500 hPa y calor latente. También se utiliza radiación de onda larga (OLR) de National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (Liebmann and Smith 1996) cuya resolución también es $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ tomados de National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Además, para el análisis de MJO se utiliza *all-season real-time multivariate MJO index* (RMM) Wheeler and Hendon (2004) tomado de Australian Bureau of Meteorology (*Madden-Julian Oscillation*). Estos índices se dividen en 8 fases de acuerdo a la región donde se ubica la anomalía de convección más intensa asociada a la oscilación. La intensidad de la oscilación se representa con el módulo del vector (RMM1, RMM2). En este análisis consideramos que cuando este valor es inferior a 1, la oscilación está inactiva. También, para validar las simulaciones en verano se utiliza la base de datos CPC (Xie et al. 2010) que es una combinación de observaciones meteorológicas y modelos numéricos.

1.3.2 Control de calidad de datos

Para los datos observados se aplicó el control de calidad de Farall (2016). A diferencia de otras técnicas de verificación de calidad de datos, esta metodología considera que no hay puntos con datos perfectos para contrastar la estación cuya calidad se quiere estudiar. Por el contrario, se modela el comportamiento conjunto de todas las series. Otra ventaja de

este método es que, en un inicio, no asume criterios de las variables (rangos, variaciones máximas, etc). El primer paso de la metodología consiste en elegir grupos de estaciones cercanas. En general se eligieron grupos de entre 2 y 4 estaciones. Para esos grupos se calcula la primer componente principal. Luego, se recorre el subespacio con una ventana móvil de 200 días y se estima la varianza para cada tramo. En este paso se obtienen varianzas mayores para intensidades de precipitación altas. Después se calcula la distancia de Mahalanobis (Mahalanobis 1936) de cada punto a la proyección que le corresponde en el componente principal. La distancia de Mahalanobis tiene en cuenta las varianzas mencionadas. Por lo tanto, la distancia entre un punto y su proyección en un rango de acumulados altos, que se caracterizan por alta variabilidad, es superior a la distancia euclídeana. Por el contrario, para acumulados bajos de lluvia, donde la variabilidad es menor, la distancia de Mahalanobis será inferior a la euclídeana. Finalmente, se calculan percentiles de las distancias y se asigna a cada observación un porcentaje de sospecha que representa cuán alejado está de su posición esperada. Los puntos que superan el percentil 99 de distancias se catalogan de sospechosos. Para los puntos sospechosos se utilizan imágenes de los hidroestimadores TRMM, CMORPH y Gauge para decidir si el dato es válido o si corresponde que sea descartado. En esta etapa se descartaron datos en 60 días (38 en verano y 22 en primavera), y en cada uno de ellos se descartó el registro de todas las estaciones.

Por otro lado, la comparación de las salidas del modelo con las observaciones se realiza sobre una región más amplia que Uruguay a los efectos de poder estudiar los sistemas sinópticos presentes que tienen una escala típica de 1000 km. Para esto se necesita validar la base de datos CPC, que tiene datos en todos los continentes, con los datos OBS, que tiene datos únicamente en el territorio uruguayo continental. En primer lugar se debe contar con dos bases de datos grilladas, es decir, se deben grillar los datos de las estaciones pluviométricas OBS. Para esto, se comparan técnicas de *kriging*, *interpolación lineal* y *vecino más cercano* utilizando diferentes cantidades de vecinos. En este punto es importante tener en cuenta que OBS y CPC no registran precipitación en los mismos horarios. En particular,

OBS registra acumulados entre las 10 UTC de un día y las 10 UTC del día siguiente. Por otro lado, CPC considera el horario UTC (registra acumulados entre las 00 y las 23:59). En concreto, OBS coincide durante 14 horas con un día CPC y durante 10 horas con el día siguiente. Se eligen tres opciones de días CPC. Cada día de OBS se corresponderá con una de esas tres opciones. La primera opción es el día que coincide durante 14 horas con OBS (día 0), la segunda opción es el día que coincide por 10 horas con OBS (día 1) y la tercer opción es la suma de ambos días (día 1+2). Para cada interpolación se calcula la correlación con las tres opciones de días de CPC y se considera que el día CPC de lluvia es el día con la mayor correlación. Luego, considerando el día CPC adecuado, para cada grillado se calcula la correlación espacial con CPC. Se considera que ambas bases de datos coinciden cuando la correlación supera 0.6. Esto quiere decir que cuando CPC y OBS, en la mejor combinación de día CPC para cada extremo, se correlacionan en al menos 0.6 la observación es válida, pero si su correlación es inferior a este valor se descarta el dato ya que no se cuenta con una observación confiable para ese día. Se concluye que la mejor interpolación de los datos de estaciones meteorológicas es la técnica de vecinos más cercanos utilizando 5 vecinos. Considerando los 56 eventos extremos de verano se encuentran 43 eventos (77%) extremos en los cuales CPC y OBS coinciden.

1.3.3 Clustering de estaciones pluviométricas

En esta sección se busca delimitar una región del sur de Uruguay cuyo comportamiento de precipitaciones durante el semestre cálido sea homogéneo para estudiar los eventos extremos. Una vez que se cuenta con una base de datos OBS de buena calidad se agrupan las estaciones pluviométricas en *clusters*. Con el objetivo de contar con agrupaciones robustas, se comparan diferentes formas de agrupamiento. Es decir, se utilizan dos técnicas distintas (jerárquica y k-means) que serán aplicadas a la base de datos original y distintas bases de datos con algunas modificaciones sobre la base original. La primer modificación que se aplica a la base de datos consiste en calcular medias móviles de 7 y 15 días. De

esta manera, los *clusters* se agruparán de acuerdo a los puntos con comportamientos suaves similares entre sí. En segundo lugar, se genera una base de datos con los terciles a los cuales corresponde cada valor diario de precipitación. En resumen, se aplican 2 técnicas a 4 bases de datos diferentes. En todos los casos se agrupan las estaciones en 2, 3, 4 y 5 grupos. Finalmente, se elegirá una agrupación y el análisis se enfocará en el grupo de estaciones del sur. De aquí en más, utilizaremos el *cluster* 'sur', compuesto por 15 puntos.

1.3.4 Selección de eventos extremos

Hay muchas formas de definir eventos extremos. Por ejemplo, algunos estudios lo definen a partir de acumulados de 7 días que superen ciertos percentiles (Penalba and Robledo 2010), otros como Haylock et al. (2006) consideran eventos extremos a los acumulados de dos días que superen determinados valores (75 y 150mm). Haylock et al. (2006) definen varios índices asociados a extremos húmedos y secos (máximo número de días consecutivos de lluvia, cantidad de días con acumulados superiores a 10 mm, etc) y también algunas investigaciones definen extremos en función de imágenes satelitales (Pscheidt and Grimm 2006). En este trabajo nos enfocamos en extremos meteorológicos diarios por lo cual se definen los eventos extremos como aquellos días que superan, en cada trimestre, el percentil 90 del acumulado diario de los días con lluvia para el sur del país. Cabe destacar que se considera un día de lluvia cuando en más de la mitad de las estaciones del sur se registra al menos 1 mm de precipitación. De esta manera, en primavera hay 65 eventos extremos y en verano hay 56.

1.3.5 Clasificación de eventos extremos

Varios estudios muestran que los extremos de precipitación en verano en la región se deben principalmente a sistemas frontales y a eventos convectivos (Cavalcanti and Kayano 1999; Vera et al. 2002; Ávila et al. 2015; Velasco and Fritsch 1987). Estos tipos de

fenómenos tienen asociadas dos distribuciones de temperatura superficial diferentes (Solman and Orlanski 2010; Robinson et al. 2011). Por lo tanto, en el primer artículo se separan los eventos extremos de acuerdo a su asociación con sistemas frontales y eventos convectivos en verano en función de la variable temperatura a 2 metros de altura (t_{2m}). Se calculan componentes principales de t_{2m} durante los eventos extremos de lluvia en verano y de acuerdo a la proyección de cada extremo en los dos primeros componentes principales se divide a los eventos extremos en grupos. El objetivo de estos grupos es separar a los eventos cuya distribución espacial de temperatura se asocia a un sistema frontal y los que se asocian a sistemas convectivos. Finalmente, los extremos de precipitación en verano se dividen en tres grupos: el grupo CF asociado a un sistema frontal y a convección, el grupo C que se caracteriza por convección pura, y el grupo F (ó CL) cuya precipitación es principalmente frontal.

En la segunda publicación de esta tesis se analiza la relación de los eventos extremos en el sur de Uruguay durante primavera con la oscilación MJO. La manera en la cual una oscilación climática global afecta la situación meteorológica en una región distante es a través de teleconexiones. Estas teleconexiones modifican las condiciones estacionarias que modulan los sistemas transientes. Para entender esta dinámica, se separa en escala estacionaria y transiente. Se analiza la fase de MJO durante cada extremo de precipitación y sus 20 días previos. La significancia estadística de las fases de MJO durante cada uno de estos días se calcula con la técnica de Monte Carlo. En otras palabras, se busca entender si la frecuencia de ocurrencia de las fases de MJO durante los días previos al extremo es significativamente diferente a la ocurrencia de las mismas fases en días previos a días no extremos. El cálculo consiste en formar 500 grupos de 65 extremos en el período de estudio con sus respectivas fases de MJO. Para cada uno de los 500 grupos se cuenta la cantidad de veces que ocurre cada fase. A partir de esto, para cada fase tendremos 500 valores que representan la cantidad de veces que esa fase ocurre. Luego, se calcula el percentil 90 de ese vector. Se considera que una fase ocurre de manera estadísticamente

significativa más de lo normal cuando ocurre más veces que el percentil 90 calculado en el punto anterior. Se encuentran cantidades significativas de ocurrencia de fases de MJO hasta 11 días previo a los eventos extremos. Para entender la evolución y persistencia de MJO previo a los eventos extremos se utiliza la técnica de patrones ordinales (Bandt and Pompe 2002; Barreiro et al. 2011). Se dividen las fases de MJO en tres grupos, de acuerdo a los efectos conocidos de la oscilación en la región. La letra A representa las fases 7 y 8. La letra B representa las fases 4 y 5; y la letra C representa las fases 1, 2, 3, 6 e inactividad. A partir de estas letras, se crean palabras de tres letras. Cada extremo se asocia a dos palabras. La primer letra de la primer palabra es la letra del día del extremo, la segunda letra es la letra correspondiente al estado de MJO 5 días antes del extremo y la tercer letra es 10 días antes. La segunda palabra es equivalente pero para los días -1, -6 y -11. Se elige la separación de 5 días ya que corresponde con la mediana de la persistencia en fases 4 y 5. Por lo tanto, una palabra con dos letras consecutivas iguales se asocia a un evento donde la misma fase de MJO persistió más de la duración normal de las fases 4 y 5. En particular, nos enfocamos en las palabras con dos letras consecutivas. Aplicando la técnica de Monte Carlo se calcula la significancia estadística de ocurrencia de cada palabra. Nos quedamos con las palabras que tienen significancia estadística (BBB, formado por 7 extremos y BBC, formado por 8 extremos) y el resto de los extremos (49 eventos) se categorizarán como grupo residual (RG). Entonces, en primavera estudiaremos al grupo BBB, al grupo BBC y a RG.

1.3.6 Composites en verano y primavera

La técnica de *composites* consiste en promediar una variable durante ciertos días y permite estudiar las condiciones medias que pueden estar favoreciendo la ocurrencia de extremos durante el día del extremo y sus días previos. En este caso, las variables de interés son: altura de geopotencial en 200 y 1000 hPa, humedad relativa en 850 hPa (HR850), calor

latente, OLR y el índice de actividad frontal (IF) (Solman and Orlanski 2010).

Para los eventos de verano se calculan los *composites* para días 0 (día del extremo), -1 (día previo al extremo) y -2 (2 días antes del extremo) de los tres grupos que se determinan en el análisis de componentes principales. La significancia estadística de estas anomalías se calcula con un test de student de una cola con una confianza de 90%.

En primavera se encuentra que los eventos están causados por una combinación de la configuración atmosférica en escala estacionaria y una componente transiente. Por lo tanto, se separan las variables atmosféricas en estas dos escalas temporales. Se define la escala estacionaria como el promedio de la variable entre los días -4 y +4 (los 9 días que abarcan desde 4 días previo al extremo hasta 4 días luego de su ocurrencia). De manera análoga, la anomalía de escala estacionaria se calcula como el promedio de la anomalía de la variable entre los días -4 y +4. Por otro lado, la escala transiente se define como la diferencia entre el valor diario y el estacionario. Para los *composites*, la anomalía de la escala transiente se calcula como la diferencia entre días extremos y no extremos. El umbral de significancia en primavera para la escala transiente se calcula de manera similar al de verano mientras que para la escala estacionaria se considera un 90% de confianza en un test de Monte Carlo.

De esta manera, se calculan *composites* para los extremos correspondientes a cada uno de los seis grupos de eventos extremos (3 en verano y 3 en primavera).

1.3.7 Simulaciones con modelo climático regional

Un modelo climático numérico de circulación regional (RCM) es un conjunto de ecuaciones que simula las condiciones atmosféricas en una región "pequeña". Cuando se corren de manera operativa, estos modelos utilizan condiciones de borde (BC) y condiciones iniciales (IC) tomadas de modelos numéricos globales. Tanto BC como IC tienen sus errores, por lo cual los resultados de una corrida de RCM operativo tienen los errores del modelo global y los errores del RCM. Por otro lado, cuando se busca analizar la habilidad de un

RCM así como diagnosticar procesos físicos que dan lugar al fenómeno de interés (en nuestro caso los extremos), éste se corre con BC e IC de reanálisis. Considerando al reanálisis como una representación perfecta de la realidad, los únicos errores en las salidas serán los errores del RCM.

En esta investigación se utilizó el RCM RegCM4.7 con las mismas parametrizaciones de Torres-Alavez et al. (2021). La primer generación de RegCM se basó en el modelo de mesoescala MM4 (Anthes and Warner 1978; Anthes et al. 1987) de *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) a finales de la década del 80. RegCM fue el primer modelo regional desarrollado para simulaciones de larga escala temporal. Es un modelo comunitario, escrito para ser utilizado por científicos de diferentes áreas y regiones del mundo. Por lo tanto, el código es abierto y está desarrollado para simular condiciones en cualquier lugar del mundo. Es mantenido por un grupo de científicos coordinados por *Earth System Physics section of the Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics* (ICTP). El modelo ha pasado por muchas mejoras y modificaciones a lo largo de los años. En particular, RegCM4 es un modelo hidrostático, compresible, de coordenada vertical sigma-p que se corre en una grilla de Arakawa-B. Por más detalles se puede consultar Elguindi et al. (2014).

En este trabajo se corrió el modelo con una resolución espacial de 20 km en la horizontal y 18 niveles verticales para el período Octubre-Febrero 1980-2013. Se elige este período de manera tal que sea concordante con el resto de la tesis y poder analizar así los eventos extremos de verano encontrados en los estudios anteriores. Se utilizaron IC del reanálisis ERA Interim (Dee et al. 2011) con resolución de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ y las BC son temperaturas de superficie del mar (SST) tomadas de NOAA Optimum Interpolated Sea Surface Temperature (OISST) con una resolución de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (Reynolds, Banzon, et al. 2008; Reynolds 2009). De manera similar a Coppola et al. (2020) se corre el modelo en dos modos: WL y CM. Las corridas en WL comienzan 24 horas antes del día del evento extremo. En este caso, IC son tomadas de reanálisis, pero el modelo no tiene tiempo de

ajustarse para simular algunas variables, como ser humedad del suelo. Por otro lado, las corridas en CM consisten en simulaciones de 5 meses de duración que comienzan el 1° de octubre y finalizan el 29 de febrero de cada año. En estos casos IC son datos de reanálisis muy alejados del día del evento extremo a considerar. Por lo tanto, este modo tiene la ventaja de que el modelo tiene suficiente tiempo para ajustarse, pero se considera que las IC no agregan información importante para la simulación del extremo.

1.3.8 Validación de las simulaciones

En primer lugar se validan las salidas de precipitaciones. Para esto, se comparan las salidas con CPC durante los días de buenas observaciones (extremos en los cuales OBS y CPC son parecidos). Una técnica para ver cualitativamente la semejanza entre simulaciones y observaciones son los gráficos de Taylor (Taylor 2001). Estos gráficos combinan valores de correlación, error cuadrático medio y la razón entre la desviación estándar pronosticada y observada. En este caso, se grafica en el diagrama de Taylor la simulación de cada uno de los eventos extremos simulados. Para analizar la figura es importante tener en cuenta que un evento perfectamente simulado se ubicaría en la posición marcada con un cuadrado negro, correspondiente a desviación estándar de 1, correlación igual a 1 y error cuadrático medio de 0. Sin embargo, mediante la visualización del diagrama con tantos puntos es difícil cuantificar y definir qué eventos fueron bien simulados y cuáles no. Entonces, se calculan correlaciones espaciales de Spearman entre simulaciones y CPC tanto para WL como para CM. Se considera que el umbral que separa entre los eventos simulados con buena habilidad y los que no la tienen es el percentil 60 de dichas correlaciones. En otras palabras, el 40% de los extremos con correlación más alta entre simulación y realidad se catalogan como bien simulados (WS). Además, cuando el acumulado de precipitación de la simulación en la región de Uruguay se encuentra entre el 50% y el 150% del acumulado de los datos CPC se define que el evento está muy bien simulado (RWS). La diferencia entre

CM y WL representa la importancia de las IC. También se hace una primera comparación mediante *boxplots* para entender cómo varían las correlaciones con las observaciones de las simulaciones en los dos modos.

En segundo lugar, se evalúa la habilidad del modelo de simular variables atmosféricas asociadas a los eventos extremos. Se procede a calcular correlaciones entre variables atmosféricas simuladas y los datos de reanálisis en distintas regiones que representan las áreas de influencia de cada una de esas variables. Por ejemplo, la región en la cual es importante simular bien la circulación atmosférica de altura debe ser mayor a la región de influencia de la humedad de suelo. Luego, se analiza el grado de similitud de las variables atmosféricas con el reanálisis y el grado de similitud de la lluvia simulada con la realidad. Es decir, se busca entender cómo la calidad de la simulación de las variables atmosféricas está asociada con la calidad de la simulación de precipitación.

En tercer lugar se diagnostican la importancia de cada variable en la habilidad de simulación de la precipitación con árboles de decisión. Es decir, se busca entender cuánto afecta la habilidad de simular las variables atmosféricas en la simulación de precipitación. Se analizan los efectos de las variables en la calidad de las simulaciones CM, WL y en la diferencia entre ambas simulaciones. Llamaremos "predictor" a los parámetros con los cuales se quiere derivar la habilidad de la simulación y llamaremos "predictando" a los parámetros que representan la habilidad del modelo. Estos términos no hacen referencia a un pronóstico como estimación de lo que sucederá más adelante sino que se buscan relaciones entre variables que suceden en el mismo tiempo. Por ejemplo, para analizar la relación entre la habilidad de simular la atmósfera y la habilidad de simular la precipitación en CM (WL) se utilizan como predictores las correlaciones entre las simulaciones y observaciones de las variables atmosféricas y como predictando la correlación entre la simulación y observación de precipitación con el modo CM (WL). El tercer árbol sirve para entender cómo afecta la habilidad de simulación de cada variable en la diferencia de habilidad entre ambos modos. Para eso se utilizan como predictores las diferencias de cor-

relaciones entre simulación y observación de las variables atmosféricas entre los modos. Un ejemplo de predictor se calcula como la resta entre la correlación entre t2m simulada y t2m observada de WL menos la correlación entre t2m simulada y t2m observada de CM. Como predictando se considera la diferencia entre los modos de correlaciones entre simulación y observación de precipitación. Es decir, a la correlación entre precipitación simulada y precipitación observada de WL se le resta la correlación entre precipitación simulada y precipitación observada de CM.

Capítulo 2
PRIMER PUBLICACIÓN

RESEARCH ARTICLE

Dynamics of extreme rainfall events in summer in southern Uruguay

Matilde Ungerovich  | Marcelo Barreiro 

Departamento de Ciencias de la Atmósfera,
Universidad de la República, Montevideo,
Uruguay

Correspondence

Matilde Ungerovich, Departamento de Ciencias de
la Atmósfera, Universidad de la República, Igua
4225, 11400 Montevideo, Uruguay.
Email: mungerovich@fisica.edu.uy

We investigate the characteristics of extreme rainfall events in southern Uruguay during the summer season. The focus of this work is to understand the dynamics of these events. Therefore, we define the southern area with a clustering analysis of the meteorological stations. Then, we divide the events into three classes, considering the principal components of the 2m temperature. For each class, we calculate composites of atmospheric variables. We find three basic dynamics that can be associated to extreme events. The first group is characterized by atmospheric instability and a cold front that triggers the event. The second group is associated with deep convection that was initiated in central Argentina. The third group is represented by an intense surface low pressure in Uruguay that is favoured by the 200 hPa circulation. The results are in good agreement with the previous studies.

KEYWORDS

atmospheric dynamics, extreme rainfall, summer, Uruguay

1 | INTRODUCTION

Uruguay is located in subtropical South America, between latitudes 30°S and 35°S, in the La Plata Basin (LPB), an area that extends from subtropical to extratropical latitudes of South America (Berbery and Barros, 2002). Its rainfall is influenced by transient systems, associated with the passage of fronts (Cavalcanti and Kayano, 1999; Vera *et al.*, 2002) as well as by deep convection (Velasco and Fritsch, 1987; Ávila *et al.*, 2015). In contrast to the northern sector of LPB, that presents a well-defined annual cycle due to the influence of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), the southern sector has a less marked annual variability (Rodríguez and Cavalcanti, 2006). In fact, rainfall in Uruguay (which is located in the southern sector) is almost equally distributed all year round, with a monthly average of 130 mm in the north and 100 mm in the south. In southern Uruguay, extreme events account, in some years, for up to 60% of total seasonal rainfall during summer (Figure 1). The maximum of 60% corresponds to a mean accumulated rainfall of 274 mm in each station. It is also possible to note a positive trend in the figure, which is related to a positive trend in the 90% daily summer percentile. Due to its agricultural- and tourism-based

economy, the country is strongly affected by rainfall variability, particularly during the summer. Uruguay is the seventh milk exporter worldwide. In this industry, 20,000 Uruguayans work. However, the majority of the milking yards are family business, which makes them more vulnerable to climate (INALE, 2017). In addition, cattle raising in Uruguay is mainly based on grass feeding, whose quality depends on weather conditions (Baethgen, 2010). Regarding tourism, it represents about 4% of the gross domestic product and generates 6% of the total employment (Mordecki, 2014). The main characteristic of this activity is that it has a strong seasonality, because it is centred around the beach (which is located in the south) and in the summer season (Brida *et al.*, 2010). More importantly, extreme rainfall events usually cause social damages such as population displacement, road closures and electricity cuts. For example, in January 2016, 926,000 homes were deprived from electricity as a consequence of a storm.

Despite the importance and consequences of extreme rainfall events in Uruguay, there has not been enough research on the topic. The need for investigation is even more evident when we consider that projections predict positive tendencies in summer precipitation (Vera *et al.*, 2006) and a 15% increase in the annual 95% percentile daily precipitation (Giorgi *et al.*, 2014). Many studies have addressed

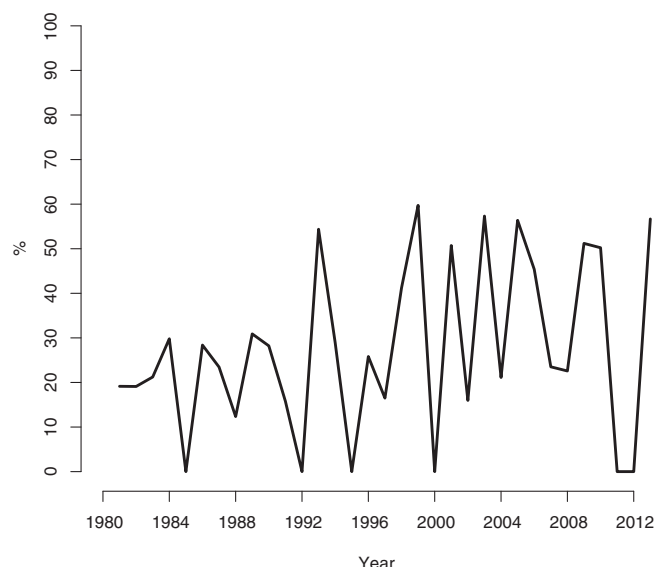


FIGURE 1 Percentage of seasonally accumulated rainfall that occurred in extreme events, considered as days exceeding the 90th daily percentile, in summer in southern Uruguay

the causes of the large interannual variability in southeastern South America (SESA), a region that includes Uruguay (e.g., Cazes-Boezio *et al.*, 2003; Barreiro and Tippmann, 2008; Grimm, 2011; Tedeschi *et al.*, 2013). In particular, for southern Uruguay, Ungerovich and Barreiro (2017) study the characteristics of accumulated rainfall in summer and spring and develop forecasts based on large-scale circulation indices. Barreiro (2017) investigates the effects of extratropical transient activity in rainfall in SESA focusing on Uruguay. They find that some El Niño events induce positive rainfall anomalies over southern Uruguay by inducing an anticyclone in Brazil whose associated northerlies reach southern Uruguay and destabilize the atmosphere due to the enhanced transport of moisture and warm air. Also, there are some investigations about extreme rainfall events in subtropical South America. For example, Robledo and Penalba (2007) work on the characterization of extreme rainfall events and their spatial variability. Cavalcanti *et al.* (2015) study monthly and daily precipitation extremes over the LPB. Rasmussen *et al.* (2016) investigate the contribution of extreme convective storms in South America using 15 years of data from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). They conclude that convective storms with extreme characteristics have the greatest impact in the LPB. Storms with extreme convective and stratiform elements account for approximately 95% of the total summer rainfall in southern LPB. However, they only represent the 3% of raining events. Ávila *et al.* (2015) use satellite observations of lightning flash distributions to study the diurnal cycle of lightning activity. Contrary to what happens in the northern and central regions of South America, where the time of maximum lighting activity is concentrated in the late afternoon to evening hours, in subtropical South America, lightning occurs during any time of the day. This is related to the

predominance of Mesoscale Convective Systems in the area. Teixeira and Satyamurty (2007) study the extreme rainfall events in southern Brazil in each season and their potential predictability. They conclude that the difference between extreme and non-extreme rainfall events is particularly subtle in summer and it is important to study them individually. Romatschke and Houze (2010) use TRMM and reanalysis data to define three categories of extreme echoes: deep convective cores, wide convective cores, and broad stratiform regions. The three of them have strong maxima in their frequency of occurrence in the southeastern foothills of the central Andes (FHS) and also in LPB. Deep and wide convective cores initiate in FHS in the afternoon and evening and propagate to the north and east, over the LPB. To our knowledge there has been no study that focuses in Uruguay. The aim of this investigation is to describe the main characteristics and to understand the circulation anomalies associated with the extreme rainfall events in summer in southern Uruguay. In Section 2, the data used is described. In Section 3, the methodology is explained. In Section 4, the results are shown and described. In Section 5, the results and the summary of the main conclusions are discussed.

2 | DATA

We used observational and reanalysis data. The observational data consists of daily accumulated rainfall registered in 46 gauge stations distributed in the country (Figure 2) during the period 1980–2013. It was facilitated by National Meteorological Institute (INUMET, 2017) and National Institute of Agricultural Investigation (INIA, 2017). We studied the summer, which was considered as December–February. The data was subjected to a quality control process following Farrall (2016). In their methodology, they consider that close meteorological stations should register similar data, because they are affected by the same weather situations. It consists of two main steps. First, they analyse the leading principal component of close points. This is a tri-dimensional subspace because it has spatial and temporal dimensions. Second, they calculate the Mahalanobis distance from each day of those stations to the leading component. Considering this distance and the variability of each period, they assign an “outlier possibility value” to each day of each station. Following their threshold, we compared the 1% of the most probable outlier days with TRMM (Huffman *et al.*, 2007), CMORPH (Joyce *et al.*, 2004) and Gauge images (Huffman *et al.*, 1997; Adler *et al.*, 2003), that were obtained from the International Research Institute for Climate and Society data library, to decide whether to consider those observations as incorrect values or confidently use them. We concluded that 60 days had at least one mistaken observation and we decided not to include the day. Taking into account the mistaken and the missing data, 314,313 observations are good rainfall values and 6,163 are non-usable.

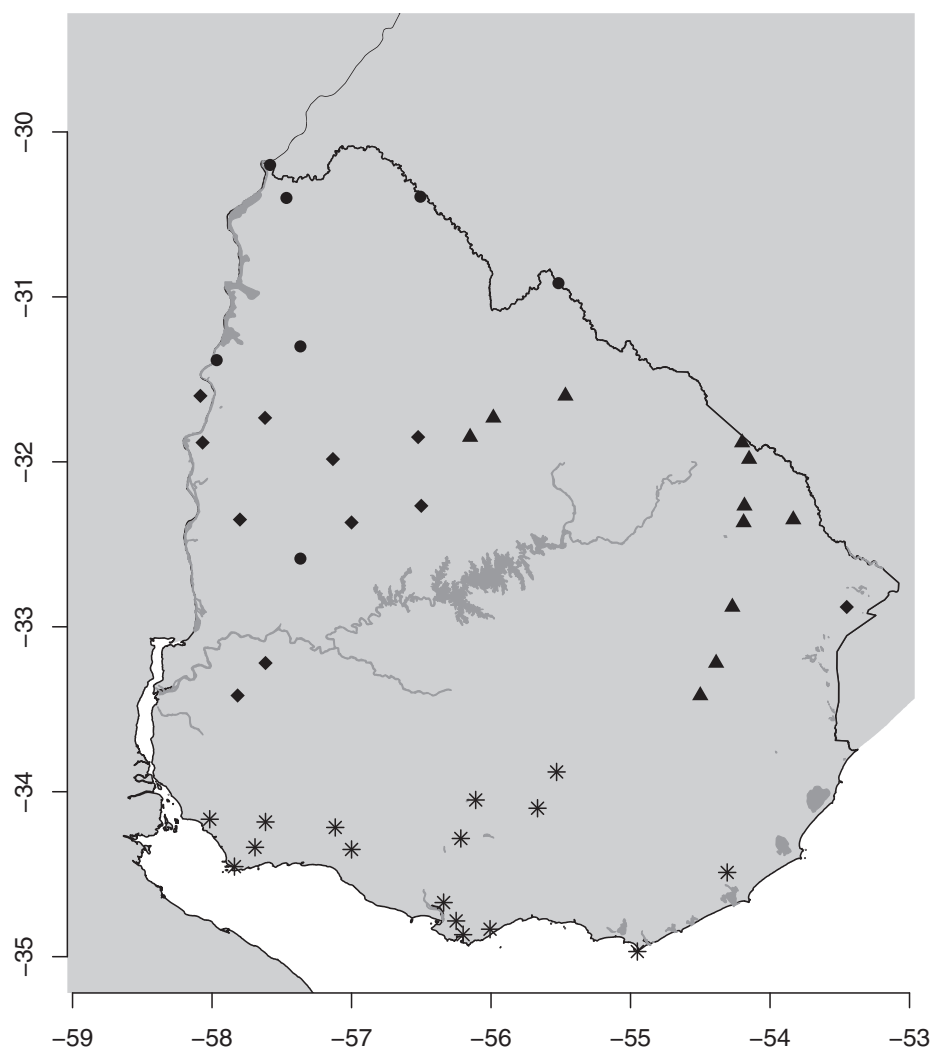


FIGURE 2 Clustering of the 46 gauge stations. The asterisks mark the southern area

The reanalysis data used are geopotential at 200 and 1,000 hPa, 2m and 850 hPa temperature, winds at 850 and 500 hPa and latent heat, taken from reanalysis NCEP/DOE (Kanamitsu *et al.*, 2000) with a spatial scale of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ in the same period as the observational data (1980–2013). We also used daily averaged outgoing longwave radiation (OLR) from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) polar-orbiting series of satellites (Liebmann and Smith, 1996) with a spatial scale of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, during the same period. They were obtained from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP).

3 | METHODS

Extremes can be defined in many different ways according to the purpose of the study. For example, Penalba and Robledo (2010) consider a rainfall extreme as a day that exceeds the 75, 90 or 95 percentile of a 7-day running average. Other investigations such as Re *et al.* (2006) define it as the accumulation of 2 days exceeding 75 and 150 mm. Haylock *et al.* (2006) investigate many indices for precipitation:

maximum number of consecutive wet days, annual count of days with rainfall over 10 and 20 mm, annual maximum consecutive 5-day precipitation, percentage of annual days exceeding 95 and 99 percentile, etc. Also, Pscheidt and Grimm (2006) average the observational data in a $1^\circ \times 1^\circ$ grid and perform a 3-day running average. Then, they replace each value with its correspondent percentile and consider an extreme event as a day exceeding 85 percentile. Gonzalez and Bech (2017) consider the maximum amount registered in one meteorological station for temporal periods spanning from 10 min to 2 years. Liebmann *et al.* (2001) and Carvalho *et al.* (2002) define an extreme event when the precipitation at one station represents the 20% of the seasonal climatological rainfall in that station. Teixeira and Satyamurty (2007) define a heavy rainfall episode as one in which the 50 mm/day isohyet encloses an area of 10,000 km² or more. In this study, we consider an extreme rainfall event as a day in which the accumulated rainfall in all the stations in southern Uruguay exceeds the 90% daily summer percentile of the rainy days. According to this definition, there are 56 extreme rainfall events in our period of study.

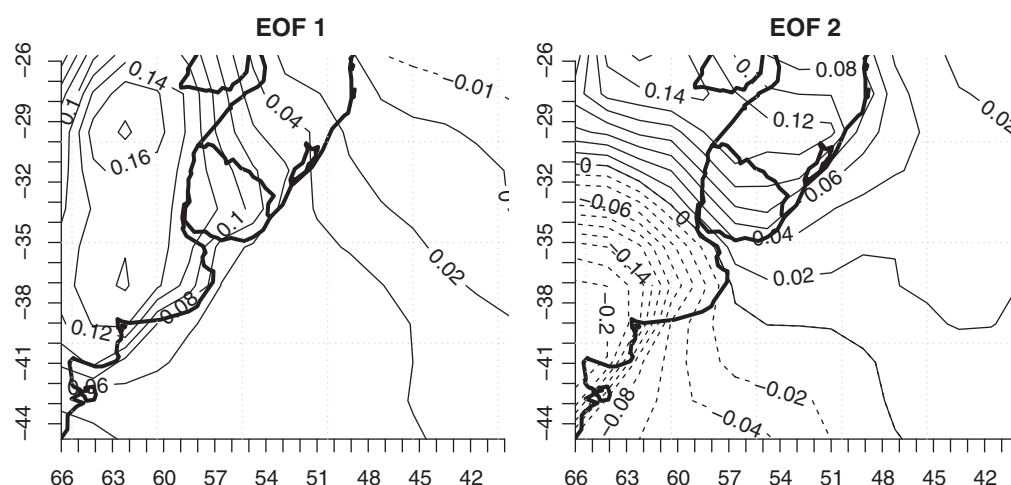


FIGURE 3 First (left) and second (right) EOF, using 2m temperature, representing 48 and 17% of the total variance

We used three statistical techniques. Firstly, we performed a clustering analysis in order to define a physically homogeneous area to study. Secondly, we applied a principal component analysis to classify the extreme events. Finally, the characteristics and processes involved in the extremes were studied constructing composites of atmospheric variables.

3.1 | Clustering analysis

The clustering analysis aims to classify different areas with similar rainfall behaviour. In this step, the area of study is defined. In order to define a physically coherent region, we compared clusters of meteorological stations obtained with different techniques and databases. Different techniques are applied in order to obtain robust clusters. Different databases are used to obtain clusters that behave in a similar way concerning extreme events and also regular rainfall events. We used hierarchical (with complete method) and *k*-means techniques. Firstly, we applied the *k*-means and the hierarchical technique with Euclidean distance to the original database. Secondly, we constructed two new databases, performing 7- and 15-day running average to the data and applied the same techniques as to the original database. Thirdly, we applied the hierarchical technique, with binary distance. Finally, we constructed a new database that instead of containing the amount of accumulated rainfall, contained the terciles where those amounts belong, and applied the *k*-means technique. In each case, we grouped the stations into 2, 3, 4 and 5 clusters.

3.2 | Principal component analysis

A principal component analysis, considering the 2m temperature anomalies during the extreme rainfall days was performed to classify the events in classes. The spatial pattern may be helpful to understand the processes that differentiate between patterns of extreme events, because temperature is characteristic of frontal activity (Solman and Orlanski, 2010)

and deep convection (Robinson *et al.*, 2011), which are the main causes of rainfall in the area (Velasco and Fritsch, 1987; Cavalcanti and Kayano, 1999; Robinson *et al.*, 2011; Ávila *et al.*, 2015). Then, considering the values of each event in the two leading principal components, we divided them into groups.

3.3 | Composites

As it was mentioned in the introduction, many factors influence extreme rainfall events. Thus, it is necessary to have a perspective as complete as possible of the atmospheric situation in order to understand the dynamics of these events. It is not possible to forecast them using a single variable, in fact, a set of variables must be used (Rasmussen *et al.*, 2016). For each group of extreme events that resulted from the principal

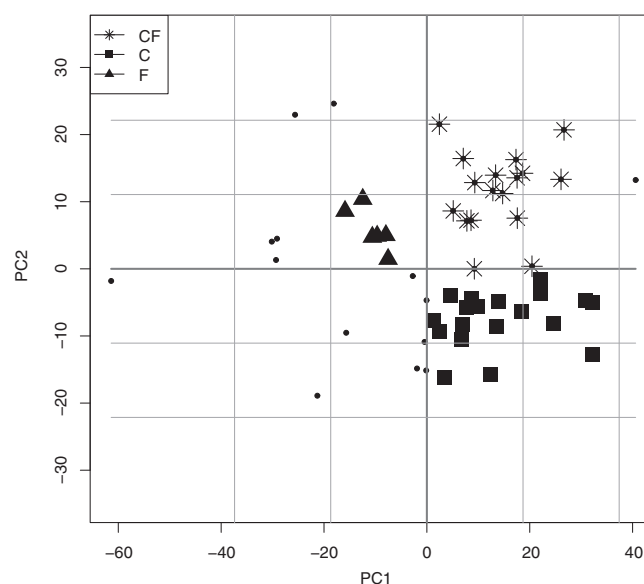


FIGURE 4 Scatterplot of extreme rainfall events. The x-axis is the PC1 and the y-axis the PC2. Lines are the 0 and 1 and 2 standard deviations of the PCs. Asterisks represent “convective and frontal activity extremes” (CF), squares represent “convective extremes” (C), and triangles represent “frontal activity extremes” (F)

component analysis, we performed composites of atmospheric variables with lag 0, -1 and -2 . The temporal lags are useful to understand the evolution and origin of the synoptic systems. The atmospheric circulation at 200 hPa influences the formation and intensification of low and high surface pressure systems by modifying vertical motions with ageostrophic winds divergence. At this level, we focus on geopotential heights and wind divergence. We depict the surface circulation with 1,000 hPa geopotential height. Furthermore, winds at 850 hPa level were studied because it is the standard level to analyse humidity transport and convergence. Latent heat was also analysed, since it is related to evaporation, which is the main source of moisture in the sector (Rodriguez and Cavalcanti, 2006). We also considered the circulation at 500 hPa, due to its steering level role in the movement of the surface pressure systems. Moreover, the height, shape and spatial distribution of cloudiness and convection were studied considering the OLR. Finally, using winds and temperature at 850 hPa, we derived the frontal activity index (Solman and Orlanski, 2010), which is an indicator of the frontal activity. The composites were

constructed as the difference between extreme events of each group and non-extreme rainfall events. Statistical significance is studied using a one-sided t test at the 10% level.

4 | RESULTS

4.1 | Clustering analysis

For each number of clusters, we compared the groups of stations obtained with the four methods explained in the methodology section. The results were similar, suggesting robustness of the clusters. We found that the clusters of stations that were obtained using the k -means technique, with four groups and considering the 1 day rainfall represent the main characteristics of the variable. This distribution (Figure 2) highlights the difference between northern and southern Uruguay's climate explained in Barreiro (2017) and the possible effect of the ocean in the coastal area. The southern area studied is composed of 15 points and the 90 percentile is 30.5 mm on average in each station.

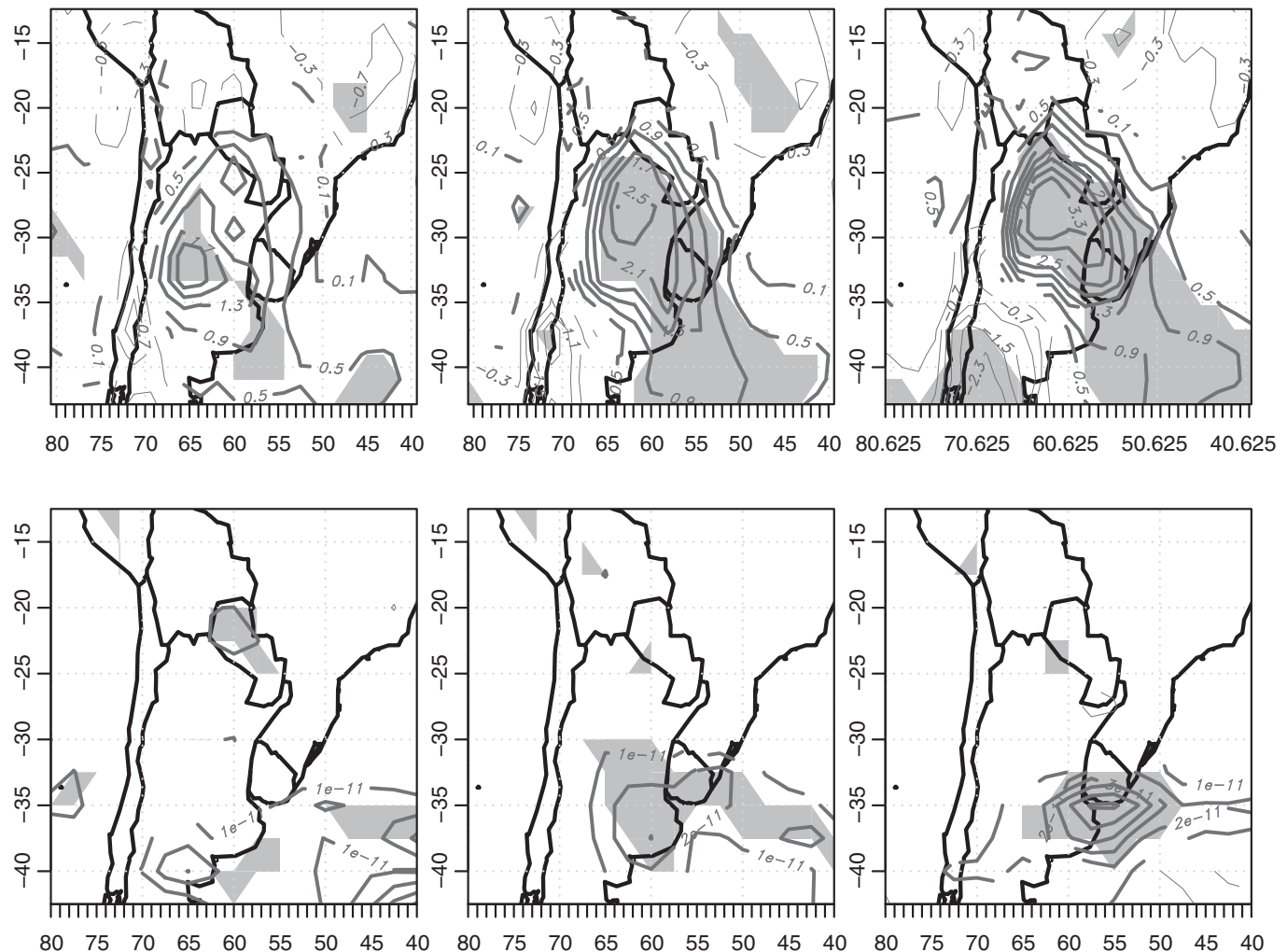


FIGURE 5 Composite of temperature anomaly (upper panels) during day -2 (left), -1 (middle) and 0 (right) for the CF group. Contour intervals is 0.4 K. Composite of front activity index anomaly (lower panels) during day -2 (left), -1 (middle) and 0 (right). Contour interval is $1e-11$ /km s. Shaded areas are significant at 90% level. Thick lines are positive values and thin lines are negative values

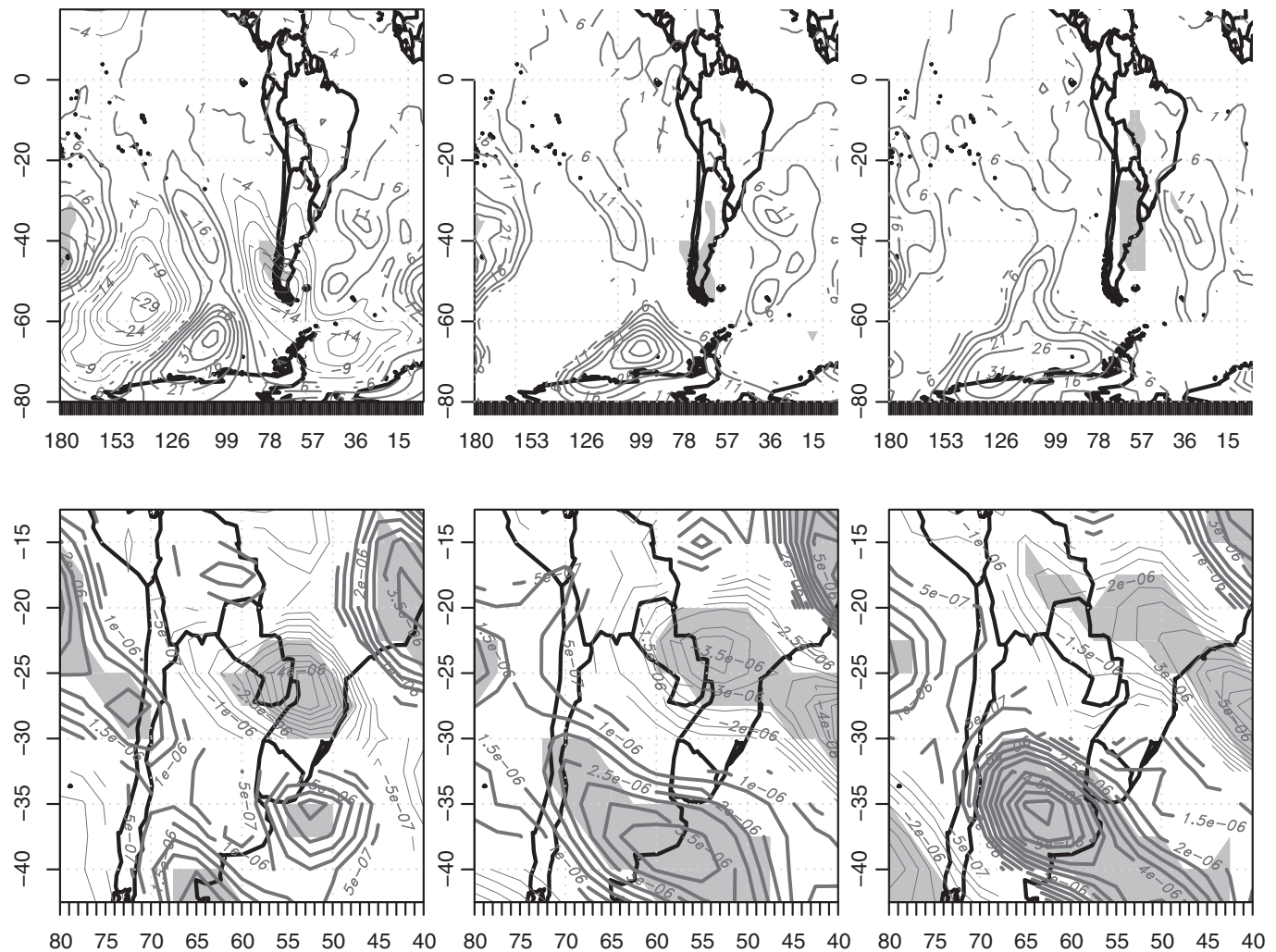


FIGURE 6 Same as in Figure 5 but for 1,000 hPa geopotential anomaly (upper panels) with contour interval of 5 m and for 200 hPa volume divergence anomaly (lower panels) with contour interval of $5e-7/s$. Shaded areas are significant at 90% level. Thick lines are positive values and thin lines are negative values

4.2 | Principal component analysis

The first two components represent 48 and 17% of the total variance and their spatial patterns are shown in Figure 3. The positive (negative) phase of the first empirical orthogonal functions (EOF) represents a positive (negative)

temperature anomaly in eastern Argentina and Uruguay suggesting atmospheric instability (stability) in that area. The positive phase of the second EOF consists of positive temperature anomalies in southern Brazil and Uruguay and negative anomalies to the southwest, resembling a cold front

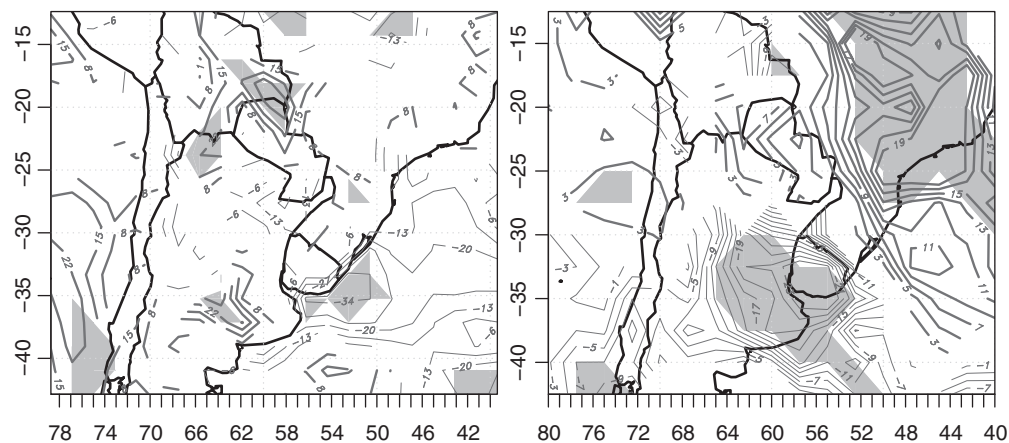


FIGURE 7 Composite of latent heat (left panel) during day 0 (left). Contour interval is 7 W/m^2 . Composite of OLR anomaly (right panel) during day 0 (right). Contour interval is 2 W/m^2 . Shaded areas are significant at 90% level. Thick lines are positive values and thin lines are negative values

approaching from the south. We divided the extreme events into three classes, considering the scatterplot of the first two principal components (Figure 4). In order to capture a consistent behaviour and avoid outliers, we considered only the days where the absolute value of both principal components (PCs) is below 2 standard deviations. The 17 asterisk marks in Figure 4 are those days with positive PC1 and positive PC2. They represent the extreme rainfall events where frontal activity and convection may be present. We will refer to them as CF. The 19 square marks in Figure 4 are days that have positive PC1 and negative PC2. This suggests convective activity but no frontal activity. We will refer to this group as C. The 6 triangle marks are the extreme rainfall events with negative PC1 and positive PC2. These days correspond to events where frontal activity may be the most important trigger. We will call this group as CL. In this quadrant, we left some days out of the study because the results (not shown) suggest that each of them has a different behaviour and it is not possible to analyse them as a group. It is interesting to note that 69% of the extreme events have

positive PC1, corresponding to a positive temperature anomaly in Uruguay and its western area. On the other hand, the PC2 has 50% of positive and 50% of negative values, meaning that half of the extreme days may be characterized by frontal activity. Only 13% of the days have negative values of both PCs, which represent negative temperature anomalies in the region (not shown). In this study we decided not to focus on those events either. This distribution suggests that frontal activity and convection play an important role in extreme rainfall events.

4.3 | Composite analysis

4.3.1 | CF group

The temperature distribution in the CF group (Figure 5) shows positive anomalies in Uruguay and its surroundings that persist and intensify during the 3 days. During day -1 and 0, the positive anomaly moves northeastward. In addition, during day 0, there is a statistically significant negative anomaly at the southwest of the positive one. This situation,

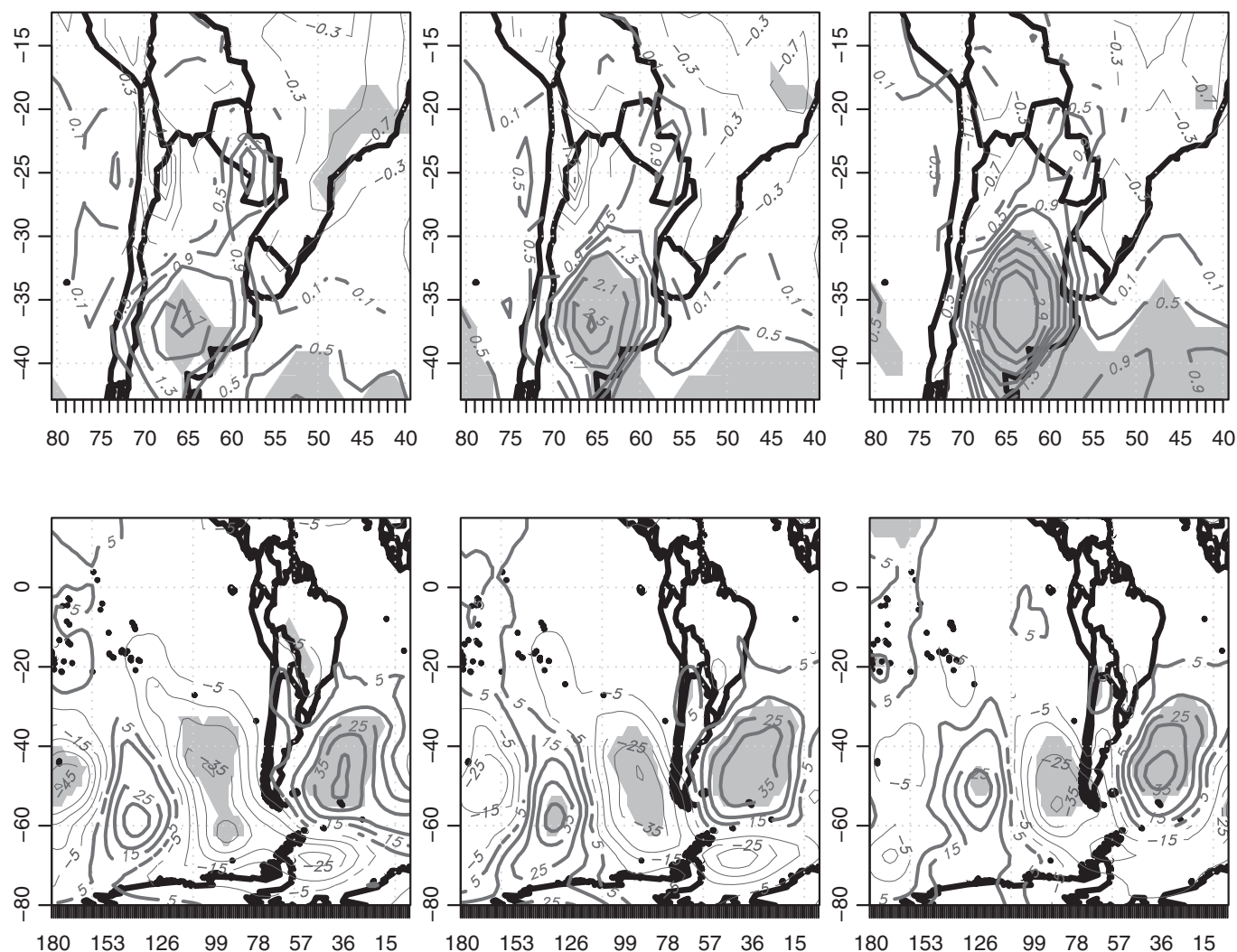


FIGURE 8 Composite of temperature anomaly (upper panels) during day -2 (left), -1 (middle) and 0 (right) for the C group. Contour interval is 0.4 K. Composite of 1,000 hPa geopotential anomaly (lower panels) with contour interval of 10 m. Shaded areas are significant at 90% level. Thick lines are positive values and thin lines are negative values

with two defined temperature anomalies of different signs, suggests frontal activity. In fact, the frontal activity index (also in Figure 5) indicates frontal activity in the south of Uruguay. The front intensifies and moves northeastward, reaching Uruguay during day -1 . This frontal activity, is associated with the 1,000 hPa geopotential pattern (Figure 6) that shows a stationary positive pressure anomaly off Uruguay (centred at 35°S , 30°W) and a negative one located in the tip of South America (centred at 50°S , 78°W during day -2). The low pressure intensifies over Argentina and Uruguay the day of the extreme. In particular, the frontal activity is caused by the southerly winds associated with the developing low pressure. The low pressure that develops over Argentina and Uruguay is favoured by the 200 hPa circulation. The 200 hPa divergence (Figure 6) has positive values in the southeast of Uruguay, centred at 35°S , 53°W during day -2 , that intensifies and develops maximum values over central Argentina in day 0 favouring upward movements. As it is shown in Figure 7 (left), day 0 is characterized by negative latent heat anomalies in southeastern Uruguay, centred at 35°W , 51°W , representing evaporation. This evaporation is a consequence of the positive

temperature anomaly in the same region. The situation results in strong negative OLR anomalies in the south of the country, consistent with extreme rainfall (Figure 7, right).

4.3.2 | C group

The C group is characterized by a positive temperature anomaly over central Argentina (centred around 36°S , 65°W) during day -2 (Figure 8). The anomaly intensifies and moves northeastward, reaching western Uruguay the day of the extreme event. The temperature anomaly is favoured by a blocking situation (Figure 8), caused by a high pressure system centred at 50°S , 35°W during the 3 days. The blocking results in an inhibition of the entry of cold fronts and in clear skies. The situation is barotropic, with a high pressure system in 200 hPa level (Figure 9) located just above the high pressure system in 1,000 hPa level. In addition, the geopotential at 200 hPa shows a stationary meridional wave train pattern that generates a positive divergence area in the same level to the south of Uruguay during day -2 and -1 (Figure 9). At the same time, the combination of positive temperature anomalies and clear skies, result in evaporation and likely boundary layer destabilization. The

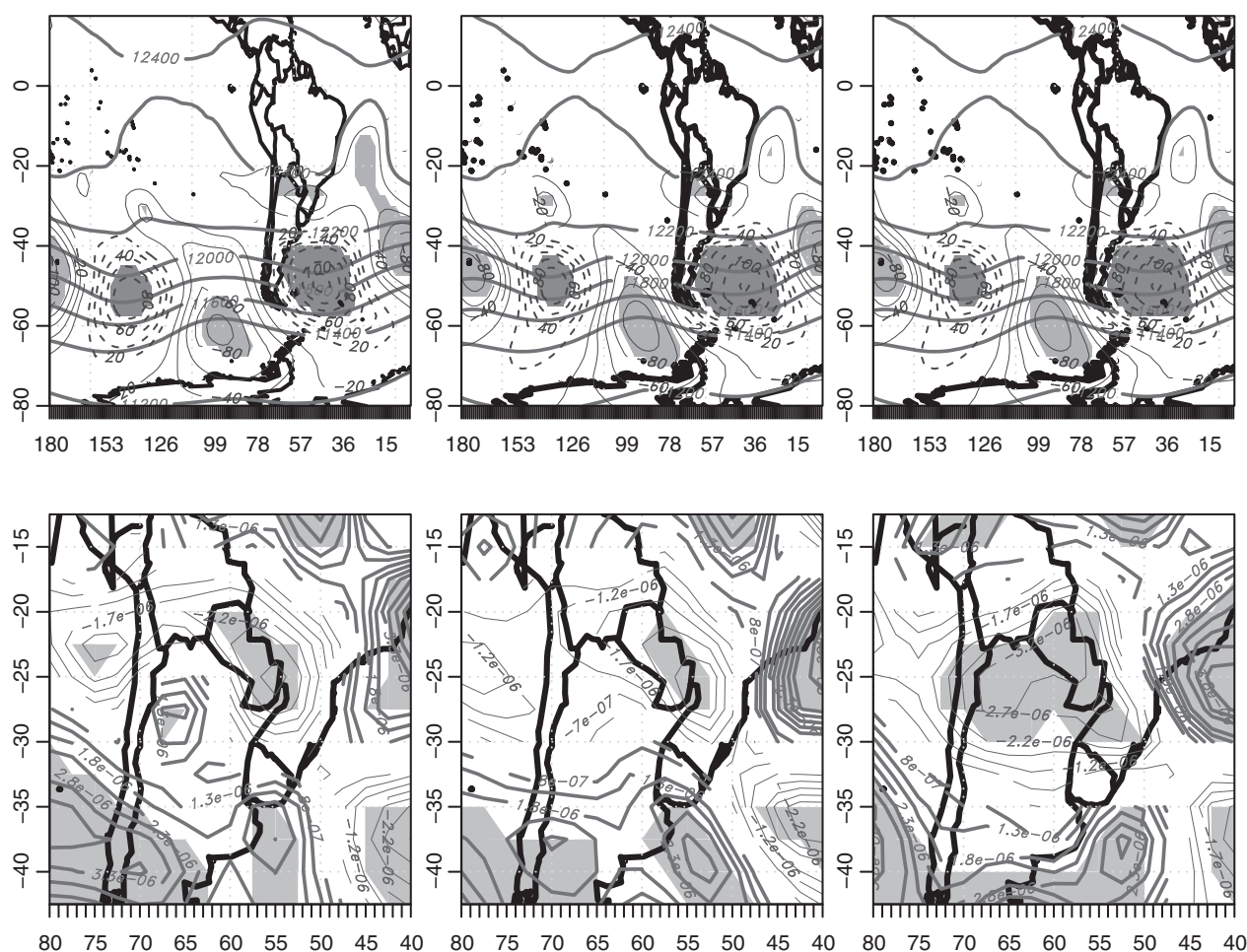


FIGURE 9 Composite of 200 hPa geopotential height for the C group (thick and continuous lines) and difference fields (thin continuous lines for positive anomalies and thin dashed lines for negative anomalies) for extreme rainfall events (upper panels). Contour of thin lines is 5 m. Shaded areas are significant at 90% level. Light colours are negative anomalies and dark colours are positive anomalies. The lower panel is the same as in Figure 5 but for mass divergence anomaly in 200 hPa of the C group (lower panels) with contour interval of $5\text{e}-7/\text{s}$

evaporation is significant in the surrounding ocean during the 3 days and in southern Uruguay during day 0 (Figure 10), increasing the humidity availability. Thus, upper level and surface level conditions favour the development of deep convection over central Argentina (Figure 10), that then moves toward Uruguay according to the 500 hPa circulation (Figure 10).

4.3.3 | CL group

This extreme is characterized by a positive temperature anomaly in eastern Brazil during the day -2 that approximates to Uruguay the following days (Figure 11). A negative anomaly, initially located over Argentina, moves northeastward and also approaches Uruguay. This is a consequence of the 1,000 hPa circulation. The 1,000 hPa geopotential anomaly (Figure 11) during the day -2 shows a low pressure anomaly that resembles an intensified Chaco low (Salio *et al.*, 2007). This induces low level southerly winds that cool eastern Argentina. During day -1 and 0, a longitudinal branch of the low pressure develops over Uruguay. The

southerly winds in central Argentina that are associated to this circulation are more intense in day 0 than in day -1, thus cooling further north. The development of the longitudinal branch of the low pressure is favoured by the positive 200 hPa wind divergence anomaly above it (Figure 12). Consistently, there is low level wind convergence over Uruguay, particularly during days -2 and 0 (Figure 12). This group has negative OLR anomalies during days -1 and 0 (Figure 13) in the southern area of Uruguay. The day of the extreme, the deep clouds occupy the whole country which means that rainfall is not restricted to the southern region. The characteristics of the low pressure anomaly during day -2 and the rainfall in day -1 are consistent with Salio *et al.* (2007).

5 | DISCUSSION AND SUMMARY

After finding the days of extreme rainfall in southern Uruguay, we performed a principal component analysis,

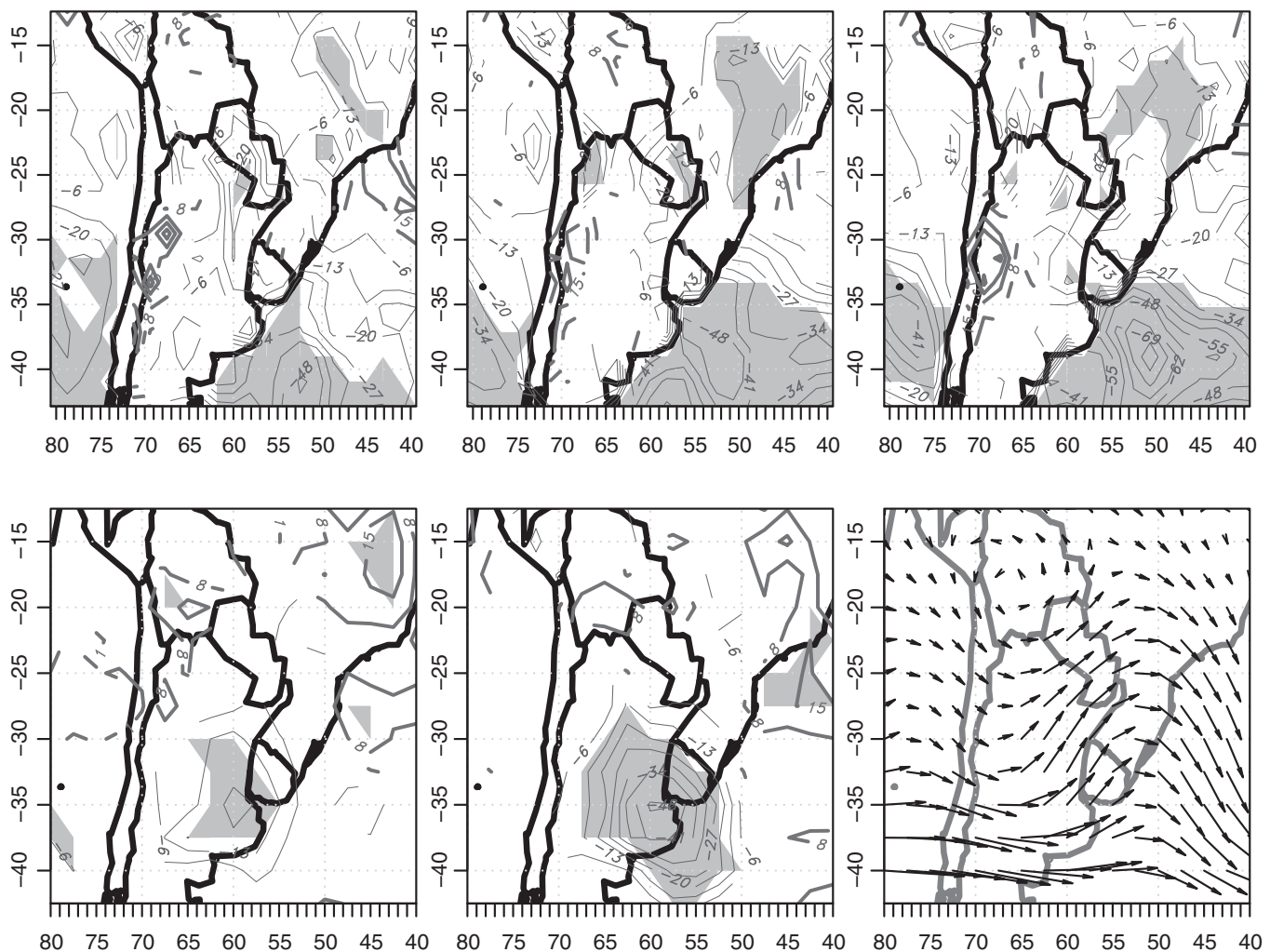


FIGURE 10 Same as in Figure 5 but for the latent heat anomaly of the C group (upper panels) with contour interval of 7 W/m^2 . The left and middle lower panel figures are the same as in Figure 5 but for OLR anomaly of the C group during day -1 (left) and 0 (middle) with contour interval of 7 W/m^2 . Shaded areas are significant at 90% level. Thick lines are positive values and thin lines are negative values. The right lower panels figure is the composite of the 500 hPa winds in m/s of the C group during day 0

considering the 2m temperature, to differentiate the extreme events in classes. The principal component analysis suggests that the two main factors that determine rainfall in southern Uruguay are frontal and convective activity. This agrees with previous studies (Velasco and Fritsch, 1987; Cavalcanti and Kayano, 1999; Vera *et al.*, 2002; Ávila *et al.*, 2015). The first EOF is related to boundary layer instability and explains 48% of the total variance, while the second can be thought as representing a cold front approaching Uruguay from the southwest and explains 17% of the total variance. Taking the PCs into account, extreme events are grouped into three classes and we found that the three types of extremes have different dynamics. It is important to note that only 13% of the days have negative values of both PCs. This reinforces the idea that cold fronts and atmospheric instability are the main causes of rainfall in southern Uruguay. Sixty-nine per cent of the extreme events have positive PC1, while the PC2 has 50% of positive and 50% of negative values. This means that the majority of the extreme events occur when the area is warm and unstable, while frontal activity is present only in half of the extremes.

The CF extremes are characterized by positive 200 hPa divergence in southern Uruguay that favours the initiation of a low surface pressure in the area. The development of this low pressure, together with a high pressure system located over the Atlantic, favours the transport of heat and humidity toward Uruguay, destabilizing the boundary layer. At the same time, a cold front approaches from the southwest, triggering convection. In conclusion, the event is triggered by a cold front that interacts with an unstable and humid situation.

The rainfall in the C group is convective and is initiated in central Argentina, to the west of Uruguay, due to extremely unstable local conditions caused by positive temperature anomalies and evaporation. This convective activity reaches Uruguay during day 0. This is in agreement with Matsudo and Salio (2011), Rasmussen and Houze (2011), and Rasmussen *et al.* (2016) that say that storms propagate eastward from the Andes. The moisture in these extremes has two main sources: wind advection from the surrounding Atlantic and evaporation.

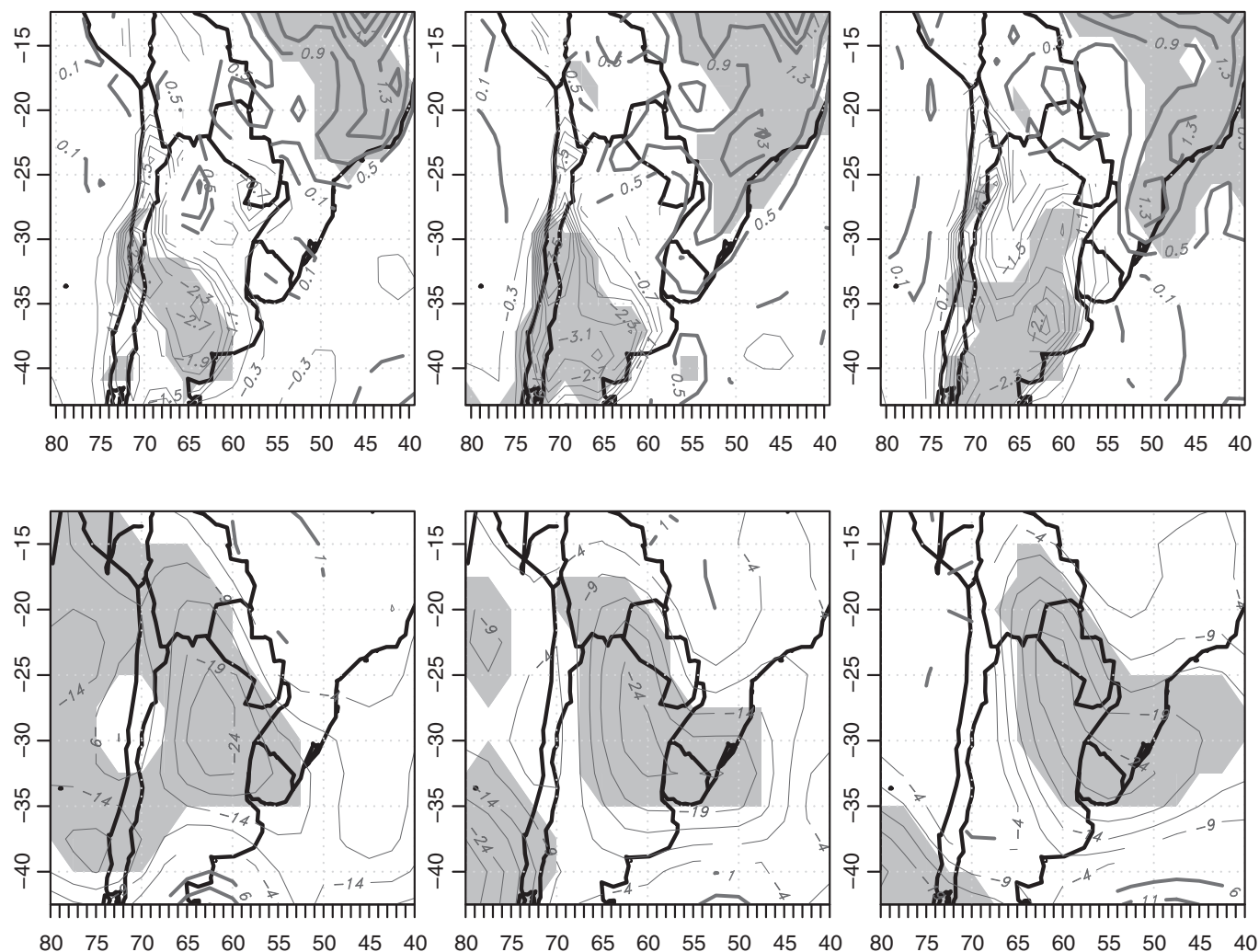


FIGURE 11 Same as in Figure 5 but for the 2m temperature anomaly of the CL group (upper panels) with contour interval of 0.4 K and for 1,000 hPa geopotential anomaly (lower panels) with contour interval of 5 m. Shaded areas are significant at 90% level. Thick lines are positive values and thin lines are negative values

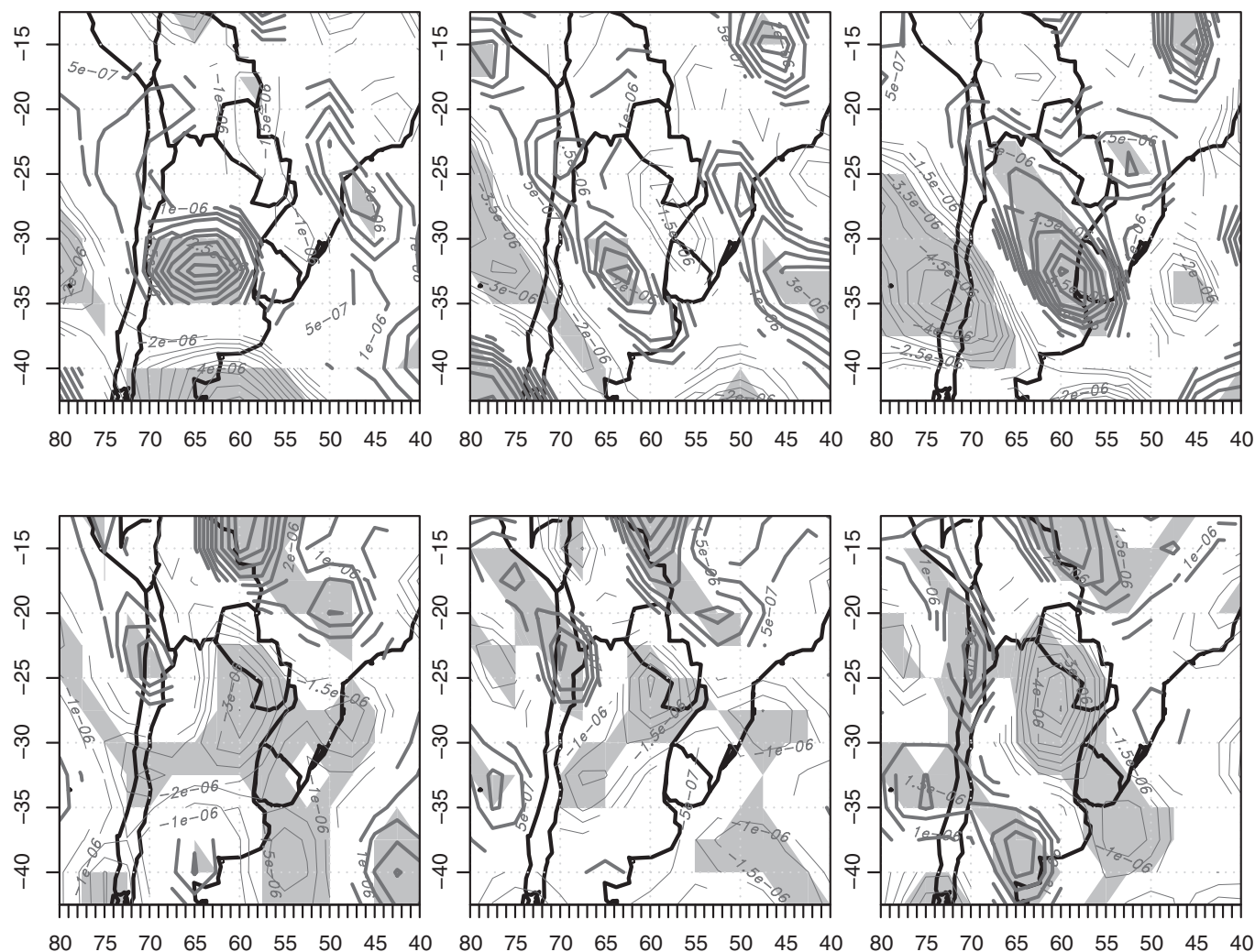


FIGURE 12 Same as in Figure 5 but for the 200 hPa mass divergence anomaly of the CL group (upper panels) with contour interval of $5 \times 10^{-7}/s$ and for 850 hPa mass divergence anomaly of the CL group (lower panels) with contour interval of $5 \times 10^{-6}/s$. Shaded areas are significant at 90% level. Thick lines are positive values and thin lines are negative values

The triggering of the CL group is a persistent and significant negative pressure anomaly in 1000 hPa, that during day -2 resembles the Chaco low and advects heat toward Uruguay. During the day of the extreme event, positive 200 hPa divergence favours the intensification of the low pressure system over Uruguay. Only six events comprise this category.

In extremes CF and CL, the main source of humidity is northerlies associated with the low level jet (not shown). This agrees with some investigations that consider it as the main source of humidity in the area (Marengo *et al.*, 2004;

Saulo *et al.*, 2004). However, in the C extremes, the main source of humidity seems to be the regional evaporation and moisture transport from the South Atlantic. This agrees with Teixeira and Satyamurty (2007) that find Atlantic moisture as an important source during extreme rainfall episodes in south Brazil, and also with Rodriguez and Cavalcanti (2006) that concludes that evaporation is the main source of moisture to the sector during the whole year.

Although the extremes are defined considering the southern area of Uruguay, during day 0, most of the country has

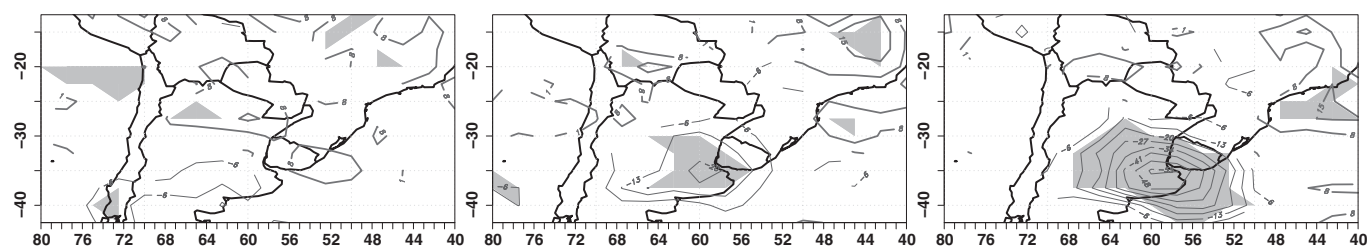


FIGURE 13 Same as in Figure 5 but for OLR anomaly of the CL group with contour interval of 7 W/m^2 . Shaded areas are significant at 90% level. Thick lines are positive values and thin lines are negative values

negative OLR anomalies with a minimum in the southwest sector. It is worth pointing out that no correlation between each group and the accumulated amount of rainfall in southern Uruguay was found (not shown).

Considering the dates of each extreme, we found that the amount of extreme rainfall events during El Niño years is almost the same as the amount of extreme rainfall events during La Niña events (17 and 20, respectively). Another way to see it is to analyse the amount of extreme events per positive, neutral or negative ENSO phase. For example, the amount of extreme events per positive ENSO is calculated as the amount of extreme events that occurred in positive ENSO divided by the amount of positive ENSO in the period of study. Then, we found that there are 1.70 extreme events per positive phase of ENSO, 1.73 per neutral phase and 1.67 per negative phase. Although the extreme events in positive phases of ENSO are equally distributed in the 3 months, 11 of the 20 extreme events in negative phases of ENSO occurred in February. This is in agreement with Grimm and Tedeschi (2009) that find that La Niña events significantly reduce the amount of extreme events during December and January.

On the other hand, it is interesting to note that 19 of the 42 extreme events classified in groups were in February, which is the shortest month. In fact, this is particularly noticeable in the C extremes, where 11 out of 19 events occurred in February. This is related to the fact that the C extremes are characterized by a blocking episode. According to Alessandro (2014), the blocking episodes centred at 40°W, 45°S, are more frequent in February than in December or January. The other classes of extremes are almost equally distributed along the 3 months.

This study analyses the main characteristics of the extreme rainfall events in southern Uruguay in summer. We performed a diagnostic study about the processes that may be playing a role in the dynamics of the events. Further studies are needed to quantify the processes involved.

ORCID

Matilde Ungerovich  <https://orcid.org/0000-0002-4547-5611>

Marcelo Barreiro  <https://orcid.org/0000-0002-7819-1607>

REFERENCES

- Adler, R.F., Huffman, G.J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P.-P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P. and Nelkin, E. (2003) The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1147–1167.
- Alessandro, A.P. (2014) Incidence and trend of blocking action situations on the temperature and precipitation in Argentina. *Atmosfera*, 27(2), 141–163.
- Ávila, E.E., Bürgesser, R.E., Castellano, N.E. and Nicora, M.G. (2015) Diurnal patterns in lightning activity over South America. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*, 120(8), 3103–3113.
- Baethgen, W. (2010). *Opciones para la adaptación al cambio climático en el sector agropecuario del Uruguay*. Available at: <http://www.undpcc.org/docs/National%20issues%20papers/Agriculture> [Accessed 13, June 2018].
- Barreiro, M. (2017) Interannual variability of extratropical transient wave activity and its influence on rainfall over Uruguay. *International Journal of Climatology*, 37(12), 4261–4274.
- Barreiro, M. and Tippmann, A. (2008) Atlantic modulation of El Niño influence on summertime rainfall over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, 35(16), 1–16.
- Berbery, E.H. and Barros, V.R. (2002) The hydrologic cycle of the La Plata Basin in South America. *Journal of Hydrometeorology*, 3(6), 630–645.
- Brida, J.G., Lanzilotta, B., Lionetti, S. and Risso, W.A. (2010) Research note: the tourism-led growth hypothesis for Uruguay. *Tourism Economics*, 16(3), 765–771.
- Carvalho, L.M., Jones, C. and Liebmann, B. (2002) Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 15(17), 2377–2394.
- Cavalcanti, I. and Kayano, M. (1999) High-frequency patterns of the atmospheric circulation over the southern hemisphere and South America. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 69(3–4), 179–193.
- Cavalcanti, I., Carril, A., Penalba, O., Grimm, A., Menéndez, C., Sanchez, E., Cherchi, A., Sörensson, A., Robledo, F., Rivera, J., Pántano, V., Bettoli, L. M., Zaninelli, P., Zamboni, L., Tedeschi, R.G., Dominguez, M., Ruscica, R. and Flach, R. (2015) Precipitation extremes over La Plata Basin—review and new results from observations and climate simulations. *Journal of Hydrology*, 523, 211–230.
- Cazes-Boezio, G., Robertson, A.W. and Mechoso, C.R. (2003) Seasonal dependence of ENSO teleconnections over South America and relationships with precipitation in Uruguay. *Journal of Climate*, 16(8), 1159–1176.
- Farral, A. (2016). *Detección de errores e inhomogeneidades en series de datos meteorológicos*. Unpublished doctoral dissertation. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Buenos Aires: Universidad de Buenos Aires.
- Giorgi, F., Coppola, E., Raffaele, F., Diro, G.T., Fuentes-Franco, R., Giuliani, G., Mangain, A., Llopart, M., Mariotti, L. and Torma, C. (2014) Changes in extremes and hydroclimatic regimes in the CREMA ensemble projections. *Climatic Change*, 125(1), 39–51.
- Gonzalez, S. and Bech, J. (2017) Extreme point rainfall temporal scaling: a long term (1805–2014) regional and seasonal analysis in Spain. *International Journal of Climatology*, 37(15), 5068–5079.
- Grimm, A.M. (2011) Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 25(4), 537–554.
- Grimm, A.M. and Tedeschi, R.G. (2009) ENSO and extreme rainfall events in South America. *Journal of Climate*, 22(7), 1589–1609.
- Haylock, M.R., Peterson, T., Alves, L., Ambrizzi, T., Anunciao, Y., Baez, J., Barros, V.R., Berlatto, M.A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V.J., Grimm, A.M., Karoly, D., Marengo, J.A., Marino, M.B., Moncunill, D.F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J.L., Trebejo, I. and Vincent, L. (2006) Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate*, 19(8), 1490–1512.
- Huffman, G.J., Adler, R.F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., Rudolf, B. and Schneider, U. (1997) The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(1), 5–20.
- Huffman, G.J., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J., Wolff, D.B., Adler, R.F., Gu, G., Bowman, K.P. and Stocker, E. (2007) The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 38–55.
- INALE. (2017, June). Datos del Uruguay lechero, viewed 6 June 2018. *Banco datos agroclimatico*. Available at: <http://inale.org/innovaportal/v/3204/4/innova.front/uruguay-lechero.html>.
- INIA. (2017, June). Banco datos agroclimatico. Available at: www.inia.uy/ [Accessed 1st September 2016].
- INUMET. (2017, June). Available at: <https://www.inumet.gub.uy/> [Accessed 1st September 2016].
- Joyce, R.J., Janowiak, J.E., Arkin, P.A. and Xie, P. (2004) Cmorph: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3), 487–503.

- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Potter, P., & Fiorion, M. (2000). An overview of NCEP/DOE reanalysis-2. In: Paper Represented at Second WCRP International Conference on Reanalysis. Reading, UK: World Meteorological Organization.
- Liebmann, B. and Smith, C.A. (1996) Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(6), 1275–1277.
- Liebmann, B., Jones, C. and de Carvalho, L.M. (2001) Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of Sao Paulo, Brazil. *Journal of Climate*, 14(2), 208–218.
- Marango, J.A., Soares, W.R., Saulo, C. and Nicolini, M. (2004) Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. *Journal of Climate*, 17, 2261–2280. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2).
- Matsudo, C. and Salio, P.V. (2011) Severe weather reports and proximity to deep convection over northern Argentina. *Atmospheric Research*, 100(4), 523–537.
- Moredecki, G. (2014). Determinants of Argentinean Tourism Demand in Uruguay. Serie Documentos de Trabajo/FCEA-IE; DT17/14.
- Penalba, O.C. and Robledo, F.A. (2010) Spatial and temporal variability of the frequency of extreme daily rainfall regime in the La Plata Basin during the 20th century. *Climatic Change*, 98(3–4), 531–550.
- Pscheidt, I., & Grimm, A.M. (2006). The influence of El Niño and La Niña episodes on the frequency of extreme precipitation events in southern Brazil. In *Proceedings of ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil*. INPE, Vol. 8, pp. 365–70.
- Rasmussen, K.L. and Houze, R.A., Jr. (2011) Orographic convection in subtropical South America as seen by the TRMM satellite. *Monthly Weather Review*, 139(8), 2399–2420.
- Rasmussen, K.L., Chaplin, M., Zuluaga, M. and Houze, R., Jr. (2016) Contribution of extreme convective storms to rainfall in South America. *Journal of Hydrometeorology*, 17(1), 353–367.
- Re, M., Saurral, R., & Barros, V. (2006). Extreme precipitations in Argentina. In: *Proceedings of ICSHMO*. Argentina, Vol. 8, pp. 1575–1583.
- Robinson, F., Sherwood, S., Gerstle, D., Liu, C. and Kirshbaum, D.J. (2011) Exploring the land–ocean contrast in convective vigor using islands. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(3), 602–618.
- Robledo, F.A. and Penalba, O.C. (2007) Análisis estacional de la frecuencia diaria y la intensidad de los extremos de precipitación sobre el sudeste de sudamérica. *Meteorologica*, 32(1–2), 31–49.
- Rodriguez, D.A. and Cavalcanti, I.F.A. (2006) Simulations of the hydrological cycle over southern South America using the CPTEC/COLA AGCM. *Journal of Hydrometeorology*, 7(5), 916–936.
- Romatschke, U. and Houze, R.A., Jr. (2010) Extreme summer convection in South America. *Journal of Climate*, 23(14), 3761–3791.
- Salio, P., Nicolini, M. and Zipser, E.J. (2007) Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Monthly Weather Review*, 135(4), 1290–1309.
- Saulo, A.C., Seluchi, M.E. and Nicolini, M. (2004) A case study of a Chaco low-level jet event. *Monthly Weather Review*, 132(11), 2669–2683.
- Solman, S.A. and Orlanski, I. (2010) Subpolar high anomaly preconditioning precipitation over South America. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67 (5), 1526–1542.
- Tedeschi, R., Cavalcanti, I. and Grimm, A.M. (2013) Influences of two types of ENSO on South American precipitation. *International Journal of Climatology*, 33, 1382–1400.
- Teixeira, M.S. and Satyamurty, P. (2007) Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern Brazil. *Monthly Weather Review*, 135 (2), 598–617.
- Ungerovich, M. and Barreiro, M. (2017) Predicción Climática Estacional de Precipitación Acumulada en Primavera y Verano en el Sur de Uruguay. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 32(3), 365–373.
- Velasco, I. and Fritsch, J.M. (1987) Mesoscale convective complexes in the Americas. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*, 92(D8), 9591–9613.
- Vera, C.S., Vighiarolo, P.K. and Berbery, E.H. (2002) Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America. *Monthly Weather Review*, 130(3), 684–699.
- Vera, C., Silvestri, G., Liebmann, B. and González, P. (2006) Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophysical Research Letters*, 33(13), 1–4.

How to cite this article: Ungerovich M, Barreiro M. Dynamics of extreme rainfall events in summer in southern Uruguay. *Int J Climatol*. 2019;39: 3655–3667. <https://doi.org/10.1002/joc.6046>

Capítulo 3
CORRECCIÓN DE PRIMER PUBLICACIÓN

CORRECTIONS

Correction: Dynamics of extreme rainfall events in summer in southern Uruguay

Matilde Ungerovich  | Marcelo Barreiro 

Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay

Correspondence

Matilde Ungerovich, Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Universidad de la República, Iguá 4225, Montevideo 11400, Uruguay.
Email: mungerovich@fisica.edu.uy

We reanalysed the scripts and replotted figures 3–13 from the original paper (now Figures 1–11). Figures 1, 3, 4, 5, 9, 10 and 11 (3, 5, 6, 7, 11, 12 and 13 in the original paper) remain similar to their original versions.

First, it is important to clarify that in observational data, rainfall is accumulated from 7 a.m. local time of a certain day to 7 a.m. local time of the following day, and the amount is assigned to the first day by the Weather Service. Taking also into account that Uruguay time is UTC–3 hr, we considered the second day as the extreme day (Day 0), which allows to follow the evolution of the whole event using reanalysis data.

Once the error is corrected, the principal component analysis (Figure 1) changes slightly and the first component represents 55% of the total variance while the second one represents 15%. Also, in Figure 2, it is shown that there are 11 asterisk marks representing the CF

class, 6 squares that belong to C group and 20 triangles of CL class. It is interesting to note that 76% (43/56) of the events have positive PC2, meaning that the majority of extreme events are associated with frontal activity. On the other hand, PC1 is positive in 38% (21/56) of the cases, corresponding to a positive temperature anomaly in Uruguay and northeastern Argentina. Only 11% (6/56) of the days have negative values of both PCs, which represent negative temperature anomalies over Uruguay (not shown).

In the composite analysis of the CF group (Figures 3–5, or 5–7 in the original paper), the positive temperature anomaly intensifies rapidly from Day –2 to Day –1 and persists while the negative one is statistically significant during Days –1 and 0. In addition, the front reaches Uruguay during Day 0 and its main position to the south of the Buenos Aires province suggests the

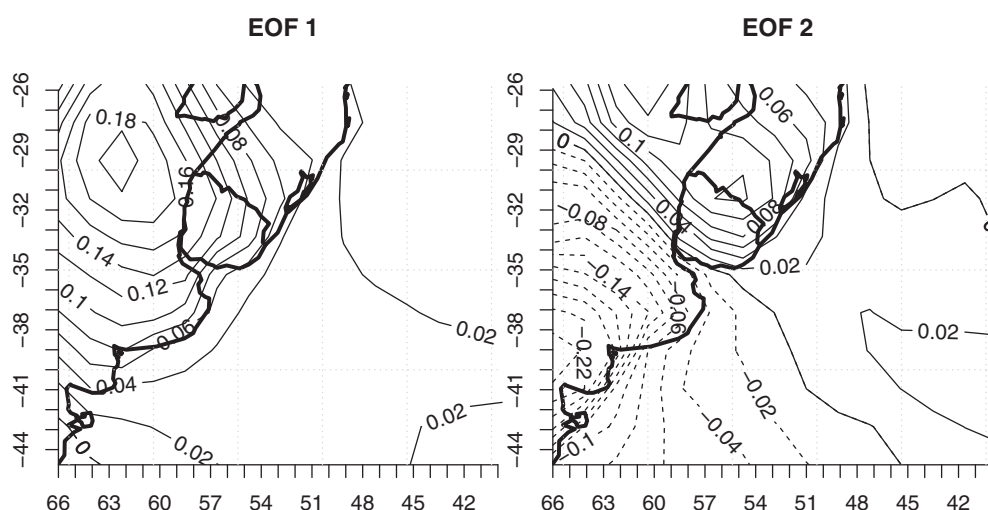


FIGURE 1 First (left) and second (right) EOF, using 2 m temperature, representing 55 and 15% of the total variance

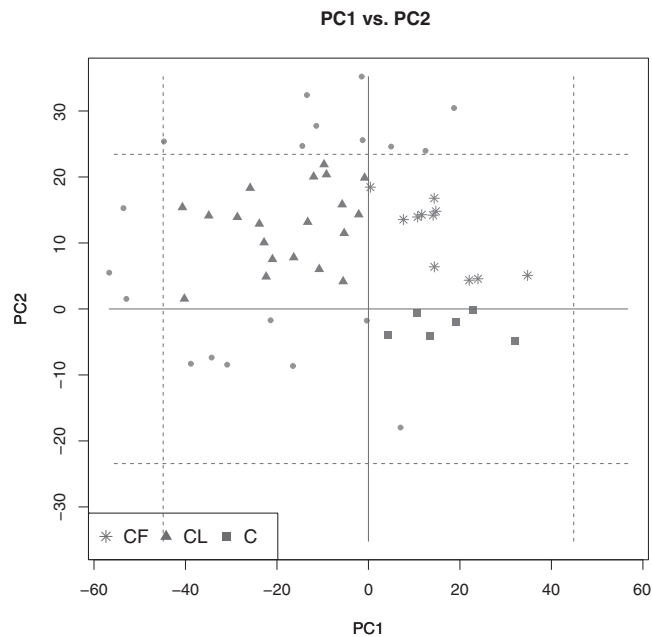


FIGURE 2 Scatterplot of extreme rainfall events. The x label is the PC1 and the y label the PC2. Lines are the zeros and 1 and 2 SD of the PCs. Asterisk represent ‘convective and frontal activity extremes’ (CF), squares represent ‘convective extremes’ (C) and triangles represent ‘frontal activity extremes’ (CL)

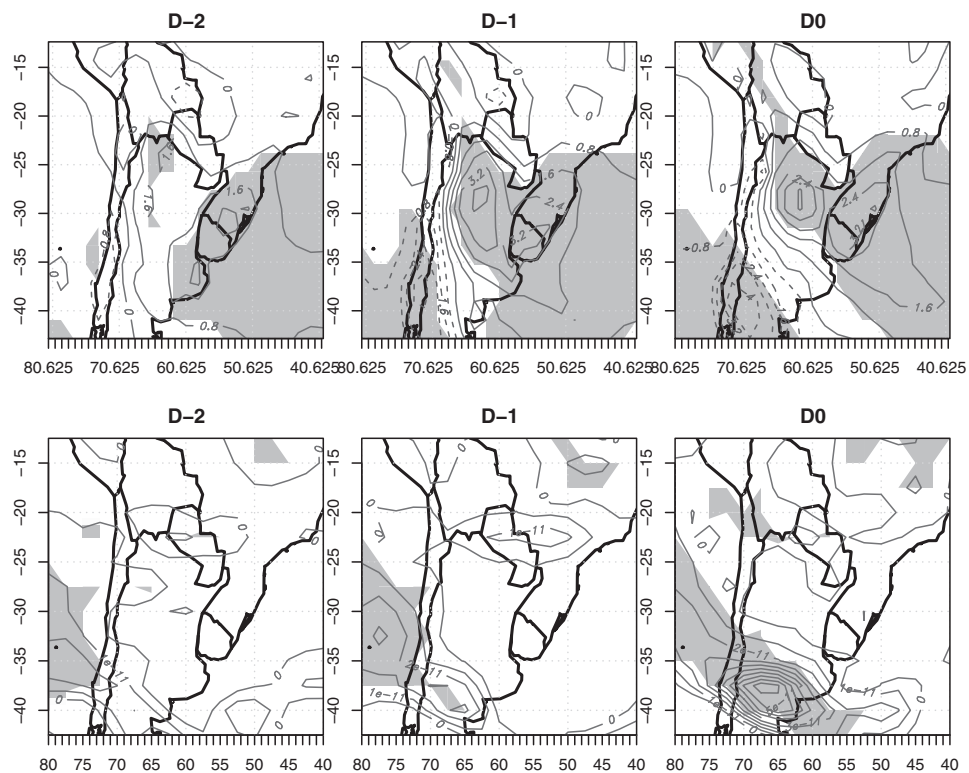


FIGURE 3 Composite of temperature anomaly (upper panels) during Day -2 (left), Day -1 (middle) and Day 0 (right) for the CF group. Contour intervals is 0.8 K. composite of front activity index anomaly (lower panels) during Day -2 (left), -1 (middle) and Day 0 (right). Contour intervals is $5e-10 \text{ km}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$. Shaded areas are significant at 90% level. Continuous lines are positive values and dashed lines are negative values

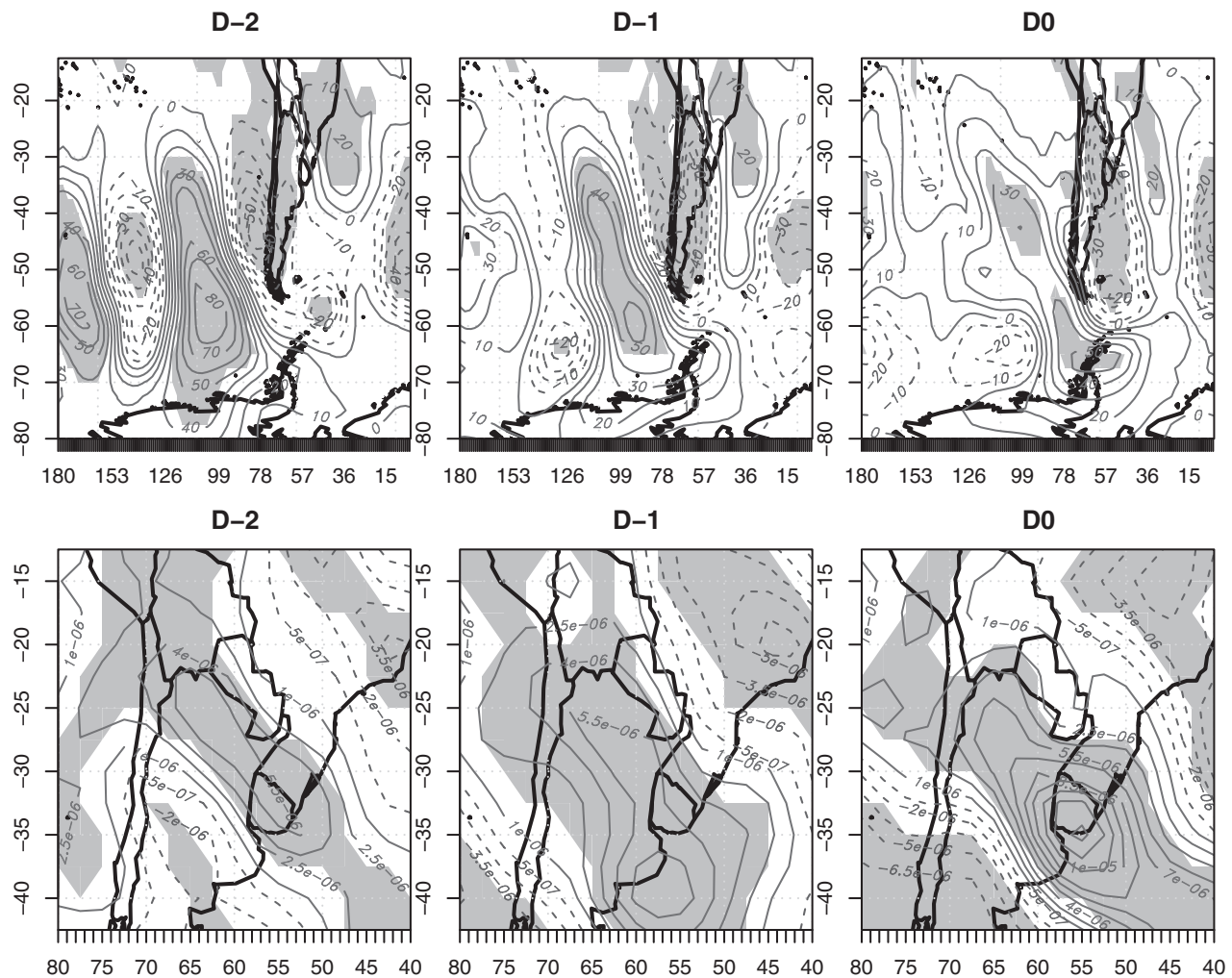


FIGURE 4 Same as in Figure 3 but for 1,000 hPa geopotential anomaly (upper panels) with contour interval of 10 m and for 200 hPa volume divergence anomaly (lower panels) with contour interval of $1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Shaded areas are significant at 90% level. Continuous lines are positive values and dashed lines are negative values

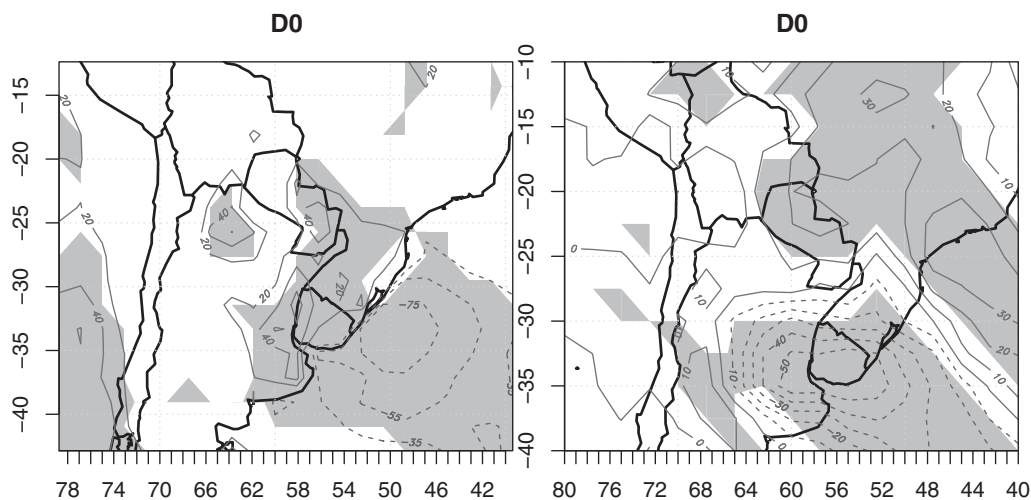


FIGURE 5 Composite of latent heat (left panel) during Day 0 (left). Contour intervals are 10 W/m^2 . Composite of OLR anomaly (right panel) during Day 0 (right). Contour intervals are 10 W/m^2 . Shaded areas are significant at 90% level. Continuous lines are positive values and dashed lines are negative values

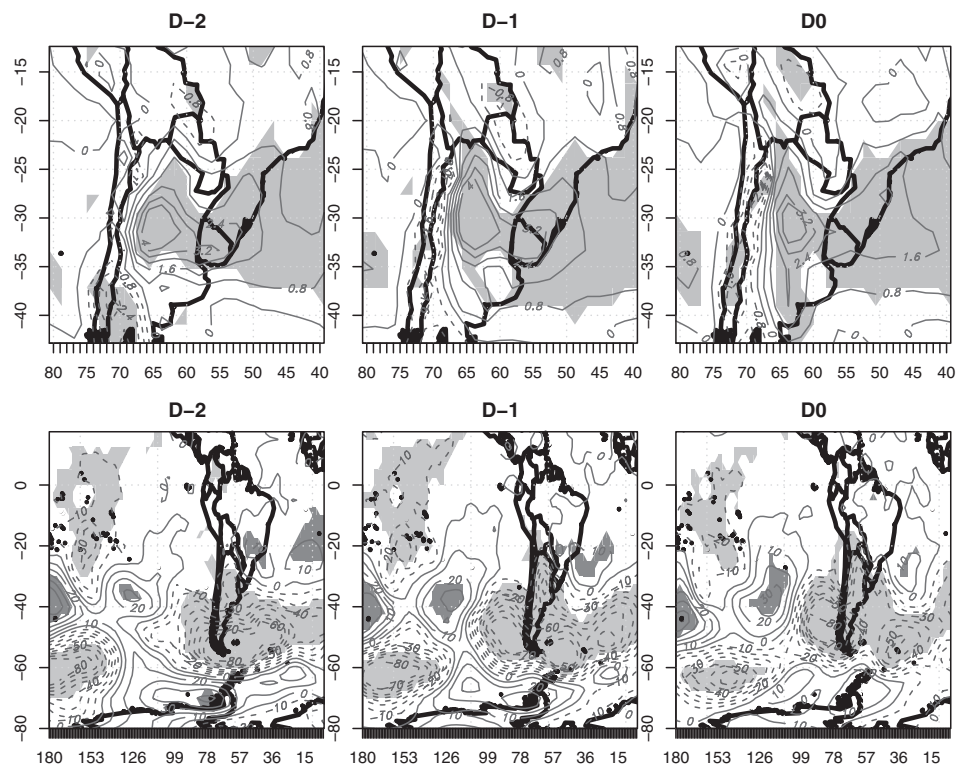


FIGURE 6 Composite of temperature anomaly (upper panels) during Day -2 (left), Day -1 (middle) and Day 0 (right) for the C group. Contour intervals is 0.8 K. Composite of 1,000 hPa geopotential anomaly (lower panels) with contour interval of 10 m. Shaded areas are significant at 90% level. Continuous lines are positive values and dashed lines are negative values

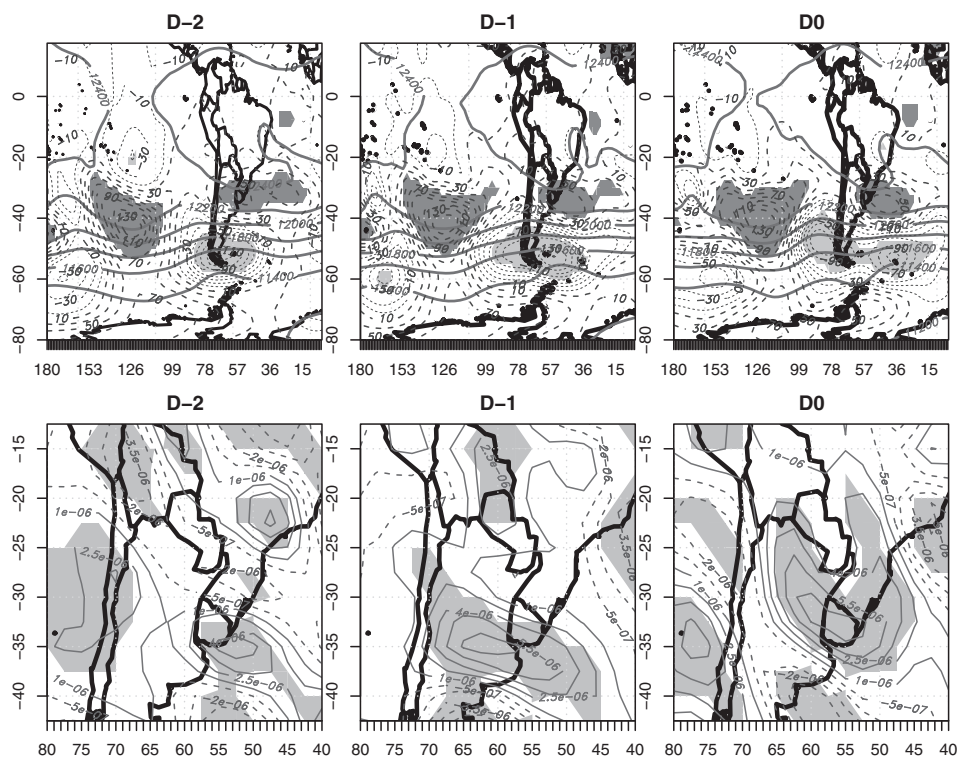


FIGURE 7 Two hundred hectopascal geopotential height composite for the C group (continuous lines) and difference fields (dashed lines) for extreme rainfall events (upper panels). Contour of dashed lines is 20 m. Shaded areas are significant at 90% level. Light colours are negative anomalies and dark colours are positive anomalies. The lower panel is the same as in Figure 3 but for mass divergence anomaly in 200 hPa of the C group (lower panels) with contour interval of $1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$

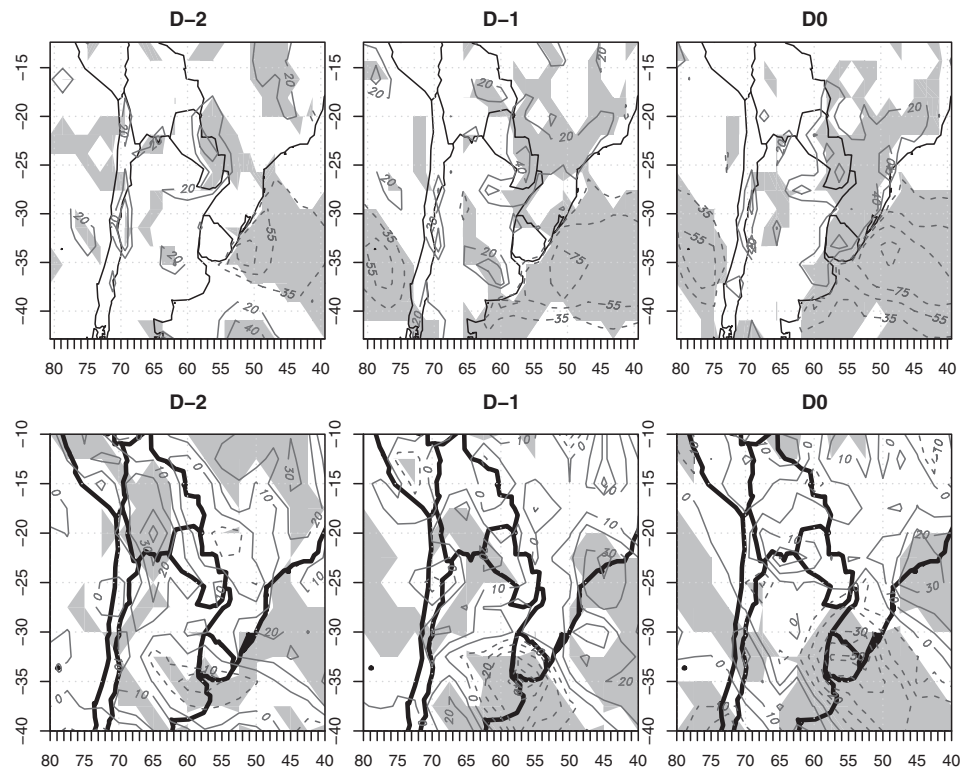


FIGURE 8 Same as in Figure 3 but for the latent heat anomaly of the C group (upper panels) with contour interval of 10 W/m^2 . The lower panels are the same as in Figure 5 but for OLR anomaly of the C group during Day -1 (left) and Day 0 (middle) with contour interval of 10 W/m^2 . Shaded areas are significant at 90% level. Continuous lines are positive values and dashed lines are negative values

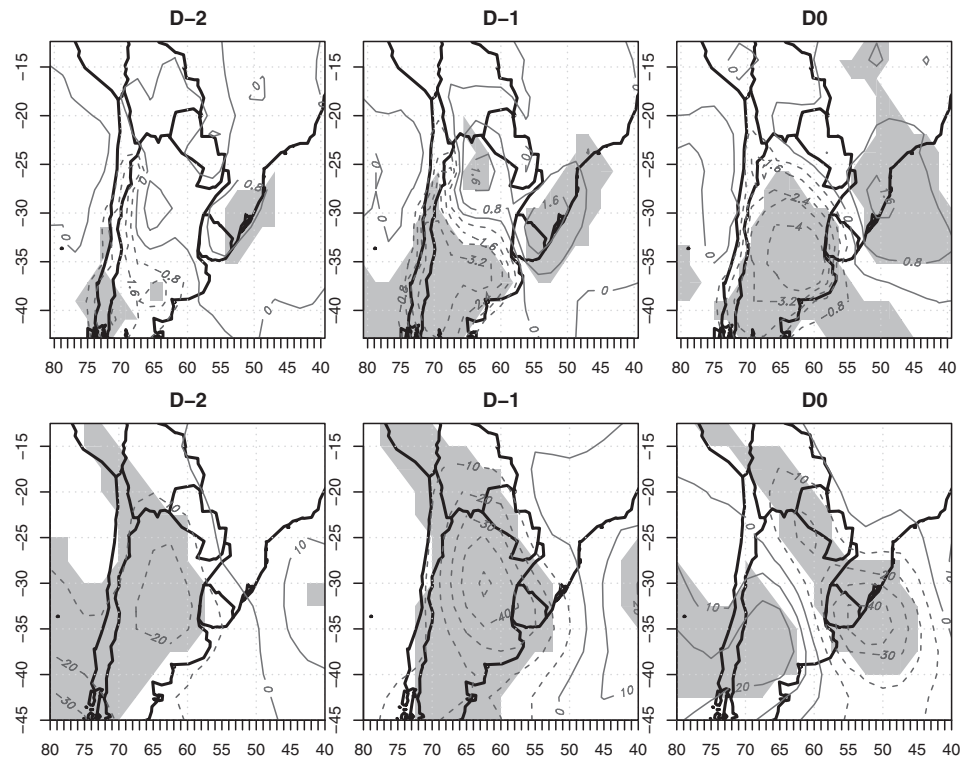


FIGURE 9 Same as in Figure 3 but for the 2 m temperature anomaly of the CL group (upper panels) with contour interval of 0.8 K and for 1,000 hPa geopotential anomaly (lower panels) with contour interval of 10 m . Shaded areas are significant at 90% level. Continuous lines are positive values and dashed lines are negative values

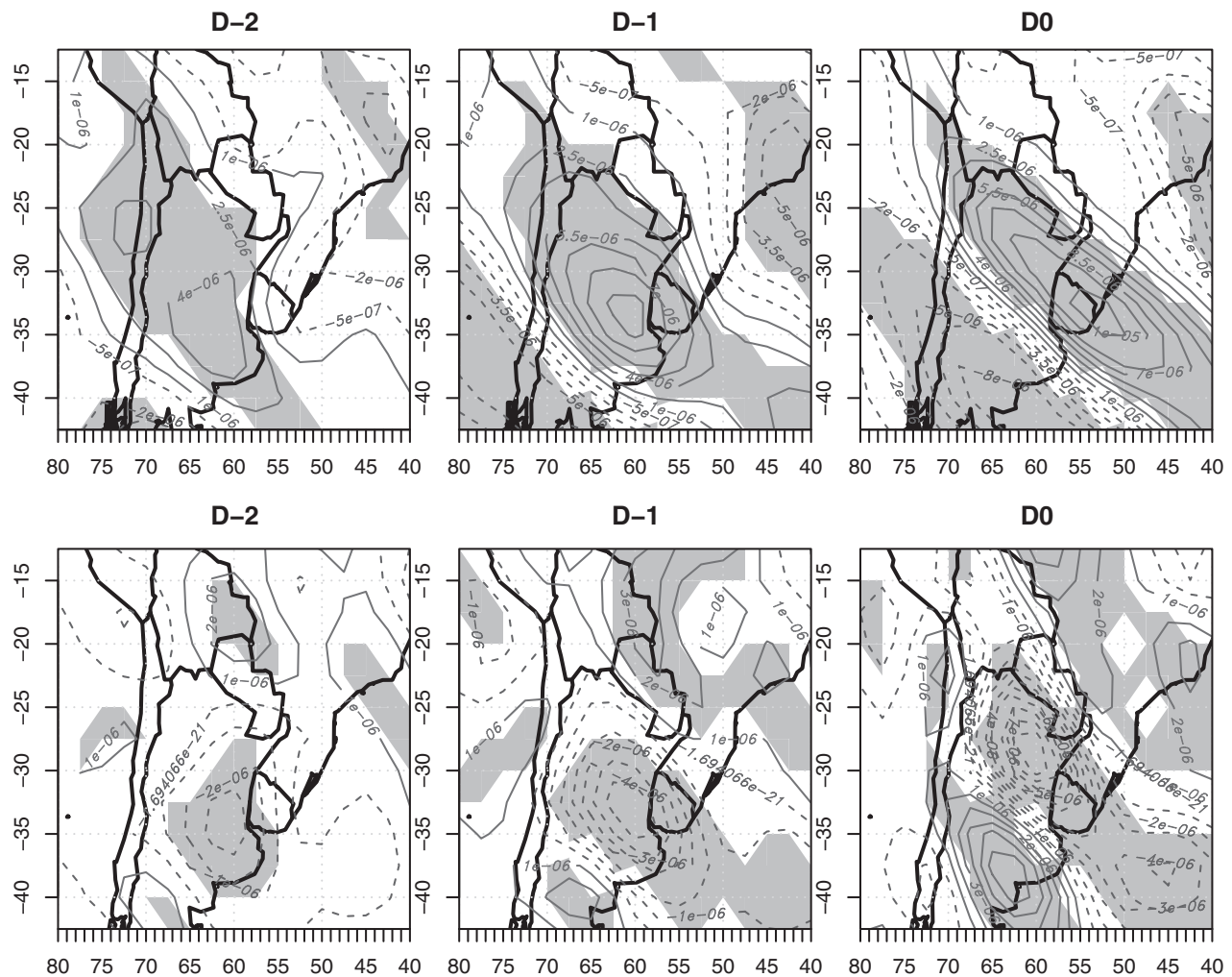


FIGURE 10 Same as in Figure 3 but for the 200 hPa mass divergence anomaly of the CL group (upper panels) with contour interval of $1.5 \times 10^{-6} \cdot s^{-1}$ and for 850 hPa mass divergence anomaly of the CL group (lower panels) with contour interval of $1 \times 10^{-6} \cdot s^{-1}$. Shaded areas are significant at 90% level. Continuous lines are positive values and dashed lines are negative values

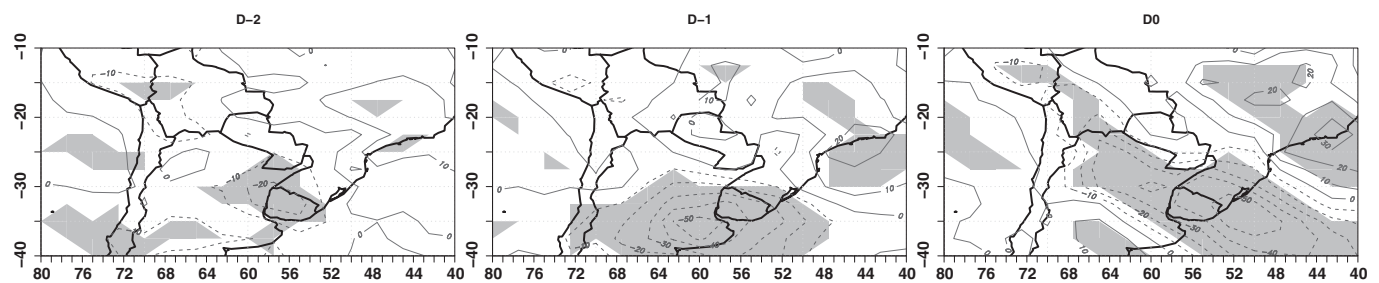


FIGURE 11 Same as in Figure 3 but for OLR anomaly of the CL group (upper panels) with contour interval of 10 W/m^2 . Shaded areas are significant at 90% level. Continuous lines are positive values and dashed lines are negative values

existence of an instability line (or squall line) ahead of it reaching southern Uruguay. In the 1,000 hPa level, the positive pressure anomaly is centred at 30°S , 40°W and the negative one is centred at 45°S , 80°W during Day -1. The 200 hPa divergence has positive values in Uruguay and northern Argentina during the 3 days, it intensifies

and develops maximum values over southern Uruguay in Day 0, favouring dynamic lift. Also, Figure 5 shows negative latent heat anomalies in the surrounding ocean representing a reduction in evaporation, and positive values over the continent meaning that local evaporation also acts as a source of humidity.

Major changes are found in the C group. It is characterized by a positive temperature anomaly over Uruguay and central Argentina during the 3 days (Figure 6 or figure 8 in the original paper). The temperature anomaly is favoured by intense and persistent northerly winds, caused by the combination of a low-pressure centre located in northeastern Argentina, part of a stationary low pressure system that extends over the southern cone, and a high pressure system centred around 20°S 35°W. Upper levels show positive (negative) geopotential height anomalies to the north (south) of 40°S from Day -2 to Day 0, a structure that characterizes a local jet streak just to the south of Uruguay (Figure 7, or figure 9 in the original paper). As a consequence, the expected upper level divergence at the northern side of the jet streak entrance is located in the southern region of Uruguay favouring dynamic lift, and favours the southward extension of the low-level jet (LLJ) which advects warm and humid air destabilizing the region. At the same time, evaporation is reduced (negative latent heat anomalies) in the ocean and is enhanced over Uruguay during Day 0, that helps in boundary layer destabilization (Figure 8 or figure 10 in the original paper). It is important to note that in this group, contrary to the other groups, the instability in lower levels and the positive divergence in higher levels persist during 5 days (not shown). Thus, a persistent configuration that favours upward movements causes the development of weak convection to the south of Uruguay during Day -2, while an intensification of the 200 hPa divergence combined with the unstable environment results in deep convection in our region of interest during Days -1 and 0 (Figure 8, or figure 10 in the original paper).

Also, results of the CL group have changed slightly (Figures 9–11, or figures 11–13 in the original paper). The positive temperature anomaly is located in southern Brazil during Day -2 and expands to Uruguay the following day. The combination of a positive and a negative anomaly suggests the presence of a frontal zone, favoured by the low-level circulation. The 1,000 hPa geopotential anomaly during Days -2 and -1 implies a transport of

warm air to Uruguay and low level wind convergence during the 3 days. Also, this group has negative OLR anomalies during the 3 days that are intense in the whole country during Days -1 and 0 which means that rainfall is not restricted to the southern region. The shape of the OLR anomalies during Day 0 clearly reflects the existence of a cold front progressing northeastward.

After redoing the analysis, some of the conclusions are modified. In the corrected version, 76% of the extreme events have positive PC2, while positive values of PC1 are present in 38% of the cases. This means that the majority of the extreme events are related to frontal activity, but also convection is an important factor. In fact, in 25% of the extremes, both factors are present. Considering the classes of extreme events, C group is the only one with significant changes. In this group, rainfall is convective and is initiated due to the persistence of extremely unstable local conditions caused by increased northerly transport of moisture and warm air that destabilizes the boundary layer. This advection is a consequence of the LLJ that, favoured by a positive 200 hPa divergence, reaches further south. Only six events comprise this category. Considering CL group, it is worth pointing out that they present the largest mean rainfall accumulations, as well as the largest variability (not shown). In all the groups, the main source of humidity is northerlies associated with the LLJ.

ORCID

Matilde Ungerovich  <https://orcid.org/0000-0002-4547-5611>

Marcelo Barreiro  <https://orcid.org/0000-0002-7819-1607>

How to cite this article: Ungerovich, M., & Barreiro, M. (2022). Correction: Dynamics of extreme rainfall events in summer in southern Uruguay. *International Journal of Climatology*, 42 (5), 3246–3252. <https://doi.org/10.1002/joc.7347>

Capítulo 4
TERCERA PUBLICACIÓN

Influence of Madden–Julian Oscillation on extreme rainfall events in Spring in southern Uruguay

Matilde Ungerovich¹  | Marcelo Barreiro²  | Cristina Masoller³

¹Departamento de Investigación y Desarrollo, Instituto Uruguayo de Meteorología, Montevideo, Uruguay

²Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay

³Departament de Física, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Spain

Correspondence

Matilde Ungerovich, Departamento de Investigación y Desarrollo, Instituto Uruguayo de Meteorología, Montevideo, Uruguay.
Email: matildeungerovich@gmail.com

Funding information

Agencia Nacional de Investigación e Innovación (ANII); ICREA ACADEMIA, Generalitat de Catalunya; Programa de Desarrollo de las Ciencias Básicas (PEDECIBA); Spanish Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades (project number PGC2018-099443-B-I00)

Abstract

The influence of Madden–Julian Oscillation (MJO) on the dynamics of extreme rainfall events during austral Spring in Uruguay is investigated. The research is focused on the southern region of the country, which includes 15 weather stations. Extreme events are defined as days in which accumulated rainfall exceeds the 90 percentile of rainy days, and MJO is classified according to the Real-time Multivariate MJO series 1 (RMM1) and 2 (RMM2) indices. Given that the extratropical teleconnections associated with MJO take at least 1 week to set up, we explore the influence of MJO up to 11 days prior to extreme events. A nonlinear time series analysis is performed (using symbolic patterns known as ordinal patterns) in order to consider the effects of the persistence of particular phases of MJO on the dynamic of extreme rainfall events. We find that MJO has the highest influence on extreme rainfall events in the region when it shows a persistence in phases 4 and 5 for more than 5 days, which intensifies the polar jet, influencing the trajectories of the transient waves that propagate in high latitudes, favouring geopotential disturbances over Uruguay. In other cases, the atmospheric pattern that leads to extreme rainfall events is characterized by a blocking episode that prevents transient activity from high latitudes to reach Uruguay, and the disturbances associated with the extreme events propagate along the subtropics.

KEYWORDS

extreme rainfall, Madden–Julian, Spring, Uruguay

1 | INTRODUCTION

Uruguay is a country located in southeastern South America (SESA), between latitudes 30°S and 35°S. As this area is a transition between the tropics and the extratropics, the climate is affected by both tropical and extratropical systems. In fact, rainfall may be associated with cold and warm fronts (Catto *et al.*, 2012; Cavalcanti, 2016; Ungerovich and Barreiro, 2019) and also to deep moist convective activity (Liu *et al.*, 2010; Nicora, 2014). In consequence, there are no dry and wet seasons. On the contrary, rainfall is distributed throughout the whole

year, with an average annual accumulation of 1,300 mm. In particular, the mean accumulation in Spring is 370 mm in northern Uruguay and 290 mm in the south, with 7 years when more than 40% of seasonal rainfall in the latter region occurred during extreme events (Figure 1). The importance of intraseasonal variability in SESA has also been suggested in many publications, such as Gonzalez *et al.* (2008); Alvarez *et al.* (2014); Liebmann *et al.* (1999).

Extreme rainfall events can cause damage in the social, economic and health spheres. This is particularly important in the southern region of Uruguay, where

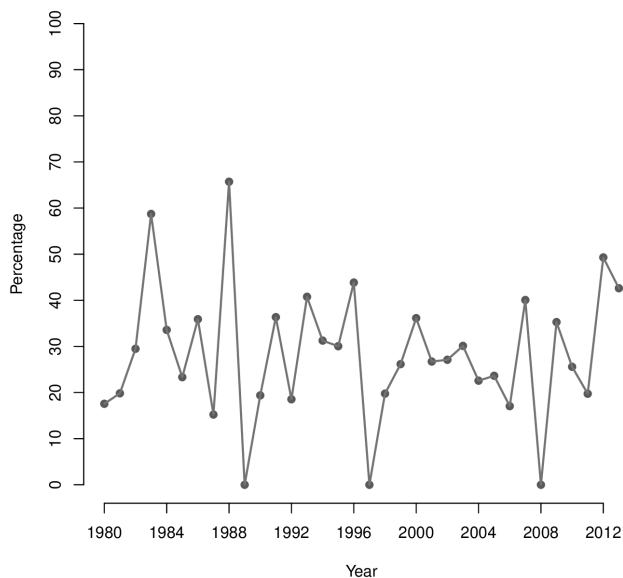


FIGURE 1 Percentage of accumulated rainfall in each Spring that occurred during extreme rainfall events in southern Uruguay

more than 70% of the population live. In addition, Uruguay is the seventh milk exporter worldwide and milking yards are located in the southern region (INALE). This industry is very sensitive to weather conditions, and extreme rainfall events are one of its most damaging natural hazards (Baethgen, 2010). Also, Laguna del Sauce, which is the second drinking water source of the country, is located in southern Uruguay and the quality of its water decreases after extreme rainfall events (Crisci *et al.*, 2017). However, as northern Uruguay's climate variability is more correlated with El Niño-Southern Oscillation (ENSO) than the southern region (Barreiro, 2017), most investigations on Uruguay's climate focus in the north of the country.

SESA is strongly affected by remotely forced climate teleconnections. There are several studies about the effects of ENSO on rainfall in the region. For example, Barreiro (2010) reported that in Spring, about 50% of rainfall variability in SESA is explained by ENSO. Also, Martín-Gómez and Barreiro (2016) found ENSO and the Indian Ocean Dipole influence rainfall in SESA during Spring through the interaction of a Rossby wave train induced by the Indian Ocean and another one forced by the tropical Pacific. There are fewer studies that relate rainfall anomalies in SESA with intraseasonal oscillations such as the Madden-Julian Oscillation (Madden and Julian, 1994). For instance, Donald *et al.* (2006) studied the influence of the different phases of MJO on daily rainfall in the world. Considering phases 4 and 5 of MJO as those where the centre of convection is in the Maritime Continent, they found that during the whole year, phase 4 is related to enhanced precipitation in southern

Uruguay, while phase 5 enhances precipitation from May to October. In addition, Curtis (2017) studied the relationship between MJO's phases and MJO's intensities during a whole season and rainfall during the following trimesters and found that accumulated precipitation in Spring in Uruguay seems to be higher when the MJO was mostly active in phase 7 (convection centred in western Pacific) during the previous austral winter. Also, Alvarez *et al.* (2017) investigated the relationship between MJO and the leading mode of Intraseasonal Variability of 30–90 day filtered outgoing longwave radiation (3090-SIS) in South America from October to April, which is a dipole with one centre over the region with the largest variability associated with the South Atlantic Convergence zone and the other centre in SESA. They defined the 3,090-SIS event as a period of at least five consecutive days when the 3,090-SIS index reaches absolute values larger than 1. Considering that positive (negative) values of 3,090 SIS are associated with enhanced (inhibited) convection over SESA, they found that 64.7% (60.3%) of positive (negative) 3,090-SIS events were associated with MJO events.

There has been a strong focus on understanding the characteristics and predictability of extreme rainfall events (Alexander *et al.*, 2006; Haylock *et al.*, 2006; Robledo and Penalba, 2008; Penalba and Robledo, 2010; Ungerovich and Barreiro, 2019). Concerning the predictability, many publications have studied the relationship between low frequency modes in the coupled ocean–atmosphere system and the occurrence of rainfall extremes. On inter-annual time scales, Grimm and Tedeschi (2009) found correlations between the number of extreme rainfall events in South America and ENSO. Their results show that in Uruguay, an increase in the number of extreme rainfall events is noticeable in El Niño years in northern Uruguay during most of the warm semester, and to a less extent in the southern region. It is worth noting that in that paper, no relationship between the number of extreme rainfall events in southern Uruguay and ENSO during September was found. However according to their results, in November, the accumulated precipitation during extreme events in southern Uruguay seems to be lower in El Niño and La Niña years than in neutral ones. Also Tedeschi *et al.* (2015) demonstrated that during La Niña years, there is a statistically significant tendency for the frequency of extreme rainfall events in Spring in Uruguay to decrease, mainly during Central Pacific La Niña events. During the same period, no tendency for extreme rainfall events in Uruguay was found for El Niño years. On intraseasonal time scales, although there are some investigations about the effects of MJO and extreme rainfall events (for example Carvalho *et al.*, 2004; Jones *et al.*, 2004), only a few focus on South America. For instance, Alvarez *et al.* (2016) confirmed that MJO influences

climate in South America during all seasons through extratropical Rossby wave trains that favour cyclonic and anticyclonic circulation anomalies over the region. They studied the variability of precipitation and temperature explained by MJO in South America, comparing the results obtained with two different MJO indices: RMM index (Wheeler and Hendon, 2004) and OMI index (Kiladis *et al.*, 2014). When considering the different indices, individual events vary in phase and amplitude, but statistical results with both of them are similar. Their results show that, during Spring, phase 5 of RMM favours weekly rainfall amounts in the upper tertile in northern Uruguay, while phase 4 of the OMI index is associated with the upper tertile over all Uruguay.

The majority of the studies on rainfall variability over South America such as Diaz *et al.* (2017); Martín-Gómez *et al.* (2016); Muñoz *et al.* (2015, 2016) focus on summer, which is the rainy season in a large area of the continent, but not in Uruguay. Having this in mind, along with the scarce number of investigations focusing on southern Uruguay, the goal of this study is to address the influence of MJO on extreme rainfall events during austral Spring in this region. Moreover, previous studies such as Zhang (2013) and Muñoz *et al.* (2015) suggested that the influence of the MJO may depend on a certain evolution of this phenomenon over a period, instead of on individual phases, and that there may be a time lag between the MJO signal and its impact. Thus, different from other studies, we approach the problem of the potential effect of MJO on southern Uruguay's rainfall considering explicitly the MJO evolution for up to 11 days before the extreme rainfall event. To do so we develop a novel methodology based on symbolic time series analysis.

Section 2 describes the data used. In Section 3, the methodology is explained. In Section 4, the results are shown and described. Section 5 is a discussion of the results and a summary of the main conclusions.

2 | DATA

We used observational and reanalysis data. The reanalysis data are geopotential at 200 and 1,000 hPa and winds at 200 and 850 hPa, taken from reanalysis NCEP/DOE (Kanamitsu, 2000) with a horizontal resolution of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ in September–October–November during the period 1980–2013.

We also used the all-season real-time multivariate MJO index (RMM) (Wheeler and Hendon, 2004) taken from the Australian Bureau of Meteorology BOM (n.d.). It is divided into eight phases, representing the location of the centre of anomalous intense convective activity associated with the MJO: phases 1 and 8 for the western

hemisphere and Africa, 2–3 for the Indian Ocean, 4–5 for the Maritime Continent, and 6–7 for the western Pacific. The intensity of the convection centre is characterized by the module of the vector (RMM1, RMM2). When that value is less than 1, the MJO is considered quiescent.

The observational data consists of daily accumulated rainfall registered in 15 gauge stations distributed in southern Uruguay during September–October–November (SON) 1980–2013. It was facilitated by the National Weather Service (INU) and the National Institute of Agricultural Investigation (INI). The region was defined as an area of similar rainfall characteristics in Ungerovich and Barreiro (2019). It was delimited considering 47 pluviometric stations available along the country. These stations were subjected to various clustering analysis to reduce the high-dimensionality of the dataset (i.e., from 47 to 4).

Firstly, *k*-means and the hierarchical technique with euclidean distance were applied to the daily rainfall database. Then, the same techniques were applied to two new databases, that were constructed by performing 7 and 15 day running average to the original database. Thirdly, the hierarchical technique with binary distance was applied to the original database. Finally, the *k*-means technique was applied to a database constructed with the tertiles of the daily rainfall. In each case, the stations were grouped into 2, 3, 4 and 5 clusters. Comparing the different clusters, the most consistent result is a four clusters distribution that resulted from applying the *k*-means technique on the original database and the euclidean distance.

The southern region is composed of 15 stations, marked with asterisks in Figure 2. The observational data from these 15 stations was subjected to a quality control process following Farrall (2016). It is based on the fact that close meteorological stations should register similar data, because they are affected by analogous weather conditions. The methodology consists of two main steps. The first one analyses the leading principal component (PC1) of close points. This is a three-dimensional subspace, because it has spatial and temporal dimensions. The projection of each observation on the PC1 is considered as the expected rainfall value of that observation. Secondly, the difference of each observation of each station to its expected value is calculated using the Mahalanobis distance (Mahalanobis, 1936)

$$D_{(\vec{x}_1 - \vec{x}_2)} = \left[D_m (\vec{x}_1 - \vec{x}_2)^T Z^{-1} (\vec{x}_1 - \vec{x}_2) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

being *Z* the covariance matrix of *x*, and *D_m* the Mahalanobis distance.

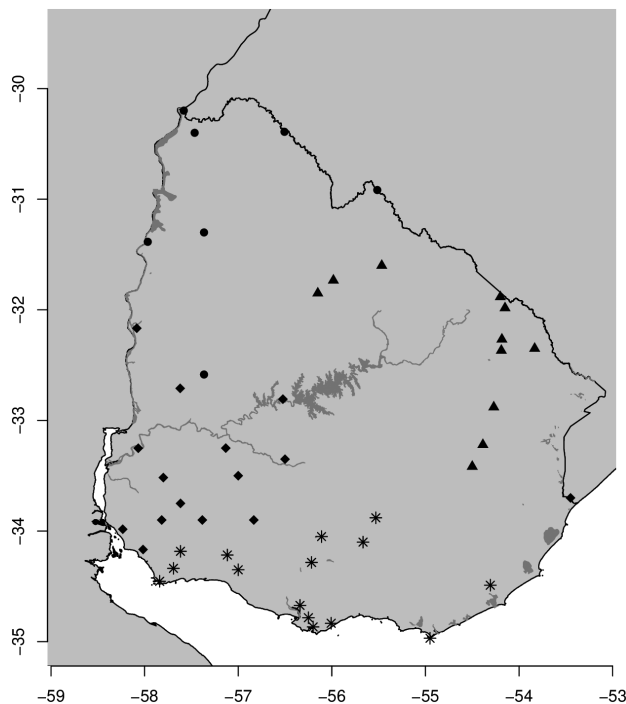


FIGURE 2 Clustering of pluviometric stations in Uruguay. Circles represent northern Uruguay, diamonds represent the western region, triangles represent the eastern area and asterisks represent the analysed stations, located in southern Uruguay

According to its definition, Mahalanobis distance takes into account the variability of rainfall intensities. In fact, different rainfall accumulations may have different variabilities. Then, the Mahalanobis distance between the expected value and an observation of an intensity that has great variability will be longer than its euclidean distance. On the other hand, if the observation falls into a range of rainfall values that has low variability, Mahalanobis distance will be shorter than euclidean distance. Considering this distance, the methodology assigns an “outlier possibility value” to each day of each station. Then, we compared the 1% of the most probable outlier days (same threshold as in Farrall (2016)) with the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) (Huffman *et al.*, 2007), CMORPH (Joyce *et al.*, 2004) and Gauge images (Huffman *et al.*, 1997; Adler *et al.*, 2003) obtained from the International Research Institute for Climate and Society (IRI) data library to decide whether to consider these observations as incorrect values or confidently use them. We concluded that 20 days had at least one mistaken observation among stations and decided not to include them in the analysis. Taking into account the mistaken and the missing data, 3,074 days are usable, containing 42,557 good rainfall values. Using this quality-controlled database, we selected the extreme events in southern Uruguay. The extreme event definition is, as in Ungerovich

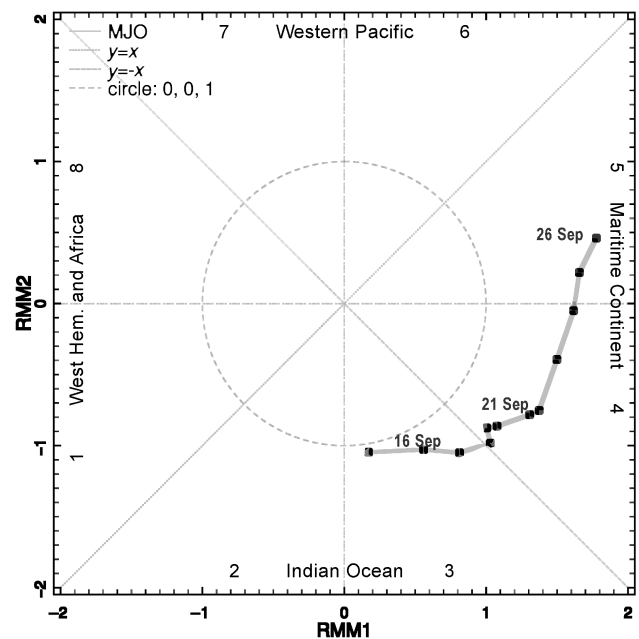


FIGURE 3 Example of MJO diagram for 15–26 September 1983. The evolution of the MJO phase shown here corresponds to an event of type BBC because the extreme event that occurs September 26 is on MJO phase 5 (letter B), day –5 is September 21st, which is phase 4 (letter B) and day –10 is September 16, which is phase 3 (letter C)

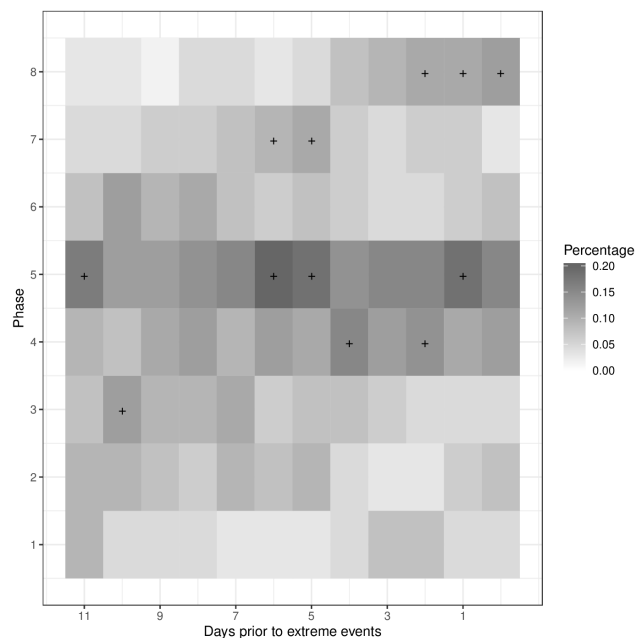


FIGURE 4 Frequency of occurrence of MJO's phases during extreme event and their previous days. The right column is day 0. The + symbol represents those phases and dates whose occurrence are statistically significant with a 90 level of confidence in a one tail Student *T*-test

and Barreiro (2019), a day when at least half of the points in the region of interest register precipitation and the sum of the rainfall in all those points exceeds the 90 percentile (corresponding to 32 mm). We found 65 extreme events.

3 | METHODOLOGY

Firstly, we analyse the MJO phase during each extreme event and their previous days. More specifically, we investigated up to 11 days prior to each extreme event, because according to our results (not shown) this is the period when the occurrence of certain MJO phases may influence extreme events in the region of interest. In particular, we are interested in the statistical significance of

the occurrence of MJO phases in that period. To do that we first counted, for all extreme events and their previous days, how many times each MJO phase occurred. Next, the relative frequency, considering the percentage of occurrence of each phase and the amount of extreme events (65), was calculated. In order to study the statistical significance we used the Monte Carlo method by taking 500 random groups of 65 days from the complete data base. We considered the occurrence of each phase in every group of 65 days. The 90 percentile of the distribution of occurrence of each phase was chosen as a threshold. As the phases are almost equally distributed, the thresholds of the different phases are similar.

Secondly, MJO phases were combined into words using a symbolic method of time series analysis similar to ordinal pattern analysis (Bandt and Pompe, 2002; Barreiro *et al.*, 2011). This technique is suitable for our analysis because it takes into account the evolution and persistence of MJO rather than its phase on a particular day. We created three letters words. Taking into consideration the results of the previous step, we considered phases 4, 5, 7 and 8. More specifically, the words are combinations of letter A that corresponds to phases 7 and 8, letter B to phases 4 and 5 and letter C to phases 1, 2, 3, 6 and to quiescent MJO. Each extreme event is associated with two words. The first letter of the first word of an event corresponds to the phase of MJO during day 0 (the day of the extreme event), the second letter of the first word corresponds to the phase of MJO during day -5 and the third letter corresponds to the phase of MJO during day -10. The second word is similar, but with days -1, -6 and -11. For example, in the extreme event on 26 September 1983 (Figure 3), day 0 corresponds to September 26 that is on phase 5 of MJO (letter B), day -5 is September 21st which is phase 4 (letter B) and day -10 is September 16 corresponding to phase 3 (letter C). Then, the first word of 26 September 1983 is BBC. Analogously, the

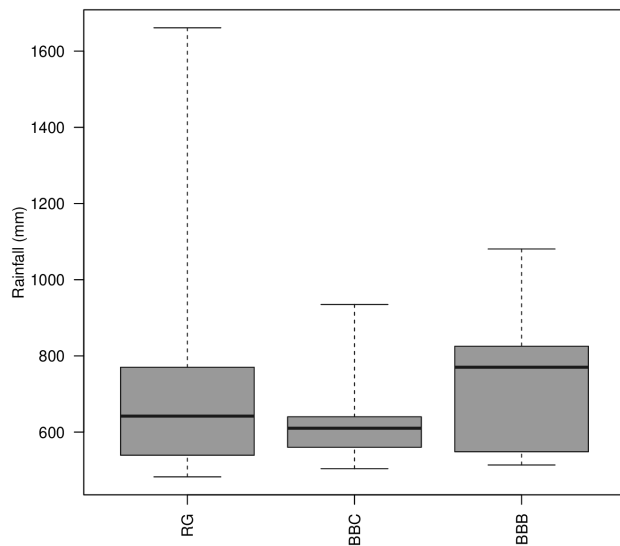


FIGURE 5 Boxplots of accumulated rainfall in extreme events days, classified in groups RG, BBC and BBB. Coloured area are the inter-quartile ranges, thick lines represent medians, and thin lines show the extreme values

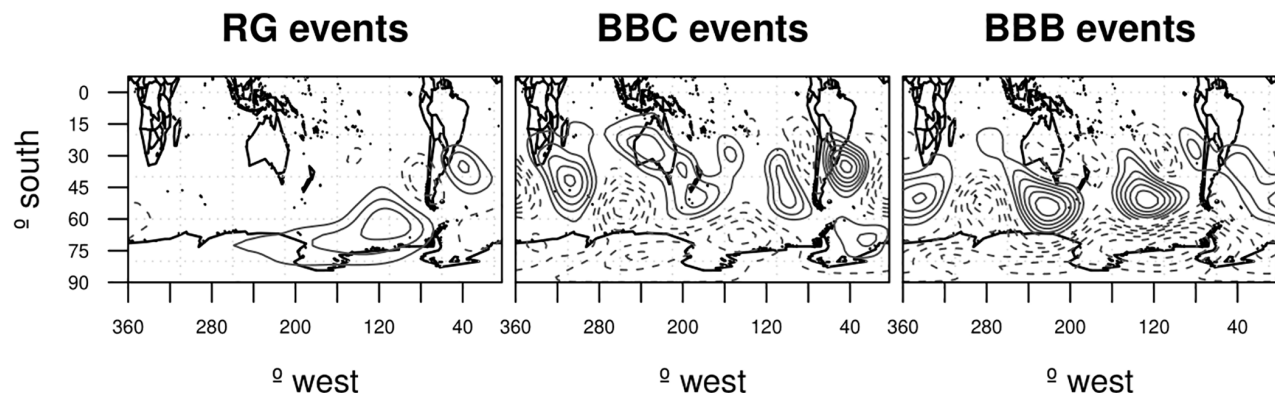


FIGURE 6 Stationary component of 200 hPa geopotential height anomaly of RG (left), BBC (middle) and BBB (right). Contour intervals are 15 m. Solid lines are positive values and dashed lines are negative values

second word of 26 September 1983 is associated with September 25 (phase 5, letter B), September 20 (phase 4, letter B) and September 15 (phase 3, letter C).

We focused on those words with at least two equal consecutive letters, which implies that the phases associated with that letter persisted for more than 5 days. The persistence threshold of 5 days was chosen because during our period of study 5 days is the median of persistence in phases 4 and 5 (that this study shows that are

related to rainy periods in southern Uruguay). The average persistence in those phases is 5.9 and the maximum is 22 days. In fact, 46.1% of MJOs persist on phases 4 and 5 for more than 5 days and 15.0% more than 10. Nine words meet the condition of having at least two equal consecutive letters (AAA, AAC, CAA, BBB, BBC, CBB, CCC, CCB and CCA). In a similar way as we did before, we calculated the statistical significance of occurrence of each word. Then, we classified the extreme events

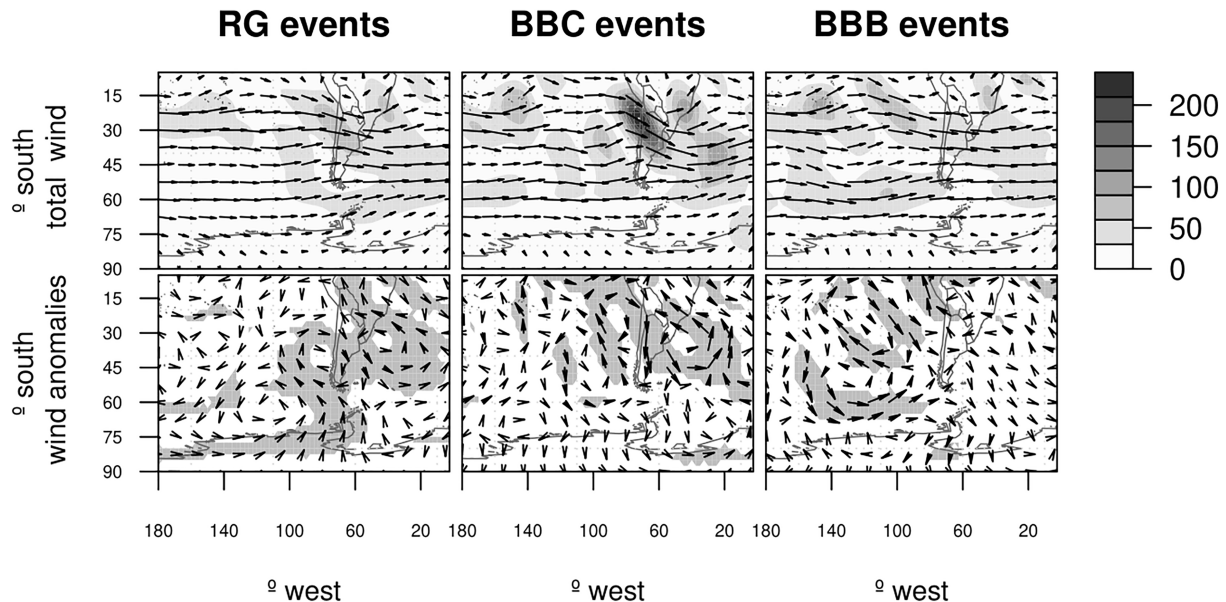


FIGURE 7 Stationary component of 200 hPa total wind (m/s) of RG (top left), BBC (top middle) and BBB (top right). Stationary component of 200 hPa anomaly wind (m/s) of RG (bottom left), BBC (bottom middle) and BBB (bottom right). Shaded areas are significant at 90% level with a Monte Carlo test

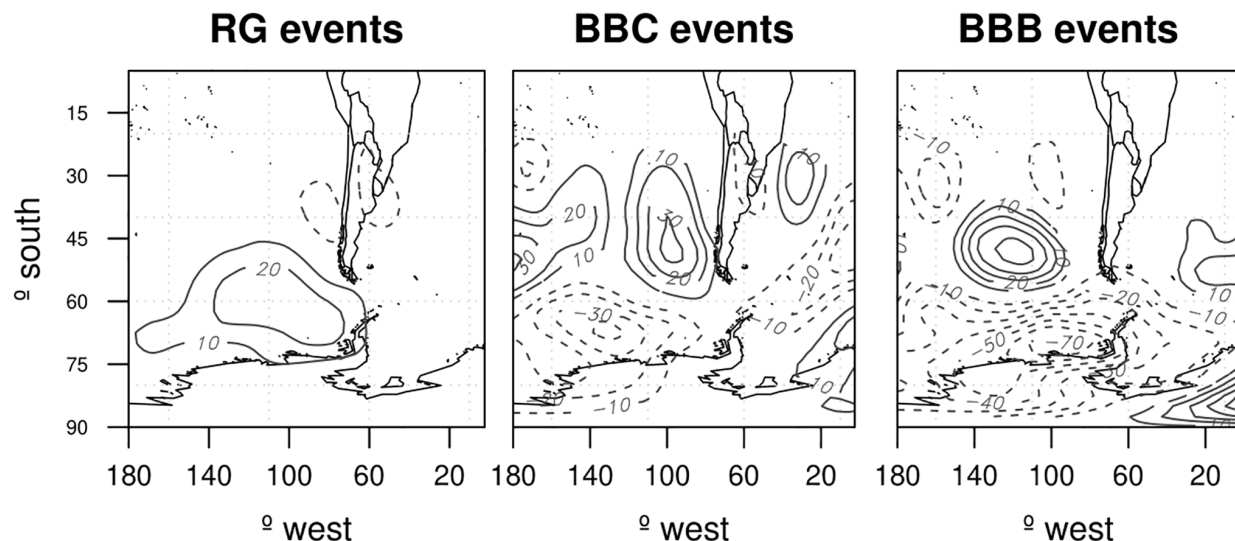


FIGURE 8 Stationary component of 1,000 hPa geopotential height anomaly of RG (left), BBC (middle) and BBB (right). Contour intervals are 10 m. Solid lines are positive values and dashed lines are negative values

according to the word that best fit them. When the two words of one extreme event are AAB, the extreme corresponds to the group AAB. If the two words do not coincide, the extreme is not associated with any word.

Thirdly, we divided the atmospheric variables into stationary and transient time scales. The stationary scale of a variable was constructed as the average of the total field between days -4 and $+4$. Also, stationary anomalies were calculated by performing the same average to the anomaly fields. Analogous to the second step, the significance level of the anomaly fields was tested with the Monte Carlo method with 300 groups and considering the 90 percentile of the distribution of occurrence. On the other hand, the transient scale of a variable was calculated as the difference between the daily scale and the stationary scale. The transient anomaly is considered as the difference between

extreme event days and non-extreme event days. The anomaly fields significance was evaluated with a statistical Student t -test, applied to the difference between extreme event and non-extreme event days. Finally, we constructed composites of atmospheric variables in stationary and transient scale for the events that correspond to words that resulted statistically significant in the previous step.

4 | RESULTS

4.1 | MJO phases associated with extreme events

The diagram of the relative frequency of occurrence of MJO phases on extremes and previous days shows two

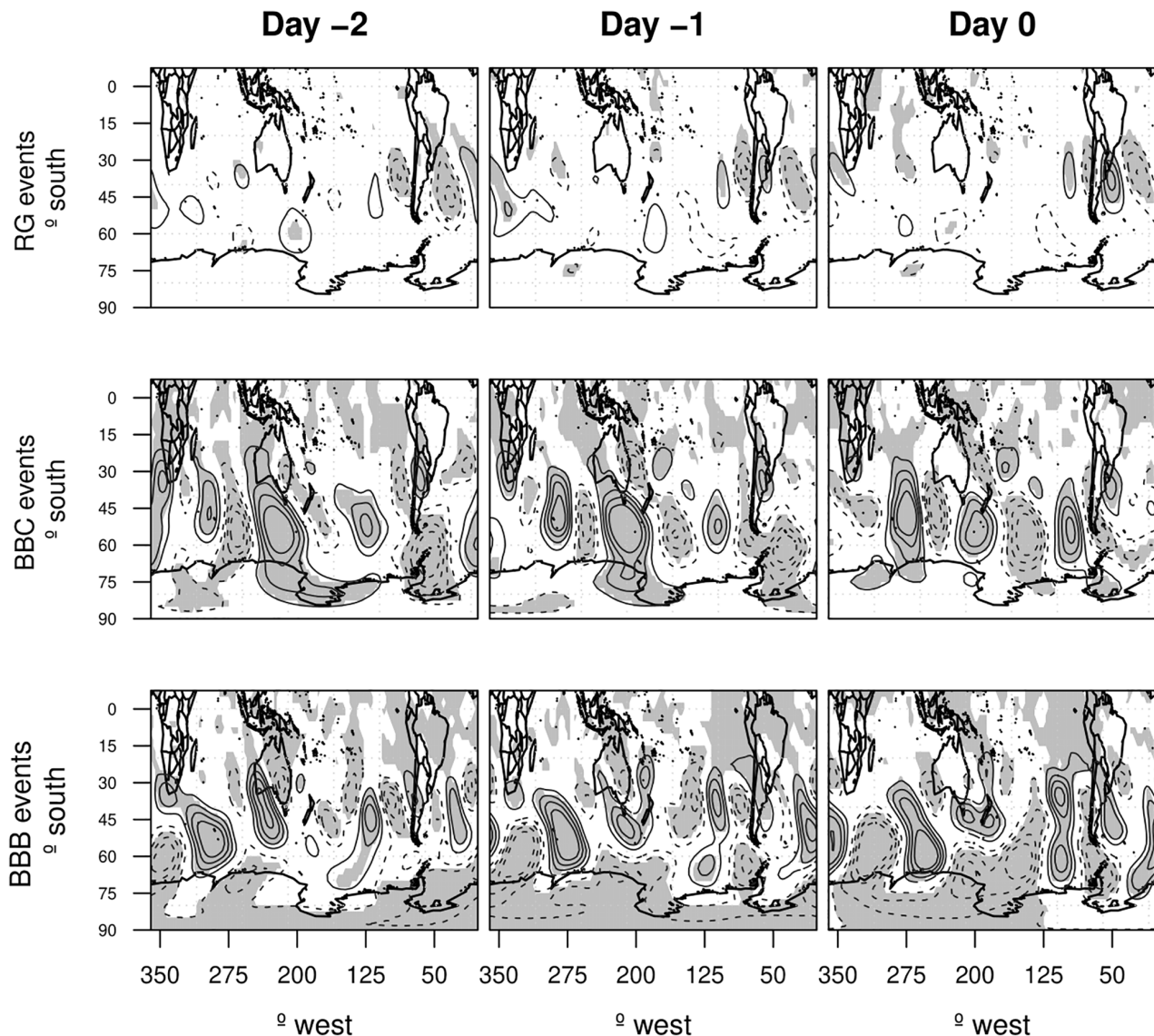


FIGURE 9 Transient component of 200 hPa geopotential height anomaly during day -2 (left), -1 (middle) and 0 (right), for RG (top), BBC (middle) and BBB (bottom). Shaded areas are significant at 90% level. Contour intervals are 20 m. Solid lines are positive values and dashed lines are negative values

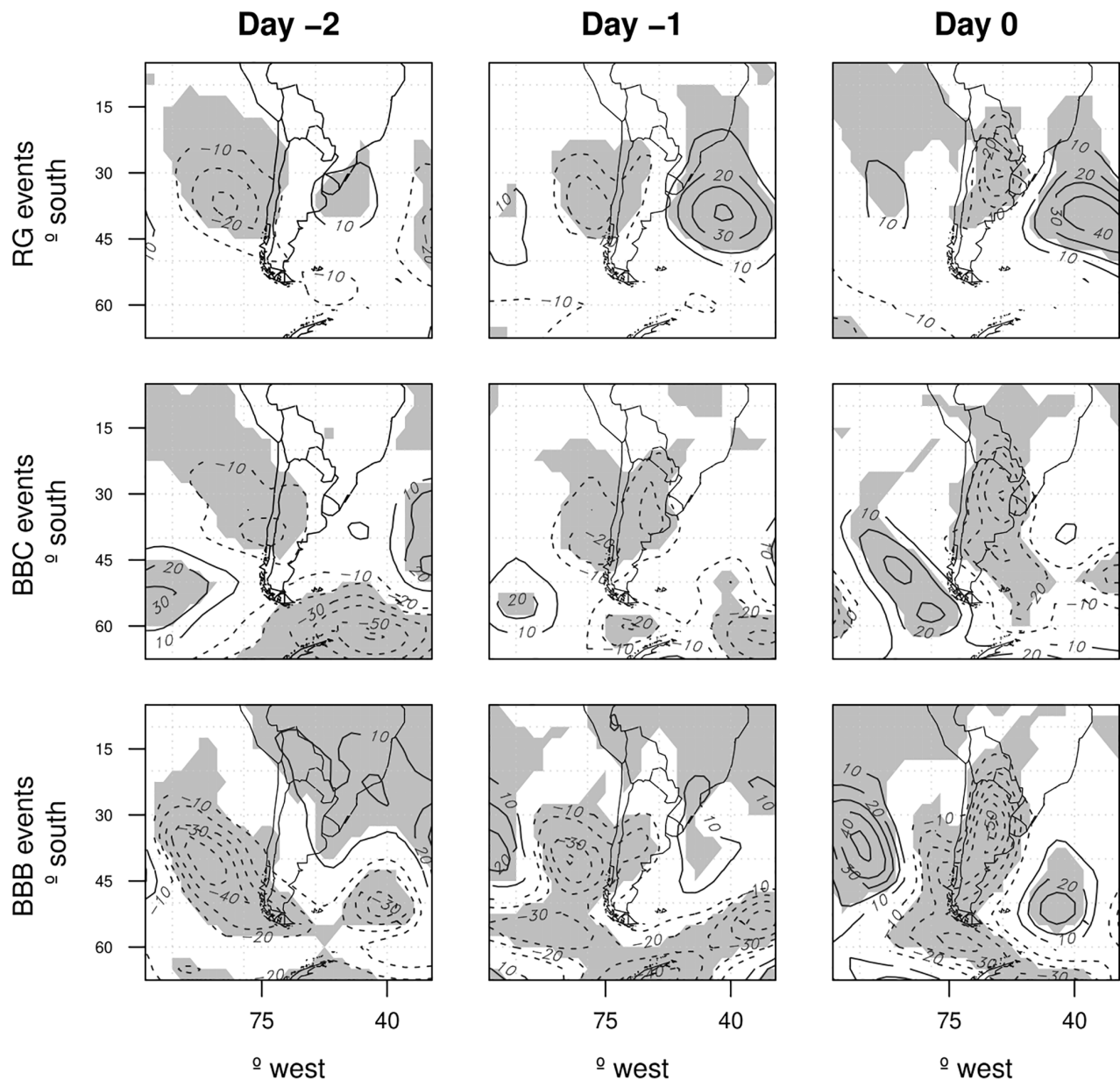


FIGURE 10 Transient component of 1,000 hPa geopotential height anomaly during day -2 (left), -1 (middle) and 0 (right), for RG (top), BBC (middle) and BBB (bottom). Shaded areas are significant at 90% level. Contour intervals are 10 m. Solid lines are positive values and dashed lines are negative values

regions of positive statistical significance (Figure 4). The most evident one is a combination of phases 4 and 5 (mainly 5) between days -11 and -1. This is consistent with the results in Alvarez *et al.* (2017) that show a positive tendency in the occurrence of the mature phase of a positive SIS event (associated with enhanced precipitation over SESA) between phases 4 and 5 of MJO, while they found no negative SIS mature event during those MJO phases. The second one is in phases 7 and 8 during days -6 and 0. These results suggest an MJO that remains in phases 4 and 5 and an MJO that moves from phase 7 to 8. However, as the set of the occurrence of

phases in the 65 extreme events is considered together, there is no way to confirm from this figure if the days are consecutive.

The ordinal pattern analysis shows that only two words tend to occur more during extreme rainfall event days than during non-extreme days, with a 90% confidence level. Those words are BBB and BBC, meaning that during the extreme event days, there is a significant persistence of phases 4 and 5, and that the occurrence of those phases during the last 2 days considered (0 and -5 in the first word or -1 and -6 in the second word) is more significant than during the first day of the sequence

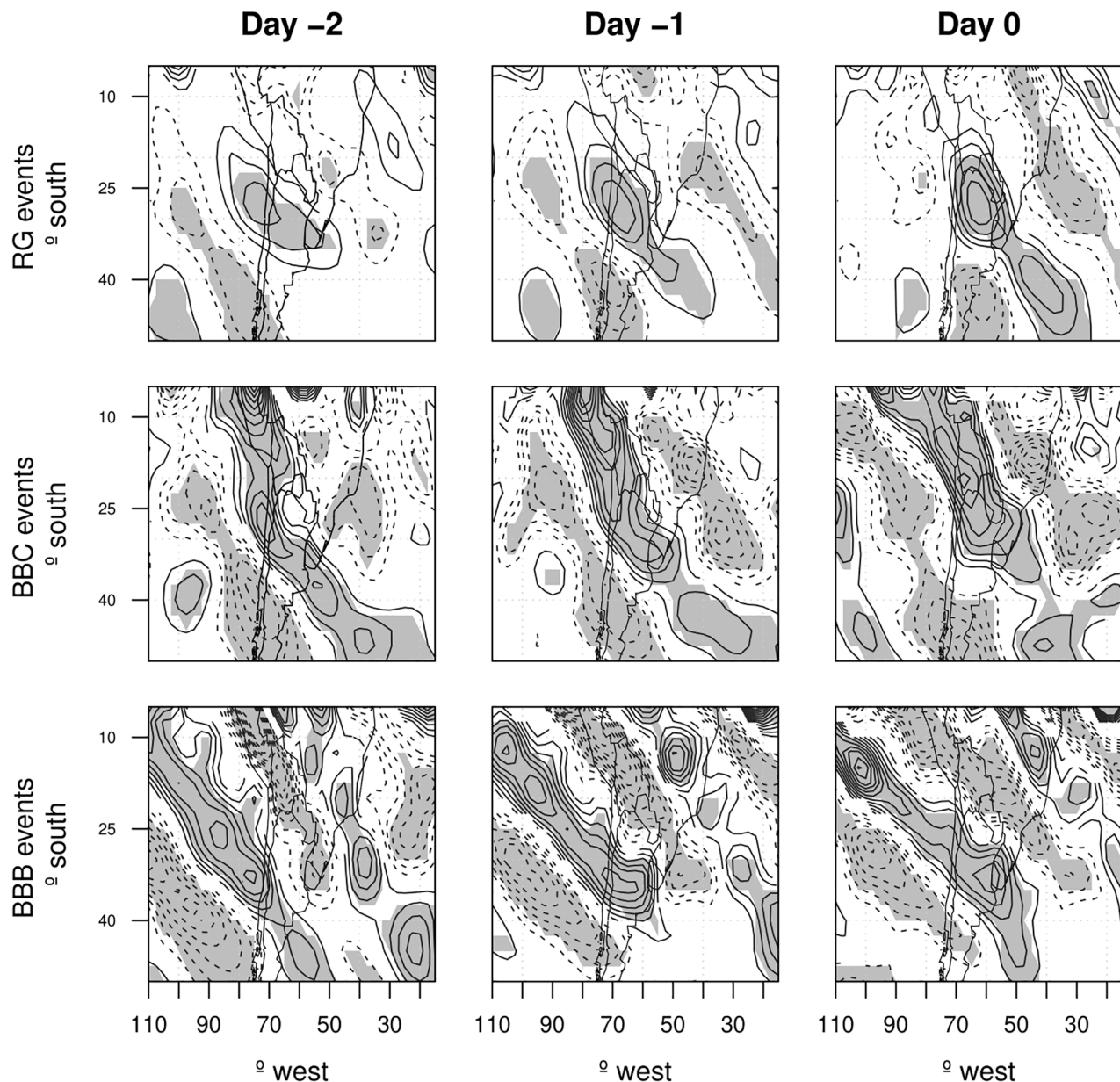


FIGURE 11 Transient component of 200 hPa divergence anomaly during day -2 (left), -1 (middle) and 0 (right), for RG (top), BBC (middle) and BBB (bottom). Shaded areas are significant at 90% level. Contour intervals are $5e-6 \text{ s}^{-1}$. Solid lines are positive values and dashed lines are negative values

(-10 or -11). Then, from the nine possible words (AAA, AAC, CAA, BBB, BBC, CBB, CCC, CCB and CCA), we will focus on BBB and BBC. The more frequent occurrence of phases 4 and 5 is consistent with the most significant region of Figure 4. On the other hand, the non-significance of phases 7 and 8 discredits the possibility of the other path of Figure 4. This means that the significant area of phases 7 and 8 in the diagram of Figure 4 is not a path that MJO follows previous to extreme events in southern Uruguay, but the sum of isolated days associated with extreme event days.

4.2 | Dynamics of extreme events

We found that seven extreme event days have both of their words BBB, and nine extreme events have both of their words BBC. Then, we analyse composites of three groups of events: BBB, BBC and a residual group (RG) that contains the 49 remaining days. Figure 5 shows boxplots of the accumulated rainfall in each group. The higher median is found in group BBB (770 mm), while the median of RG (642 mm) and BBC (610 mm) are similar. The mean accumulated rainfall behaves in a similar way: 730 mm in BBB,

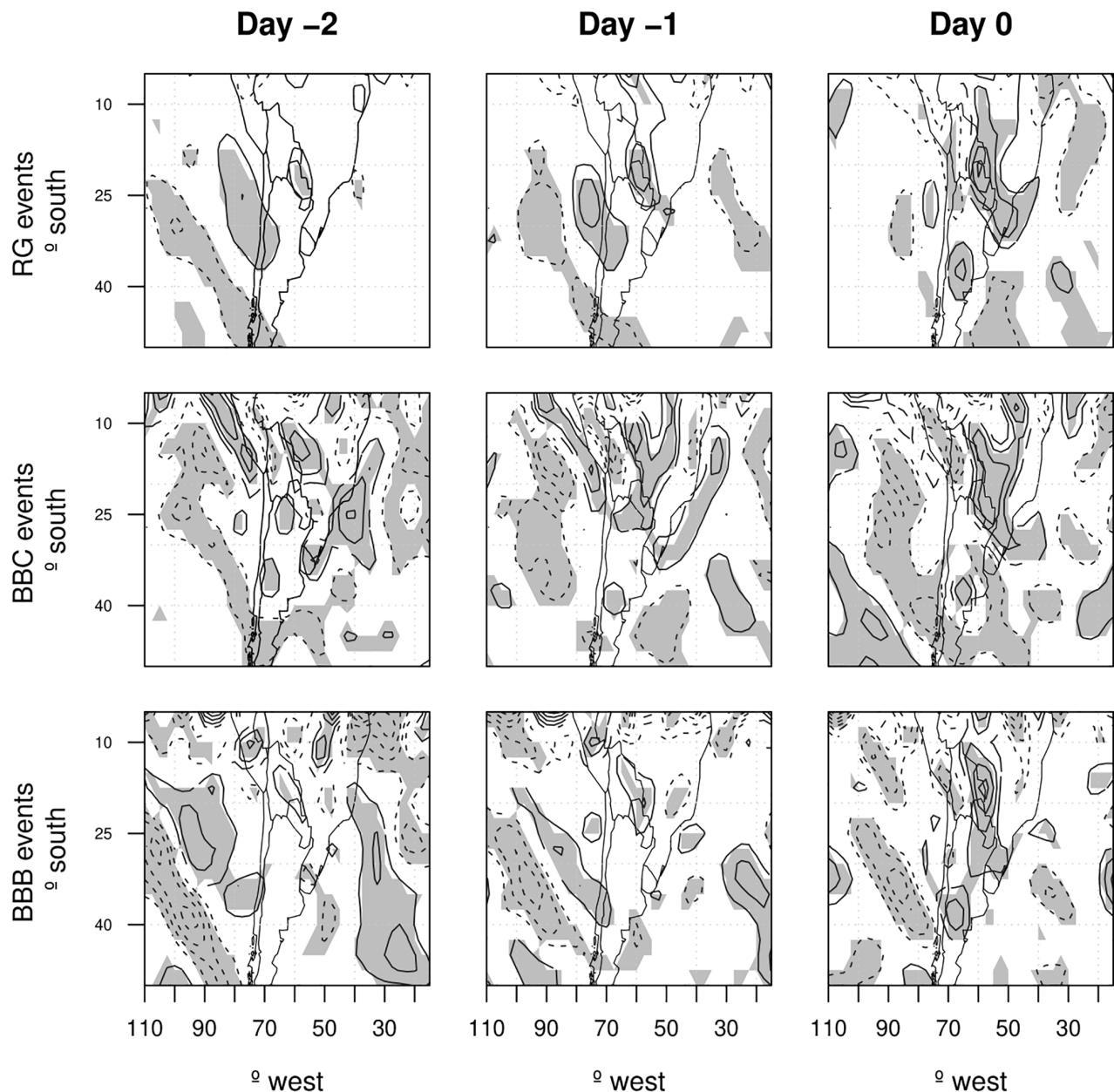


FIGURE 12 Transient component of 850 hPa divergence anomaly during day -2 (left), -1 (middle) and 0 (right), for RG (top), BBC (middle) and BBB (bottom). Shaded areas are significant at 90% level. Contour intervals are $3e-5 \text{ s}^{-1}$. Solid lines are positive values and dashed lines are negative values

697 mm in RG and 651 mm in BBC. Regarding dispersion, BBC shows the smallest inter-quartile range, while RG and BBB show similar ranges. Nonetheless, the distribution of RG presents very large extreme values.

Considering the dynamics, the stationary time scale shows that the three groups have a positive 200 hPa geopotential height anomaly east of Uruguay (Figure 6). This anomaly results in a trough axis in the region of interest that is statistically significant in RG and BBC (Figure 7), favouring divergence. In RG the pattern suggests a blocking episode with centre in 60°S , 120°W and a dipole in South America; while in BBC and BBB anomalies depict

a stationary wave train of wavenumber 3 or 4 covering the whole southern hemisphere. In BBC the wave resembles phase 4 of MJO in Alvarez *et al.* (2016), while BBB is similar to a mixture of phase 4 and 5. In addition, it is important to note that in BBC the wave has largest anomalies in the region of interest, while in BBB the largest anomalies are located in the oceanic region between latitudes 40°S and 60°S . The presence of largest stationary anomalies over South America during BBC reflects more consistent conditions for the development of extreme events, which may lead to the smaller dispersion in rainfall amounts seen in Figure 5. In RG, the anticyclonic

circulation around the positive geopotential anomaly centred at 65°S favours negative winds anomalies (less intense westerly winds) between 55 and 65°S, weakening the Polar Jet. On the contrary, the cyclonic circulation around the negative geopotential anomaly centred around 70°S in BBB and BBC is associated with more intense eastward winds at 60–65°S, favouring an intensification of the Polar Jet, especially in BBB (Figure 7). Thus, it is important to highlight that, in agreement with Figure 6, while in BBC events the most significant 200 hPa circulation anomalies is represented in the strong trough, in BBB it is the intensification of the Polar Jet. On the other hand, in RG the configuration in 1,000 hPa (Figure 8) coincides with the main anomalies of the 200 hPa level, suggesting a barotropic omega-type blocking episode.

The transient geopotential height anomalies at 200 hPa level (Figure 9) show three different patterns. Firstly, RG events are characterized by a subtropical wave train over the eastern Pacific-Atlantic sector. Contrary, from day -2 to day 0, BBC is characterized by a hemispheric wave train that describes a curved trajectory in the Pacific that reaches Uruguay, similar to extreme rainfall events in Spring in SESA during ENSO-neutral conditions found by Hirata and Grimm (2017). In both groups, the wave propagates eastward and intensifies with time, maintaining its shape. Lastly, BBB extremes are characterized in day -2 only by a subtropical wave train but in day -1 a polar wave train develops. During day 0 both wave trains combine, becoming meridionally aligned, inducing strong meanderings in the upper level winds.

At the 1,000 hPa level (Figure 10), during day 0 the three groups show a negative geopotential height anomaly centred in northern Argentina that could be associated with frontal activity. In RG, the anomalies move eastward in the subtropical band, consistent with upper level conditions. The spatial structure suggests persistent humidity advection caused by the high geopotential anomaly east of Uruguay. In BBC and BBB, the negative geopotential height anomaly moves from the southwest toward SESA. In this level, BBC composites also resemble the neutral ENSO conditions found by Hirata and Grimm (2017) that are characterized by a dipole composed of a negative geopotential anomaly and a positive one that move northeastward, until the anticyclonic circulation is centred over Uruguay. It is important to note that events in our BBC group occur not only during neutral ENSO, but occur during 5 neutral, 3 cold, and 1 warm ENSO events. Figure 11 reveals maximum positive divergence values at 200 hPa over Uruguay during day 0 in the three groups, but also during previous days in RG and BBC. This is consistent with 200 hPa geopotential anomalies (Figure 9), and favours intensification of cyclonic

circulations in lower levels. However, negative divergence at 850 hPa is only found in BBC during day 0 (Figure 12). This may be related with the fact that these extreme events have the most intense 200 hPa trough and divergence which lasts from day -2 to day 0, providing more favourable conditions for cyclogenesis than in the other groups.

5 | CONCLUSIONS

We have analysed extreme rainfall events in Spring in southern Uruguay. Using a symbolic method of time series analysis, three groups of extreme events have been identified, RG, BBB and BBC, according to the evolution of MJO's phases during the day of the extreme event and during the previous days. Then, a composite analysis of atmospheric variables, separating in stationary and transient components, was performed to study the associated dynamics.

We have found that extreme rainfall events are favoured by the regional atmospheric configuration in the stationary and transient scales. However, these configurations are generated by different processes. We conclude that the main effect of MJO is to define the stationary configurations that will modulate the transient activity. This is related to the persistence in phases 4 and 5 of MJO on extreme rainfall events and their previous days. In fact, the modulation of the stationary atmospheric configuration depends on the duration of those phases. In particular, different atmospheric dynamics were found during extreme events that have short or long persistence of phases 4 and 5 (in between 5–10 days, or longer than 10 days, respectively). Our findings are consistent with the observation in Lafleur *et al.* (2015), that 15.1% of the MJO active days in SON are phase 5, indicating a statistically significant positive seasonal difference from the annual rate of occurrence.

We have also found that, the persistence of MJO in phases 4 and 5 favours, in the stationary scale, an upper level dipole with a negative geopotential anomaly southern of 60°S and a positive one around 50°S. This configuration favours the coexistence of strong polar and subtropical jets, which then act as wave guides for transients (especially when those phases last for more than 10 days. When MJO persists during at least 11 days in phases 4 and 5, the transient waves propagating along the two jets combine into a single, intense and meridionally elongated wave. On the contrary, when those phases persist during more than 5 days but less than 11, there is only one transient wave which travels along the whole southern hemisphere and follows an arch-like trajectory in the Pacific region. The resulting configuration in day

0 is such that in upper levels a stationary trough develops east of Uruguay favouring cyclogenesis, especially in BBC. On the contrary, when MJO does not persist on phases 4 or 5, the stationary component during rainfall extremes is characterized by a blocking episode in the southeastern Pacific that weakens the polar jet. Then, transient waves initiated in the polar region do not reach subtropical latitudes (consistent with Trenberth (1986)). In consequence, the transients that affect southern Uruguay are purely subtropical. The configuration leads to a persistent transient humidity advection caused by the high geopotential anomaly east of Uruguay and a low geopotential centre that reaches Uruguay in day 0. The transient conditions in 200 hPa also favour cyclogenesis by advection of cyclonic vorticity. Regarding the accumulated rainfall, our results show that in BBB the accumulated rainfall is much larger than in the other groups. On the other hand, the BBC group has the most similar accumulated amounts in the different cases.

With regard to the significance of the frequency of phases 7 and 8 in the extreme and previous days, it seems that they may play a relevant role in extreme rainfall events. However, the results of the statistical significance in the ordinal pattern analysis does not show significant words with persistence in phases 7 and 8. Considering this, it is possible that the significant frequency of phases 7 and 8 during days -6 and 0 are a consequence of the occurrence of phases 4 and 5 in the previous days. In that case, they represent the C letter in BBC words. A second possibility is that phases 7 and 8 are part of jump cases of Wang *et al.* (2019) where jump cases are defined as those when MJO is active in phase 4, then it remains inactive for about 6 days, and after that, MJO becomes active on phase 7. This is beyond the scope of this study, future research should address these possibilities.

ORCID

Matilde Ungerovich  <https://orcid.org/0000-0002-4547-5611>

Marcelo Barreiro  <https://orcid.org/0000-0002-7819-1607>

REFERENCES

- Adler, R.F., Huffman, G.J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P.-P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P., and Nelkin, E. (2003) The version-2 global precipitation climatology project (gpcp) monthly precipitation analysis (1979–present). *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1147–1167.
- Alexander, L.V., Zhang, X., Peterson, T.C., Caesar, J., Gleason, B., Tank, A.M.G.K., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D.B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., and Vazquez-Aguirre, J. L. (2006) Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D5).
- Alvarez, M.S., Vera, C.S., Kiladis, G.N. and Liebmann, B. (2014) Intraseasonal variability in south america during the cold season. *Climate Dynamics*, 42(11–12), 3253–3269.
- Alvarez, M.S., Vera, C.S., Kiladis, G.N. and Liebmann, B. (2016) Influence of the madden julian oscillation on precipitation and surface air temperature in south america. *Climate Dynamics*, 46(1–2), 245–262.
- Alvarez, M., Vera, C. and Kiladis, G. (2017) Mjo modulating the activity of the leading mode of intraseasonal variability in south america. *Atmosphere*, 8(12), 232.
- Baethgen, W. (2010). *Opciones para la adaptación al cambio climático en el sector agropecuario del uruguay*. [http://www.undpcc.org/docs/National%20issues%20papers/Agriculture%20\(adaptation\)/Uruguay_national%20issues%20paper_Agropecuario_adaptation%20final.pdf](http://www.undpcc.org/docs/National%20issues%20papers/Agriculture%20(adaptation)/Uruguay_national%20issues%20paper_Agropecuario_adaptation%20final.pdf).
- Bandt, C. and Pompe, B. (2002) Permutation entropy: a natural complexity measure for time series. *Physical Review Letters*, 88(17), 174102.
- Barreiro, M. (2010) Influence of enso and the South Atlantic Ocean on climate predictability over southeastern south america. *Climate Dynamics*, 35(7–8), 1493–1508.
- Barreiro, M. (2017) Interannual variability of extratropical transient wave activity and its influence on rainfall over Uruguay. *International Journal of Climatology*, 37(12), 4261–4274.
- Barreiro, M., Marti, A.C. and Masoller, C. (2011) Inferring long memory processes in the climate network via ordinal pattern analysis. *Chaos: An Interdisciplinary Journal of Nonlinear Science*, 21(1), 013101.
- BOM, Bureau of Meteorology. (n.d.) <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/>. [Accessed 2019].
- Carvalho, L.M.V., Jones, C. and Liebmann, B. (2004) The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, 17(1), 88–108.
- Catto, J.L., Jakob, C., Berry, G. and Nicholls, N. (2012) Relating global precipitation to atmospheric fronts. *Geophysical Research Letters*, 39(10), L10805.
- Cavalcanti, I.F.A. (2016) *Tempo e clima no Brasil*. Oficina de textos.
- Crisci, C., Terra, R., Pacheco, J.P., Ghattas, B., Bidegain, M., Goyenola, G., Lagomarsino, J.J., Méndez, G. and Mazzeo, N. (2017) Multi-model approach to predict phytoplankton biomass and composition dynamics in a eutrophic shallow lake governed by extreme meteorological events. *Ecological Modelling*, 360, 80–93.
- Curtis, S. (2017) The madden-julian oscillation: a tool for regional seasonal precipitation outlooks. *Atmosphere*, 8(9), 180.
- Diaz, L., Vera, C. and Saurral, R. (2017) Observed and simulated summer rainfall variability in southeastern south america. *CLIVAR Exchanges*, 71, 13–16.
- Donald, A., Meinke, H., Power, B., de HN Maia, A., Wheeler, M.C., White, N., Stone, R.C. and Ribbe, J. (2006) Near-global impact of the madden-julian oscillation on rainfall. *Geophysical Research Letters*, 33(9).
- Farrall, A. (2016) *Detección de errores e inhomogeneidades en series de datos meteorológicos*. PhD thesis, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Gonzalez, P.L.M., Vera, C.S., Liebmann, B. and Kiladis, G. (2008) Intraseasonal variability in subtropical south america as depicted by precipitation data. *Climate Dynamics*, 30(7–8), 727–744.

- Grimm, A.M. and Tedeschi, R.G. (2009) Enso and extreme rainfall events in south america. *Journal of Climate*, 22(7), 1589–1609.
- Haylock, M.R., Peterson, T.C., LM Alves, T.A., Anunciação, Y.M.T., Baez, J., Barros, V.R., Berlato, M.A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V.J., Grimm, A.M., Karoly, D., Marengo, J.A., Marino, M.B., Moncunill, D.F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J.L., Trebejo, I. and Vincent, L.A. (2006) Trends in total and extreme south american rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate*, 19(8), 1490–1512.
- Hirata, F.E. and Grimm, A.M. (2017) The role of synoptic and intra-seasonal anomalies on the life cycle of rainfall extremes over south america: non-summer conditions. *Climate Dynamics*, 49 (1–2), 313–326.
- Huffman, G.J., Adler, R.F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., Rudolf, B. and Schneider, U. (1997) The global precipitation climatology project (gpcp) combined precipitation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(1), 5–20.
- Huffman, G.J., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J., Wolff, D.B., Adler, R.F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K.P. and Stocker, E.F. (2007) The trmm multisatellite precipitation analysis (tmpr): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 38–55.
- INALE, Instituto Nacional de la Leche. (n.d.) *Uruguay lechero*. <http://www.inale.org/uruguay-lechero/>. [Accessed 2019].
- INIA, instituto nacional de investigación agropecuaria. (n.d.) <http://www.inia.uy/> [Accessed 2017].
- INUMET, instituto uruguayo de meteorología. (n.d.) <http://www.inumet.gub.uy/> [Accessed 2017].
- Jones, C., Waliser, D.E., Lau, K.M. and Stern, W. (2004) Global occurrences of extreme precipitation and the madden–julian oscillation: observations and predictability. *Journal of Climate*, 17(23), 4575–4589.
- Joyce, R.J., Janowiak, J.E., Arkin, P.A. and Xie, P. (2004) Cmorph: a method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3), 487–503.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Shi-Keng, Y., Hnilo, J.J., Fiorino, M. and Potter, G.L. (2000) Ncep–doe amip–ii reanalysis (r-2). In: *Second WCRP International Conference on Reanalysis, 2000*. World Meteor. Org.
- Kiladis, G.N., Dias, J., Straub, K.H., Wheeler, M.C., Tulich, S.N., Kikuchi, K., Weickmann, K.M. and Ventrice, M.J. (2014) A comparison of olr and circulation-based indices for tracking the mjo. *Monthly Weather Review*, 142(5), 1697–1715.
- Lafleur, D.M., Barrett, B.S. and Henderson, G.R. (2015) Some climatological aspects of the Madden–Julian oscillation (mjo). *Journal of Climate*, 28(15), 6039–6053.
- Liebmann, B., Kiladis, G.N., Marengo, J.A., Ambrizzi, T. and Glick, J.D. (1999) Submonthly convective variability over south america and the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, 12(7), 1877–1891.
- Liu, C., Williams, E.R., Zipser, E.J. and Burns, G. (2010) Diurnal variations of global thunderstorms and electrified shower clouds and their contribution to the global electrical circuit. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(2), 309–323.
- Madden, R.A. and Julian, P.R. (1994) Observations of the 40–50-day tropical oscillation—a review. *Monthly Weather Review*, 122(5), 814–837.
- Mahalanobis, P.C. (1936) *On the generalized distance in statistics*. National Institute of Science of India.
- Martín-Gómez, V. and Barreiro, M. (2016) Analysis of oceans' influence on spring time rainfall variability over southeastern south america during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 36(3), 1344–1358.
- Martín-Gómez, V., Hernández-García, E., Barreiro, M. and López, C. (2016) Interdecadal variability of southeastern south america rainfall and moisture sources during the austral summertime. *Journal of Climate*, 29(18), 6751–6763.
- Muñoz, Á.G., Goddard, L., Mason, S.J. and Robertson, A.W. (2016) Cross-time scale interactions and rainfall extreme events in southeastern south america for the austral summer. Part ii: predictive skill. *Journal of Climate*, 29(16), 5915–5934.
- Muñoz, Á.G., Goddard, L., Robertson, A.W., Kushnir, Y. and Baethgen, W. (2015) Cross-time scale interactions and rainfall extreme events in southeastern South America for the austral summer. Part i: potential predictors. *Journal of Climate*, 28(19), 7894–7913.
- Nicora, M.G. (2014) Actividad eléctrica atmosférica en Sudamérica. PhD thesis, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas.
- Penalba, O.C. and Robledo, F.A. (2010) Spatial and temporal variability of the frequency of extreme daily rainfall regime in the la plata basin during the 20th century. *Climatic Change*, 98 (3–4), 531–550.
- Robledo, F. and Penalba, O. (2008) Análisis estacional de la frecuencia diaria y la intensidad de los extremos de precipitación sobre el sudeste de sudamérica. *Meteorologica*, 32, 31–49.
- Tedeschi, R.G., Grimm, A.M. and Cavalcanti, I.F.A. (2015) Influence of central and east enso on extreme events of precipitation in south america during austral spring and summer. *International Journal of Climatology*, 35(8), 2045–2064.
- Trenberth, K.E. (1986) The signature of a blocking episode on the general circulation in the southern hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(19), 2061–2069.
- Ungerovich, M. and Barreiro, M. (2019) Dynamics of extreme rainfall events in summer in southern Uruguay. *International Journal of Climatology*, 39(8), 3655–3667.
- Wang, B., Chen, G. and Liu, F. (2019) Diversity of the madden–julian oscillation. *Science Advances*, 5(7), eaax0220.
- Wheeler, M.C. and Hendon, H.H. (2004) An all-season real-time multivariate mjo index: development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, 132(8), 1917–1932.
- Zhang, C. (2013) Madden–julian oscillation: bridging weather and climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(12), 1849–1870.

How to cite this article: Ungerovich M, Barreiro M, Masoller C. Influence of Madden–Julian Oscillation on extreme rainfall events in Spring in southern Uruguay. *Int J Climatol*. 2021; 41:3339–3351. <https://doi.org/10.1002/joc.7022>

Capítulo 5

SIMULACIÓN DE EVENTOS EXTREMOS EN URUGUAY: ROL DE LAS CONDICIONES INICIALES Y LA FÍSICA REGIONAL

1

Este capítulo se centrará en la cuarta publicación que está en revisión en la revista Atmospheric Research.

5.1 Introducción

Los eventos extremos de precipitación se caracterizan por gran variabilidad espacial y temporal. Entonces, la descripción de los eventos depende en gran medida de la calidad de los datos. Para conseguir buena calidad de datos en una base con registros de pluviómetros, esta debe ser muy densa y en caso de que los datos sean grillados la grilla debe ser muy pequeña. Estas características son difíciles de encontrar en SESA. Algunos investigadores comentan las desventajas de utilizar datos grillados, especialmente para eventos extremos de lluvia (Olmo and Bettolli 2021; Tozer et al. 2012; Carvalho et al. 2012). Por ejemplo, Olmo and Bettolli (2021) comparan diferentes bases de datos de observación y encuentran diferencias en los días de eventos extremos. Concluyen que la base *Global Unified Gauge-Based Analysis of Daily Precipitation* (CPC) es la que mantiene las mayores coincidencias con su red de estaciones meteorológicas. De hecho, CPC detecta el 40% de los eventos extremos. Bettolli et al. (2021) argumentan que CPC se comporta de un modo similar a las estaciones meteorológicas pero con algunas deficiencias en la representación de la frecuencia, ubicación e intensidad de los días de lluvia.

¹Ungerovich, Matilde, Marcelo Barreiro, and Juan Kalemkerian. "Simulation of extreme rainfall event in Uruguay: role of initialization and regional physics". Atmospheric Research. En revisión.

Muchos autores investigan la predictibilidad de los eventos extremos de precipitación. Por ejemplo Muñoz et al. (2015) usa regímenes de circulación recurrentes para estudiar la interacción entre potenciales fuentes de predictibilidad en varias escalas temporales y su efecto combinado sobre SESA. En Bettolli et al. (2021) se comparan 5 modelos regionales (HadRM3P (Jones et al. 2004), RCA4 (Kupiainen et al. 2011), WRF (Skamarock 2008), REMO (Jacob et al. 2012), RegCM4 (Giorgi and Anyah 2012)) con diferentes configuraciones y resoluciones. Encuentran que ninguna configuración, resolución ni modelo es mejor en todos los casos, sino que la habilidad depende de cada evento. Por ejemplo en algunos casos una resolución de 4 km tiene menor habilidad que una resolución de 20 km (resultado que concuerda con Lavin-Gullon et al. (2021)). Sin embargo, encuentran que la mayoría de los modelos son capaces de capturar los eventos extremos que se estudian en la publicación. En Bettolli et al. (2021) se explica que, al contrario de lo que sucede en la mayoría de los RCM, RegCM4 logra reproducir valores realistas de precipitación en eventos extremos.

Cuando se analiza la habilidad de un modelo climático regional para simular la atmósfera hay varias fuentes de error. De hecho, se combinan los errores intrínsecos del modelo con los errores de las condiciones iniciales (IC) y de las condiciones de borde (BC). Algunas publicaciones concluyen que IC más realistas resultan en simulaciones más realistas de intensidad y ubicación de precipitación (Sahlaoui et al. 2022; Ducrocq et al. 2002; Singh and Bhaskaran 2018). Además, Stensrud et al. (2000) compara el rol de diferentes parametrizaciones y condiciones iniciales y encuentra que la física del modelo juega un rol más importante cuando la señal de la gran escala es débil. Por el contrario, cuando hay una señal de gran escala importante, las IC son más determinantes que las parametrizaciones. Diferentes estudios se enfocan en las IC de diferentes variables, por ejemplo Koné et al. (2022) analizan el rol de la humedad de suelo, mientras que Ducrocq et al. (2002) investigan la importancia de las IC de humedad. Hay consenso de que el rol de la IC de diferentes variables depende del dominio y de la configuración atmosférica. El objetivo de este capítulo

es estudiar el rol de las condiciones iniciales en las simulaciones de eventos extremos en verano en el sur de Uruguay. Para lograrlo se corre un modelo regional en WL y en CM y se contrastan los resultados con las observaciones.

5.2 Datos y metodología

5.2.1 Datos utilizados

Al igual que en la primer publicación que forma parte de esta tesis, se estudian los eventos extremos de precipitación en el período Diciembre-Febrero 1980-2013. Se utilizan las mismas bases de datos observacionales que en Ungerovich and Barreiro (2019, 2022) y los eventos extremos son los mismos 56 días. Se usan dos bases de datos para validar las simulaciones. La primer base de datos está formada por los registros de observaciones mencionados (OBS) y se utiliza para validar los acumulados de precipitación simulados en Uruguay y también para validar la segunda base de datos. La segunda base de datos es CPC, con la cual se valida la configuración espacial de los eventos en una región que cubre una zona más amplia que Uruguay de manera tal de abarcar tanto sistemas frontales como fenómenos convectivos. CPC es una base de datos grillados, contruidos con una combinación de información *in-situ* (Fig. 5.1, izquierda) y modelos numéricos. Por otro lado, OBS consiste en registros de pluviómetros dispersos en el país (Fig. 5.1, derecha).

La validación de CPC se hace utilizando como patrón en Uruguay la base OBS. Para esto es necesario grillar los registros pluviométricos de OBS. Considerando las dificultades de interpolar datos de precipitación se utilizan las técnicas krigging, interpolación lineal y vecino más cercano con 3, 4, 5, 6, 7 y 8 vecinos (KNN3, KNN4, KNN5, KNN6, KNN7 y KNN8 respectivamente) para evaluar cuál tiene los mejores resultados en OBS.

En este punto nos encontramos con una dificultad adicional con respecto al horario del acumulado de precipitación. OBS registra acumulados en las 24 horas desde las 10 UTC hasta las 10 UTC del día siguiente, mientras que CPC registra acumulado desde las

0 hasta las 23:59 UTC. Entonces, OBS y CPC coinciden por 14 horas un día y durante 10 horas el día siguiente. Dado que los eventos extremos fueron definidos con los datos OBS es necesario adjudicar un día CPC a cada uno de esos datos OBS. Se proponen tres posibilidades de “día CPC”. El primer día es el día que coincide durante 14 horas con OBS, el segundo día es el que coincide durante 10 horas con OBS y el tercer día es la suma de los acumulados en ambos días. Entonces para cada día extremo se calcula la correlación entre la interpolación con cada una de las técnicas y cada una de las tres posibilidades de días CPC. Se considera que la técnica más adecuada es aquella con la cual se obtiene la mayor cantidad de días con correlación alta entre OBS y alguno de los días CPC. Se considera que OBS y CPC son consistentes cuando la correlación de Spearman supera 0.6. En caso contrario se considera que no se cuenta con datos confiables y no se estudia ese extremo. Como una medida secundaria se estudia la consistencia del acumulado de precipitación: se considera que el acumulado es bien simulado cuando el acumulado de OBS interpolado se encuentra entre el 50 y el 150% del acumulado CPC en Uruguay.

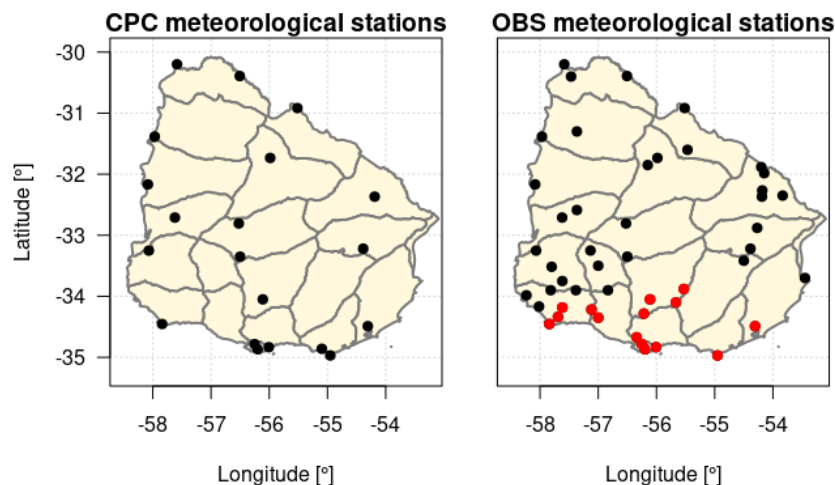


Figura 5.1: Izquierda: 20 estaciones meteorológicas usadas como base de CPC en Uruguay. Derecha: 49 estaciones OBS. Los puntos rojos representan la región sur en OBS.

5.2.2 Modelo y simulaciones

Se corre el modelo RegCM4.7 (Giorgi et al. 2014) con 20 km de resolución horizontal y 18 niveles verticales para el período Diciembre-Febrero 1980-2013 utilizando ERA Interim (Dee et al. 2011) con $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ de resolución como IC mientras que las BC son temperaturas de superficie del mar (SST) de NOAA Optimum Interpolated Sea Surface Temperature (OISST) con una resolución de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ (Reynolds, Banzon, et al. 2008; Reynolds 2009). El dominio del modelo se muestra en la figura 5.2. Tal como en Torres-Alavez et al. (2021), se utiliza Holtslag, Tiedtke, Kain-Fritsch y SUBEX para la capa límite, Cumulus (tierra), Cumulus (océano) y esquema de microfísica, respectivamente. Se simula en dos modos: CM y WL. En CM se corren simulaciones de 5 meses desde el 1° de octubre al 29 de febrero de cada año desde 1980 hasta 2013. En este modo se toman IC de reanálisis únicamente del 1° de octubre que al ser una fecha alejada de aquellas en las que ocurren los eventos extremos no provee información que ayude en la simulación de los eventos. La ventaja de estas corridas es que el modelo tiene suficiente tiempo para ajustar toda su dinámica. Por otro lado, en WL se inicializan corridas 24 horas antes de cada extremo, por lo cual las IC son más cercanas a la fecha del evento. Usualmente, CM se usa para analizar la habilidad de un modelo en representar la climatología y variabilidad de una región, pero cuando se trabaja con eventos extremos también es importante considerar IC.

5.2.3 Validación

En primer lugar se analizan las salidas de las simulaciones de precipitación con *box-plots*, correlación de Spearman y gráficos de Taylor (Taylor 2001). Los diagramas de Taylor son una buena manera de compactar de una manera intuitiva varias medidas de similaridad entre simulaciones y observaciones. Sin embargo, es difícil definir visualmente cuáles de los extremos son bien simulados y cuáles no. Entonces, se considera que un extremo es

bien simulado (WS) cuando supera el percentil 60 de las correlaciones de Spearman entre simulación y observación (considerando el conjunto de simulaciones con CM y con WL). En concreto, un evento está bien simulado cuando se correlaciona con CPC al menos 0.47. Se elige la correlación de Spearman como una medida robusta que no depende tanto de valores sino de la estructura del fenómeno. Además, se considera que un extremo está muy bien simulado (RWS) cuando es WS y además el acumulado de precipitación es bueno (se encuentra dentro del 50 y el 150% del acumulado de CPC).

En segundo lugar se estudia la dependencia de la calidad de la simulación de la precipitación con la habilidad de simular otras variables atmosféricas. Es decir, se quiere entender cuánto afecta la habilidad de la simulación de altura de geopotencial en 200 y 1000 hPa , divergencia en 200 y 1000 (Div200, Div1000), humedad de suelo (SM), humedad relativa en 850 hPa (RH850) temperatura a 2 metros de altura (t2m) y presión superficial (SP) en la habilidad de simulación de precipitación. Se utiliza la técnica de árboles de regresión con la librería rpart de R. Se construyen tres árboles para visualizar si la correlación entre las variables atmosféricas simuladas y el reanálisis tiene influencia sobre la correlación entre la simulación de precipitación y CPC. Se utiliza la correlación de Spearman entre simulaciones y reanálisis como predictores y la correlación de Spearman entre simulaciones de precipitación y CPC como predictando. En particular, se utilizan tres predictores diferentes. El primer predictor la correlación de precipitación simulada y CPC para WL y el segundo predictor es análogo pero para CM. Estos árboles representan la habilidad del modelo en cada modo. El tercer predictor es la diferencia entre la correlación de precipitación simulada y los datos CPC para WL y para CM (correlación WL-correlación CM). Esto representa el rol de las IC en la calidad de las simulaciones.

La figura 5.2 muestra las regiones donde son estudiadas las diferentes variables. Los límites del mapa delimitan el dominio del modelo regional. El tamaño y ubicación de cada región se asocia a la dinámica de la variable. La región más amplia es para el análisis de la circulación atmosférica y SP y se elige de manera tal de capturar la variabilidad de

las corrientes en chorro. Por el contrario, SM, t2m y RH850 son variables más locales y alcanza una región más pequeña para estudiarlas. La figura muestra dos regiones diferentes donde se estudia la precipitación: la región más pequeña es donde se compara OBS y CPC en el control de calidad y la región más grande se usa para comparar CPC con simulaciones.

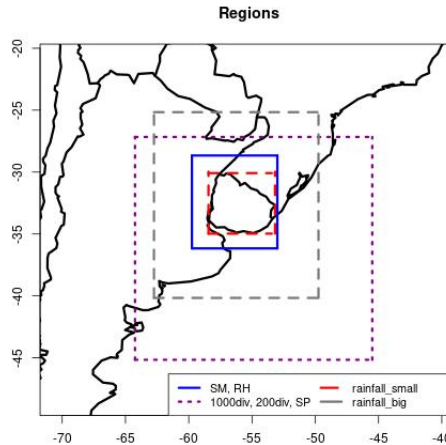


Figura 5.2: Regiones donde se comparan las variables simuladas con observaciones y con reanálisis.

5.3 Resultados

5.3.1 Interpolación

La tabla 5.1 muestra los resultados de cada interpolación para la combinación de cada evento extremo con su mejor día CPC. Se destaca que en este caso la mejor interpolación es la que resulta de utilizar la técnica KNN con 5 vecinos, obteniendo 43 de 56 días con buena correlación entre OBS y CPC y 33 días con buen acumulado de precipitación. Los 13 extremos donde las observaciones no concuerdan no se utilizan en las siguientes secciones.

Se destaca que únicamente 2 de los 43 extremos (5%) ocurrieron durante el primer día CPC. 23 extremos (53%) se asocian al segundo día, es decir que presentan precipitación principalmente entre las 7 y 21 hora local y 18 (42%) muestran precipitación durante los

dos días. Considerando Salio et al. (2007), que muestran que los sistemas convectivos de mesoescala (SCM) tienen una etapa madura durante la noche en Argentina y durante las primeras horas del día la convección se traslada a Uruguay, nuestros resultados sugieren que la mayoría de los extremos pueden estar asociados a SCM.

Técnica de interpolación	Extremos con buena correlación (>0.6)	Extremos con buen acumulado ($50\% < Ac. < 150\%$)
kriging	29	21
KNN3	40	33
KNN4	41	33
KNN5	43	33
KNN6	41	31
KNN7	40	29
KNN8	40	29

Tabla 5.1: Cantidad de extremos con buena correlación y acumulado.

5.3.2 Habilidad del modelo para simular precipitación

En CM la habilidad del modelo para reproducir los eventos extremos proviene de la gran escala a través de forzantes en los bordes de la región. En WL, además de los forzantes de la gran escala el modelo es inicializado con IC de reanálisis cercanas en el tiempo que permiten que las condiciones regionales provean información. Entonces se espera que WL tenga mayor habilidad que CM. La figura 5.3 muestra los diagramas de Taylor con los 43 eventos extremos para WL (izquierda) y CM (derecha). Una simulación perfecta debería ubicarse en el cuadrado negro, es decir en la zona de error cuadrático medio nulo, desviación estándar 1 y correlación 1. En ambos modos los eventos están dispersos con algunos de ellos bien simulados y algunos muy diferentes a CPC. Se utiliza como umbral de buena simulación (WS) a la correlación de Spearman de 0.47, que representa el percentil 60 de las correlaciones. En los diagramas de Taylor se indican con puntos negros y pequeños a los días que no son WS, puntos azules a los extremos WS y puntos rojos a los RWS (estos

son las simulaciones WS cuyo acumulado de precipitación se encuentra entre el 50 y el 150% del acumulado de OBS) . Claramente, WL tiene más cantidad de extremos WS y RWS que CM. Es interesante que en CM las simulaciones con buenos acumulados son las que tienen las mayores correlaciones espaciales mientras que en WL las simulaciones con las mayores correlaciones no tienen buenos acumulados.

La figura 5.4 muestra los *boxplots* de las correlaciones de Spearman entre CPC y simulaciones. La mediana de la correlación de WL (0.47) es mayor que la de CM (0.39). Además, es notorio que CM tiene mayor dispersión y menores correlaciones. Sin embargo, los valores más altos de correlaciones son similares en ambos modos. De los 43 extremos analizados, en WL hay 22 (51%) que son WS y 8 (19%) RWS mientras que en CM hay 12 (28%) WS (11 de los cuales también son WS en WL) y 6 (14%) RWS. En 15 casos (35%) las simulaciones WL tienen una correlación al menos 0.2 mayor que en CM. Siete de esos casos son WS en WL, uno de ellos es RWS pero ninguno es WS en CM. Por otro lado, CM es superior en al menos 0.2 de correlación que WL en 3 (7%) casos, dos de ellos son RWS en CM pero ninguno es WS en WL. Estos resultados muestran que la habilidad de la simulación depende en gran medida de IC, pero hay casos donde otros factores son más influyentes.

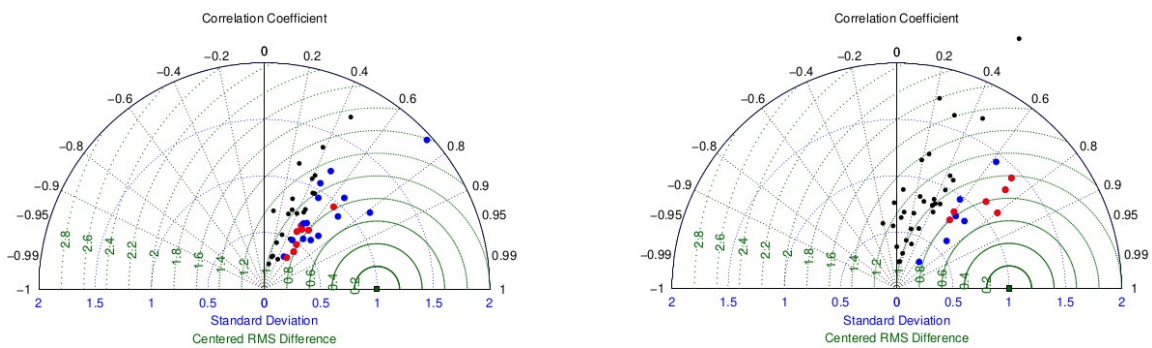


Figura 5.3: Izquierda: diagrama de Taylor para 43 extremos simulados con WL. Derecha: diagrama de Taylor para 43 extremos simulados con CM.

5.3.3 Relación entre variables atmosféricas y precipitación

En esta sección se investiga la relación entre diferentes variables atmosféricas y la calidad de la simulación de precipitación. Las tablas 5.2 y 5.3 cuantifican la habilidad del modelo de simular variables atmosféricas. En la tabla 5.2 se observa que las simulaciones de humedad relativa en 850 hPa y las divergencias en 200 y en 1000 hPa se simulan de manera más realista en WL que en CM. Las correlaciones de SP, SM y t2m tienen valores similares en ambos modos. Se destaca que SP tiene dispersión pequeña, sugiriendo que se simula bien en todos los extremos. Además, es interesante que CM no tiene buena habilidad para simular Div200. En los dos modos SM tiene valores bajos de correlación. En WL esto puede relacionarse con que se inicializa con contenido estático de agua en el suelo y Patarčić and Branković (2012) sugieren que esta técnica no es realista.

La tabla 5.3 muestra otra manera de cuantificar la habilidad de WL y CM. Se cuenta la cantidad de extremos donde la correlación de un modo es al menos 0.2 mayor que la del otro modo. En general, WL simula mejor la humedad relativa y los campos de circulación atmosférica.

En los árboles de regresión (Fig. 5.5, izquierda) se muestra que la variable con el rol más importante en definir la habilidad de la simulación de precipitación en ambos modos es t2m. Esto concuerda con Ungerovich and Barreiro (2019) que muestran que t2m es clave para dividir en grupos de eventos extremos con diferentes dinámicas. Entonces, la precipitación se simula mejor cuando t2m se simula mejor. De hecho, en WL (CM) cuando la simulación de t2m se correlaciona con reanálisis 0.82 (0.92) o más, en promedio la lluvia se correlaciona 0.52 (0.50) con CPC. En CM se encuentra que RH850 es una variable secundaria asociada a la habilidad del modelo (tiene un rol principal cuando t2m no se simula con tan buena habilidad). Esto significa que en CM la habilidad del modelo depende de ambas variables. La figura 5.5 (derecha) muestra los árboles de regresión sin considerar t2m. En otras palabras, se asume que t2m se simula con la misma habilidad en todos los

casos. El árbol superior “predice” la diferencia en correlación de WL y CM. Se muestra que la variable con el rol más importante en definir qué modo simula mejor es Div1000. Se interpreta que cuando Div1000 en WL mantiene una correlación con reanálisis al menos 0.23 mayor que CM (esto ocurre en el 19% de los casos) en promedio, la precipitación está 0.24 más correlacionada con CPC que la simulación de CM; mientras que en otros casos la precipitación en WL está sólo 0.084 más correlacionada que CM. Es importante recordar que la altura de geopotencial está incluida en el conjunto de IC, por lo cual se espera que WL resulte en las divergencias más realistas. De hecho, en WL, Div1000 se correlaciona 0.43 con reanálisis mientras que en CM se correlaciona 0.32 (tabla 5.2). Además, en 10 casos (23%) WL simula mejor Div1000 que CM (tabla 5.3). La figura también muestra los árboles de regresión de WL (Fig. 5.5, izquierda, medio) y CM (Fig. 5.5, izquierda, inferior). Se observa que cuando las variaciones de t2m no son consideradas, en WL la variable que define la calidad de la simulación es SM. De hecho, cuando en promedio la simulación de SM se correlaciona con reanálisis más de 0.41 (21% de los extremos), la precipitación se correlaciona 0.58 mientras que en otros casos la correlación disminuye a 0.44. La habilidad de simular SM es muy variable ya que en promedio se correlaciona 0.21 mientras que su desviación estándar es 0.22. Por otro lado, cuando RH850 simulado con CM se correlaciona al menos -0.11 (81% de los eventos) con reanálisis, la simulación de lluvia se correlaciona 0.40 en promedio, mientras que en otros casos la correlación media es 0.19. Finalmente, es importante mencionar que CART analiza la mejor manera de separar los eventos de manera estadística. Entonces, para que una variable divida una rama debe tener varianza alta. Por ejemplo, si una variable tiene un rol importante en determinar la calidad de una simulación pero esa variable se simula bien en todos los casos, no es estadísticamente posible dividir una rama en función de ella. Este puede ser el caso de SP en cada uno de los modos. De manera similar, t2m no es útil para discernir entre la diferencia de habilidad entre los modos, quizá, debido a que ambos modos la simulan con habilidad similar.

Combinando la información de las dos tablas y los árboles se concluye que de los 15 casos donde la precipitación se simula de manera más realista en WL que en CM, 8 tienen correlación de Div1000 que es al menos 0.23 mayor en WL que en CM. Si se considera el umbral de SM que divide la rama principal del árbol de WL, 16 de los 28 extremos (57%) que tienen correlación de t2m mayor a 0.82 son WS y 72% de los WS con WL se correlacionan en t2m al menos 0.82. En CM se observa que 9 de los 18 extremos (50%) con correlación de t2m mayor a 0.92 son WS mientras que el 75% de los WS tienen una correlación de t2m superior a ese umbral. Esto significa que las simulaciones WS están sobre el umbral del árbol en ambos modos, pero el hecho de que t2m tenga una correlación superior al umbral no significa que el extremo sea WS.

	Correlación de Spearman promedio en CM	Desviación estándar promedio de las correlaciones en CM	Correlación de Spearman promedio en WL	Desviación estándar promedio de las correlaciones en WL
SM	0.20	0.17	0.21	0.22
t2m	0.86	0.12	0.81	0.20
SP	0.94	0.04	0.94	0.07
RH	0.22	0.31	0.55	0.32
Div200	0.15	0.17	0.35	0.16
Div1000	0.32	0.13	0.43	0.14

Tabla 5.2: Correlación entre simulaciones y reanálisis de variables atmosféricas.

	Extremos con correlación 0.2 mayor en CM que en WL	Extremos con correlación 0.2 mayor en WL que en CM
SM	3	5
t2m	3	1
SP	1	0
RH	5	27
Div200	0	20
Div1000	1	10

Tabla 5.3: Cantidad de extremos con mejor simulación de variables atmosféricas.

5.3.4 Casos de estudio

A continuación se muestran dos casos de estudio. El primer caso corresponde a un extremo ocurrido el 8 de febrero de 1993 (caso 1) cuando la simulación de WL es WS pero

la de CM no lo es. El segundo caso es el del 31 de enero de 2005 que es RWS en ambos modos (caso 2). En cada caso se muestran las simulaciones de lluvia, RH850, vientos en 200 y 1000 hPa, Div200 y Div1000.

Caso 1

En este ejemplo CPC muestra precipitación centrada en la Cuenca del Plata (Fig. 5.6), en el suroeste de Uruguay. Se destaca que como CPC se basa en estaciones meteorológicas no cuenta con datos en el océano. WL es capaz de simular la estructura espacial de la precipitación (con menores acumulados) mientras que CM muestra precipitaciones con montos similares pero con una ubicación incorrecta (ubicada más al sur que en CPC). La figura 5.7 muestra que WL y ERA tienen valores positivos y nulos de Div200 en Uruguay mientras que CM simula valores negativos con una región positiva al sureste. La divergencia positiva es una consecuencia de la combinación de una vaguada y el jet streak. En consecuencia, la circulación en 1000 hPa muestra una circulación ciclónica ubicada en el sureste (al suroeste) de Uruguay en WL y ERA (CM) con una zona frontal asociada y un máximo de convergencia en 1000 hPa en el sur (al sur) del país. La circulación ciclónica concuerda con la humedad (Fig. 5.8) que muestra valores altos al sur (suroeste) de Uruguay en WL (CM) causados por la advección desde el océano. Además, WL y ERA tienen valores de humedad de suelo mayores que CM en Uruguay. Resumiendo: el extremo es causado por una circulación ciclónica asociada a un sistema frontal. WL simula la ubicación correcta pero la intensidad de la divergencia es menor (1000 hPa) y ocupa una menor área de Uruguay (200 hPa) que en ERA, resultando en una menor humedad en el país que combinado con valores de humedad de suelo similares resulta en precipitación menos intensa. Por otro lado, CM simula un ciclón intenso pero ubicado en un lugar incorrecto, resultando en una mala ubicación de la precipitación.

Caso 2

En este ejemplo tanto el patrón espacial como el acumulado se simulan bien en los dos modos. WL simula montos bajos de precipitación en todo el país (Fig. 5.9) con los mayores acumulados en la zona costera, CM simula una región alargada de precipitación intensa y en CPC se observa precipitación intensa en toda la zona con los mayores valores en el centro y sur. La figura 5.10 muestra en las tres imágenes valores positivos de divergencia en 200 hPa en Uruguay, que claramente se asocian a la vaguada en el mismo nivel. En 1000 hPa la circulación indica una zona frontal alargada con convergencia que cubre partes de Uruguay mientras que el resto del país tiene valores negativos menos intensos. Se destaca que ERA tiene los valores más intensos sobre Uruguay. El sistema frontal resulta en valores altos de humedad relativa en la región de interés (Fig. 5.11). Además, la humedad de suelo es alta en el suroeste (centro) del país en WL (CM) pero menor en el reanálisis. Resumiendo: el extremo de lluvia está asociado al pasaje de un sistema frontal que se extiende desde Uruguay hacia el Atlántico sudoccidental, y que ambos modelos pueden representar adecuadamente indicando que su evolución está determinada principalmente por las condiciones de frontera.

5.3.5 Relación entre ENSO y el rol de las IC

Varios estudios muestran que ENSO influye sobre la precipitación en SESA durante el verano (Ungerovich and Barreiro 2019; Souza et al. 2021; Silvestri 2004). Entonces, es posible pensar que durante eventos que ocurren en condiciones ENSO no neutrales, la precipitación depende en mayor medida de teleconexiones que de condiciones locales. Como la diferencia entre CM y WL son las IC, cuando la precipitación depende en gran medida de la gran escala, la habilidad de ambos modos debería ser similar. Por otro lado, en situaciones ENSO neutrales las IC pueden jugar un papel más importante en la dinámica del

extremo de precipitación y en ese caso WL debería tener mayor habilidad que CM. Sin embargo, nuestros resultados muestran que ENSO es neutral en el 33% de los eventos donde WL tiene mejor habilidad que CM. Debe considerarse que el 35% de los extremos ocurren en condiciones neutras de ENSO, 35% en positivas y 30% en negativas. Entonces, nuestros resultados no parecen verificar la hipótesis que durante condiciones neutras de ENSO WL tendría más habilidad que CM. Por otro lado, el 39% de los casos donde las simulaciones de WL y CM se correlacionan de manera similar con CPC coinciden con La Niña, el 36% con casos neutrales y el 25% con eventos Niño. Los extremos cuyas simulaciones de precipitación con los distintos modos mantienen similares correlaciones con CPC pueden asociarse a casos donde las IC no tienen un rol importante. Estos porcentajes son bastante diferentes a los de la ocurrencia de extremos en cada fase ENSO, sugiriendo que el porcentaje de casos donde las IC no tienen un rol importante que ocurren durante La Niña (El Niño) son mayores (menores) que el porcentaje de ocurrencia de eventos extremos durante años La Niña (El Niño). Entonces, en eventos extremos que ocurren durante El Niño las IC parecen tener un papel más importante que en los eventos que coinciden con La Niña. Otra manera de analizarlo es contar la cantidad de WS durante cada fase de ENSO. En WL, el 41% de los WS ocurrieron durante El Niño, el 32% durante ENSO neutro y el 27% durante La Niña. En CM el 42% de los WS sucedieron durante El Niño, el 42% durante La Niña y el restante 16% en años neutros. Estos resultados muestran que la habilidad de CM para simular eventos extremos proviene principalmente de la circulación de gran escala asociada a ENSO. Además, durante La Niña el rol de las IC en la simulación de extremos es menos importante que durante otras fases de ENSO.

5.4 Conclusiones

En este capítulo se estudia el rol de las condiciones iniciales y la gran escala en eventos extremos de precipitación en Uruguay durante DEF usando RegCM4.7. En primer lugar

se valida y depura la base de datos que se utilizará para contrastar las simulaciones. En segundo lugar se corre el modelo en modo WL y CM y se comparan los resultados con la base de datos de precipitación validada. Por último se investigan las salidas de variables atmosféricas relevantes para entender los factores que modifican la habilidad del modelo.

El análisis del horario de los eventos muestra que hay una tendencia a que los eventos ocurran de noche o temprano en la mañana, en concordancia con Salio et al. (2007). Con respecto a la interpolación, a pesar de que kriging es la técnica por defecto en varias publicaciones, se concluye que no siempre es la mejor opción. En este caso, la mejor opción es usar la técnica de vecinos más cercanos con 5 vecinos. Este resultado tiene connotación positiva ya que indica que algunas veces la técnica más adecuada no es la más compleja y costosa. La bibliografía acerca de KNN para interpolar es escasa (Chen et al. 2010; Szolgay et al. 2009) pero parece razonable decir que no hay una técnica universalmente superior. Por el contrario, la técnica más adecuada depende de las características del terreno, la distribución espacial, etc. En este caso, con KNN5 obtuvimos 77% de extremos donde OBS y CPC coinciden. El hecho de que el 23% de los días no coincidan se asocia a que la interpolación de CPC utiliza 20 puntos en Uruguay con grandes regiones que no quedan cubiertas mientras que OBS utiliza 19 de esos puntos y otros 30 adicionales.

En general, las simulaciones en modo WL son más realistas que las de modo CM. De hecho, con WL se obtienen 51% de extremos bien simulados mientras que en CM se obtienen 28%. Además, el 35% de las simulaciones WL son significativamente mejores que las CM. Esto se asocia a la mejor simulación de la humedad relativa en 850 hPa y la circulación atmosférica, especialmente en 1000 hPa. Además, 1000 hPa parece ser la variable determinante de la diferencia de habilidad entre los modos. Esto concuerda con Ungerovich and Barreiro (2019, 2022) que encuentran tres tipos diferentes de extremos en verano en el sur de Uruguay cuya diferenciación se asocia a la circulación en 1000 hPa. También Solman et al. (2021) concluyen que la circulación en niveles bajos es relevante en la iniciación de los extremos. Encuentran que una simulación adecuada del LLJ se asocia

con una correcta ubicación del centro de precipitación del evento. Entonces, el hecho de que WL simula mejor que CM la humedad relativa resulta en una mejor simulación de la lluvia. A pesar de esto, hay tres casos donde CM simula con más habilidad que WL. En uno de ellos CM simula de manera más realista la divergencia en 1000 hPa y la humedad de suelo, otro caso tiene un campo de RH850 más realista y el tercero simula mejor SM. Es importante notar que esas son las tres variables que determinan la calidad de las simulaciones cuando se considera que t2m se simula con habilidad similar en los dos modos (Fig. 5.5). Estos resultados son consistentes con Lavin-Gullon et al. (2021) que explican que en una combinación de modelos y configuraciones físicas WL tiene menor habilidad en capturar los forzantes sinópticos y como consecuencia el centro del evento se simula fuera de lugar. La importancia del rol de las IC de SM y RH850 se estudia en Koné et al. (2022) y Ducrocq et al. (2002) respectivamente. Nuestros resultados sugieren que en la mayoría de los casos la calidad de la simulación depende de las IC pero en algunos casos es más importante que el modelo tenga el tiempo suficiente para ajustar y simular todas las variables.

Es importante mencionar que el rol de las IC no parece estar relacionado con la época de ocurrencia de los extremos, pero se encuentra que los extremos que coinciden con fase Niña dependen en menor medida de las IC que otros extremos. Además, en ambos modos los extremos que ocurren durante ENSO activo se simulan con mayor habilidad que los de ENSO neutro. Esto puede deberse a que el modelo es capaz de simular precipitación asociada a patrones de gran escala típicos de las teleconexiones de ENSO, incluidos en las CB. Estos resultados concuerdan con Muñoz et al. (2015) que dice que a pesar de que ENSO influye en las precipitaciones no es el único factor que explica los eventos extremos de precipitación.

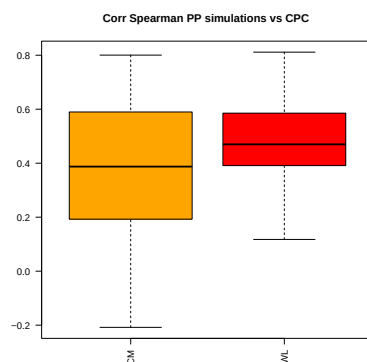


Figura 5.4: Correlaciones de Spearman entre precipitación simulada y observada con CM (izquierda) y WL (derecha).

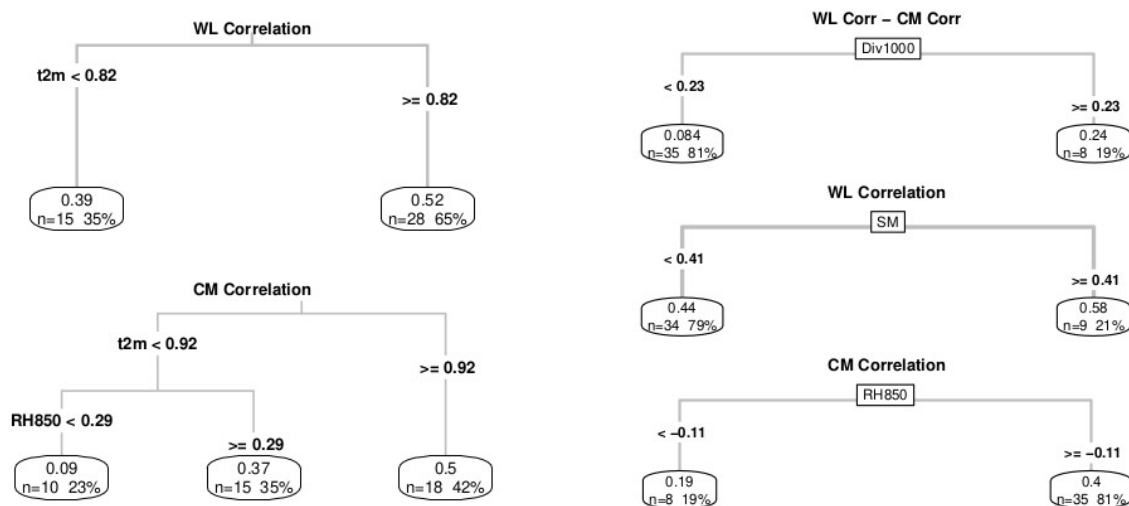


Figura 5.5: Árboles de regresión para correlación WL (superior izquierda) y correlación CM (inferior izquierda). Árboles de regresión sin considerar $t2m$ para corrWL-corrCM (superior derecha), correlación WL (medio derecha) y correlación CM (inferior derecha).

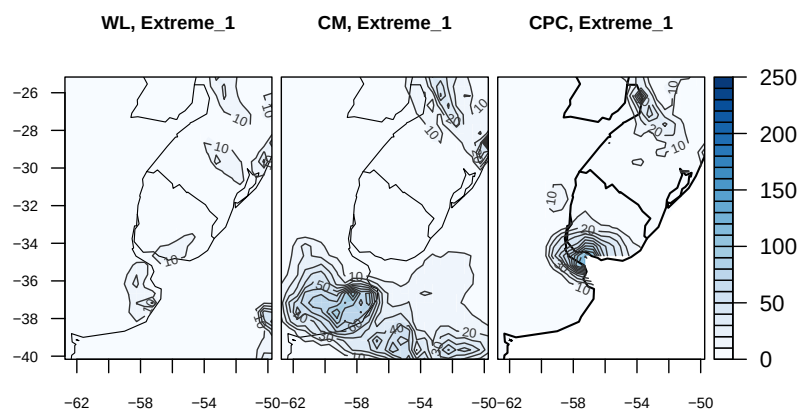


Figura 5.6: Simulaciones de precipitación para WL (izquierda), CM (medio), y CPC (derecha) en mm. Los contornos tienen intervalos de 10 mm.

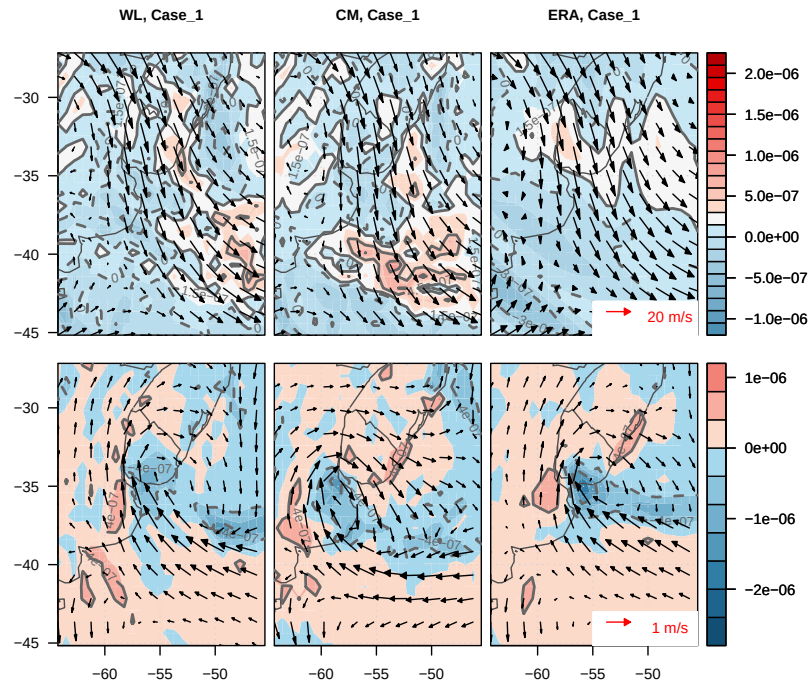


Figura 5.7: Vientos en 200 hPa (flechas) y divergencia de vientos (contornos y colores) para WL (superior izquierda), CM (medio superior), y CPC (derecha superior) en s-1. Los intervalos de los contornos son $4 \times 10^{-7} \text{s}^{-1}$. Vientos en 1000 hPa (flechas) y divergencia de vientos (contornos y colores) para CM (inferior izquierda), CM (medio inferior), y CPC (derecha inferior) en s-1. Los intervalos de los contornos son $4 \times 10^{-7} \text{s}^{-1}$.

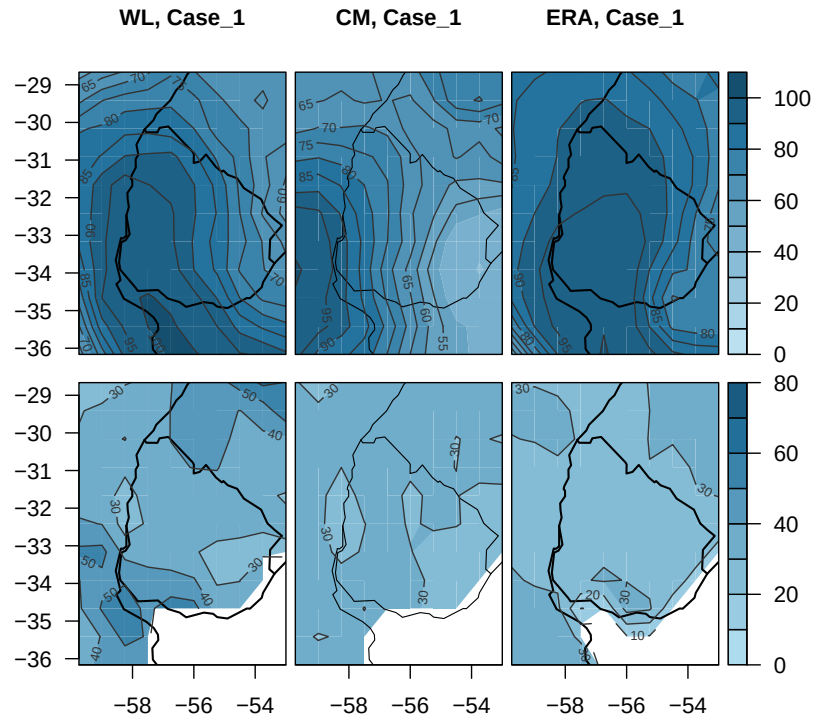


Figura 5.8: Humedad relativa en WL (superior izquierda), CM (superior medio), y reanálisis (superior derecha) en %. Humedad de suelo en WL (inferior izquierda), CM (inferior medio) y reanálisis (inferior derecha) en kgm-2. Los intervalos de los contornos son 10 kgm-2.

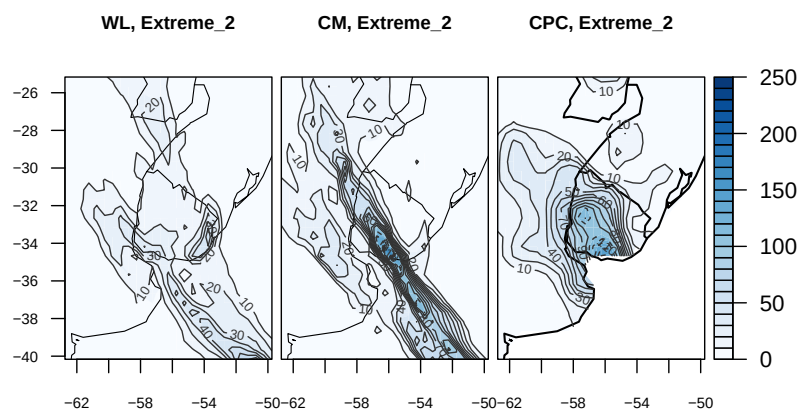


Figura 5.9: Simulaciones de precipitación para WL (izquierda), CM (medio), y CPC (derecha) en mm. Los contornos tienen intervalos de 10 mm.

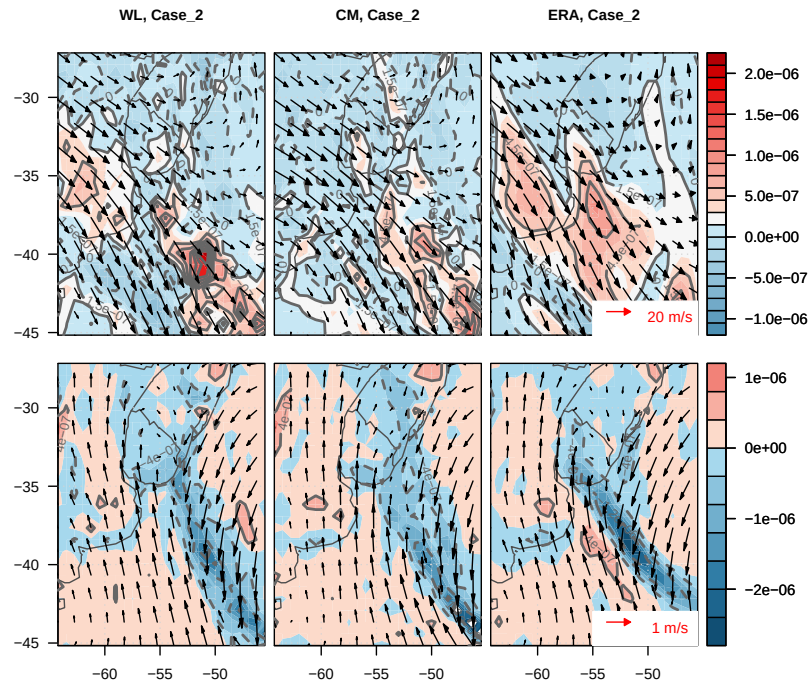


Figura 5.10: Vientos en 200 hPa (flechas) y divergencia de vientos (contornos y colores) para WL (superior izquierda), CM (medio superior), y CPC (derecha superior) en s-1. Los intervalos de los contornos son $4 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$. Vientos en 1000 hPa (flechas) y divergencia de vientos (contornos y colores) para CM (inferior izquierda), CM (medio inferior), y CPC (derecha inferior) en s-1. Los intervalos de los contornos son $4 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$.

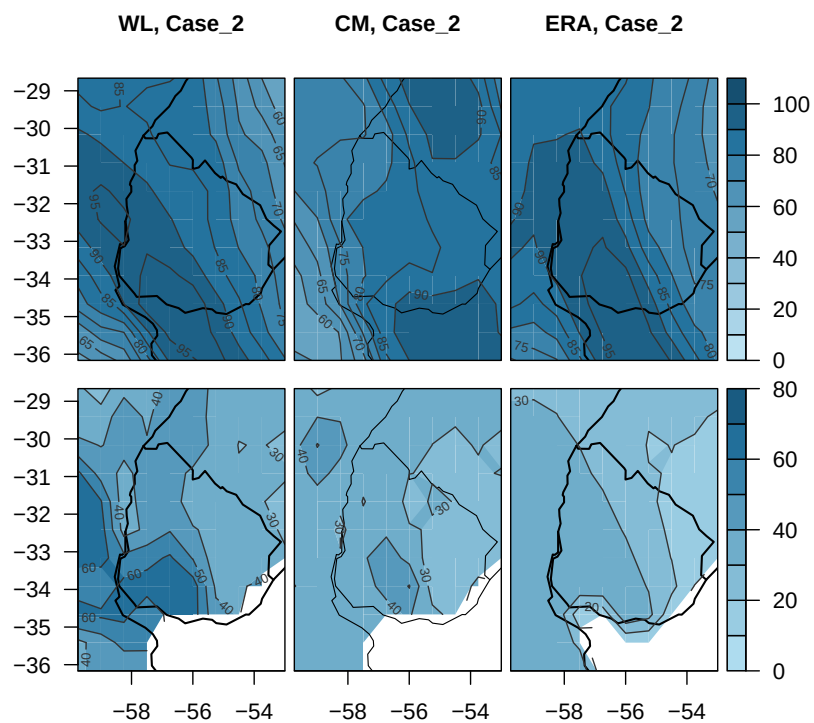


Figura 5.11: Humedad relativa en WL (superior izquierda), CM (superior medio), y reanálisis (superior derecha) en %. Humedad de suelo en WL (inferior izquierda), CM (inferior medio) y reanálisis (inferior derecha) en kgm-2. Los intervalos de los contornos son 10 kgm-2.

Capítulo 6

DISCUSIÓN GLOBAL

En este capítulo se discuten los principales resultados obtenidos en la tesis. En la primer sección se compara la dinámica durante eventos extremos y no extremos en verano. En la segunda sección se analiza el rol de las IC y las condiciones de gran escala. En la tercer sección se comentan las relaciones encontradas entre los extremos y las oscilaciones ENSO y MJO. La cuarta sección compara la dinámica de los eventos extremos de primavera y en verano.

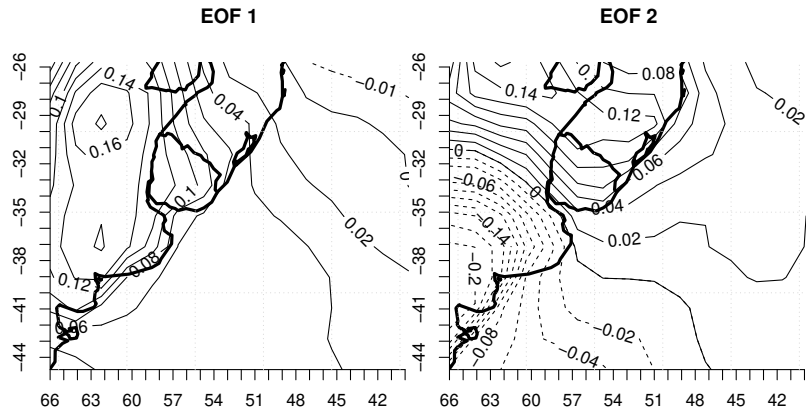
6.1 Comparación entre eventos extremos y eventos aleatorios en verano

En la primer publicación se estudia la dinámica de los eventos extremos de precipitación en verano en el sur de Uruguay. Sin embargo, luego de publicada se encuentra que los eventos de precipitación habían sido mal seleccionados. La mayoría de los eventos que se estudiaron en la primer publicación no se corresponden con días de lluvia. Luego se publica una corrección de esta publicación repitiendo los análisis con los días de precipitación extrema reales. Resulta interesante aprovechar este error para comparar los resultados que se obtienen con una base de datos aleatoria y una base de datos formada por extremos (de aquí en más, las llamaremos "base aleatoria" y "base de extremos" respectivamente). Para verificar que la base aleatoria sea realmente aleatoria se aplica un test de Monte Carlo donde se seleccionan 500 grupos aleatorios de 56 días. Se calcula la cantidad de días extremos de cada grupo, considerada como la cantidad de días que superan (son inferiores a) el percentil 90 (10) de precipitación de los días de lluvia en los datos observados. Luego se calcula el percentil 90 de cantidad de días extremos por grupos. Se encuentra que la cantidad de días extremos en la base aleatoria no supera los umbrales, entonces se concluye que la cantidad

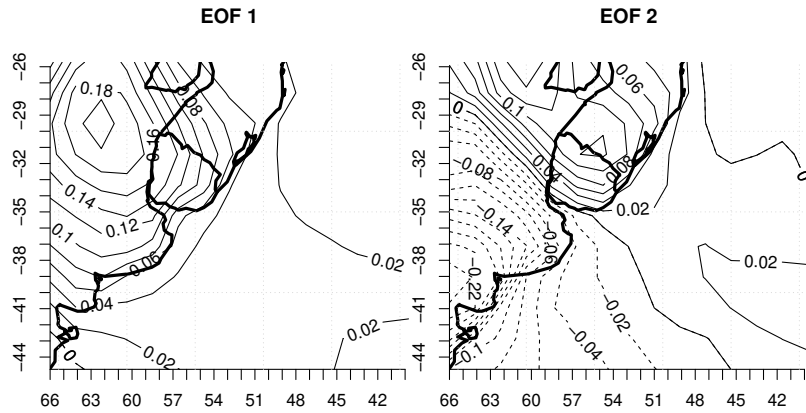
de extremos en la base aleatoria no es estadísticamente significativa. La base aleatoria se caracteriza por tener 12 días (21%) con precipitación superior al percentil 10, 3 días (5%) superando el percentil 50 y ningún día que supere al percentil 90 de acumulado de precipitación.

La primer parte de la publicación consiste en un control de calidad. En esta etapa los días extremos habían sido seleccionados de manera adecuada, por lo cual no se repite el análisis. El segundo paso consiste en analizar los autovectores (EOF1 y EOF2) y componentes principales (PC1 y PC2) utilizando la variable $t2m$. Resulta interesante que al modificar la base de datos diarios los autovectores se mantienen muy parecidos (Fig. 6.1). Es decir, utilizando 56 días de la base aleatoria ó eligiendo los 56 días de la base de extremos se encuentra que la distribución de temperatura es muy similar. Esta distribución de temperatura consiste en un primer EOF que representa el 48% de la varianza en la base aleatoria y 55% en la base de extremos. La temperatura se caracteriza por anomalías positivas en el continente en latitudes menores a 26°S con un máximo en el noreste de Argentina. Los valores son similares sobre Uruguay mientras que en la zona del máximo la anomalía es 0.2°C superior en la base de extremos. El segundo EOF representa el 17% de la varianza en la base aleatoria y el 15% en la base de extremos. Este componente se asemeja a un sistema frontal con anomalías negativas al suroeste y oeste de Uruguay y positivas al norte. En este caso los valores son parecidos para las dos bases de datos. Si bien la base aleatoria no es representativa de todos los días no extremos, estos resultados sugieren que los EOFs son similares en estructura durante días de extremos de lluvia y en los otros días.

Por otro lado, para separar en grupos de eventos se analizan los valores de PC1 y PC2 que corresponden a cada uno de los 56 días de cada base de datos (Fig. 6.2). Con la base de datos aleatoria se encuentran 18 días con valores positivos de ambos PC, es decir, que se asocian a la combinación de calentamiento regional y frente; 19 días con PC1 positivo y PC2 negativo, que se asocian únicamente a calentamiento regional, 11 días con PC1 negativo y PC2 positivo que se corresponden con días puramente frontales y 8 eventos con



(a) base aleatoria



(b) base de extremos

Figura 6.1: EOF1 (izquierda), EOF2 (derecha)

ambos PCs negativos, es decir que no se asocian a ninguno de los fenómenos. En cambio, con la base de extremos se encuentran 14 días que se asocian a convección (en el caso de extremos es posible asegurar que la anomalía positiva de temperatura representa convección) y frente, 29 días que se asocian puramente a frente, 7 eventos exclusivamente de convección y 6 días que no se asocian a ningún fenómeno. Se destaca la gran diferencia entre los días exclusivamente de frente. Esto significa que si bien los EOFs son similares, los días de extremos de precipitación se asocian notoriamente más a sistemas frontales que los días aleatorios. También se destaca que los 19 días asociados puramente a calentamiento local

se reducen a 7 cuando consideramos la base de extremos. Esto quiere decir que los días puramente de calentamiento local se asocian más a los días no extremos que a los extremos. Para simplificar, se estudian únicamente los días que no superan las 2 desviaciones estándar de cada PC. Además, no se analizan los días con ambos PC negativos. Considerando esto, en la base de datos aleatoria se estudian 17 días con ambos PCs positivos (CF), 19 con PC1 positivo y PC2 negativo (C) y 6 días con PC1 negativo y PC2 positivo (en la primera versión de la publicación se usó la nomenclatura "CL", mientras que en la corrección se usó "F", aquí utilizaremos "F"), mientras que en la base de extremos se estudian 11 CF, 20 F y 6 C. Cabe destacar que la cantidad de días que no se asocian a sistemas frontales ni a calentamiento local es similar en ambas bases de datos.

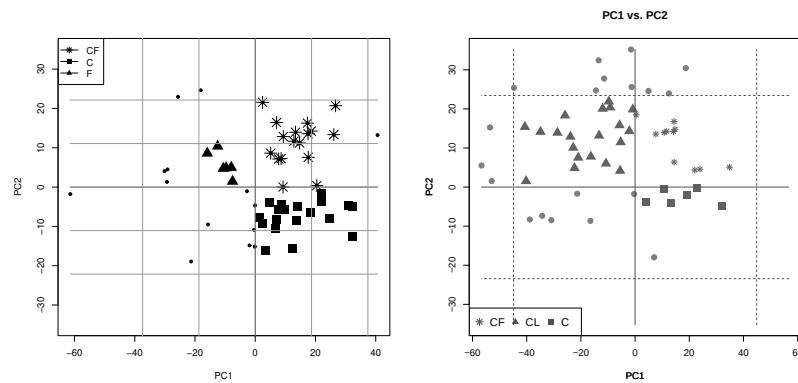


Figura 6.2: base aleatoria (izquierda), base de extremos (derecha)

La dinámica de los grupos de eventos es similar en ambas bases de datos. Por ejemplo, el grupo CF (Fig. 6.3) se caracteriza por anomalías cálidas de temperatura en la región de Uruguay y anomalías frías en el sur de América del Sur asociadas a un sistema frontal cuyo máximo de índice de frentes se encuentra sobre Uruguay en la base de datos aleatoria y al suroeste en la base de extremos. En la base de datos extremos las anomalías cálidas sobre Uruguay abarcan los días -2, -1 y 0 mientras que en la base aleatoria abarcan los días -1 y 0. Esto concuerda con Cavalcanti (2016) que muestra que la precipitación antecede en 1 ó 2 días al pasaje del frente, por ejemplo en forma de líneas de turbonada. Las líneas de turbonada pueden ser tan dañinas como el mismo frente (Locatelli et al. 2002; Schultz

2005). En 1000 hPa ambos *composites* muestran una baja presión que abarca casi todo el continente. Este sistema es más intenso y más grande en la base de extremos. Además, en la base de extremos hay un centro de alta presión al este de Uruguay que colabora con el gradiente de presión generando vientos del norte más intensos. En 200 hPa, se observa divergencia de aire en la región de Uruguay que también es más intensa y dura más tiempo en el caso de los extremos. En ambas bases de datos hay anomalías negativas de OLR sobre Uruguay, pero en la base de extremos los valores son mucho más intensos. En resumen, la base aleatoria muestra un frente sobre Uruguay mientras que la base de extremos muestra la misma dinámica pero ubicada más al suroeste, es decir que las precipitaciones estarían causadas por una línea de turbonada asociada al frente. Sin embargo, la dinámica es similar, con un sistema frontal por las cercanías de Uruguay con anomalías más marcadas de las variables de interés en la base de extremos.

El grupo C (Fig. 6.4) es el que tiene las mayores diferencias entre ambas bases de datos. Se caracteriza por una anomalía positiva de temperatura que se encuentra sobre Uruguay en la base de extremos y al suroeste del país en la base aleatoria. En ambos casos la anomalía es causada por vientos del norte asociados a la distribución de altura de geopotencial en 1000 hPa. En el caso de la base aleatoria, los vientos *norte* son consecuencia de un sistema de alta presión al este de Uruguay mientras que en la base de datos extremos son consecuencia del centro de baja presión. En 200 hPa, para los datos aleatorios hay un bloqueo con una anomalía anticiclónica al sureste de Uruguay mientras que en los extremos hay circulación anómala anticiclónica al este de Uruguay. En ambos casos parece haber una onda estacionaria. La consecuencia es una persistencia de cinco días de divergencia positiva en los extremos mientras que en la base aleatoria la divergencia es más leve y no se encuentra en Uruguay. En ambos casos hay evaporación en el océano circundante que inestabiliza la capa límite. Finalmente, hay anomalías de OLR negativas durante al menos dos días en ambos casos, pero en los extremos los valores son mayores. En este caso, las diferencias están en la estructura de las anomalías de circulación y su persistencia.

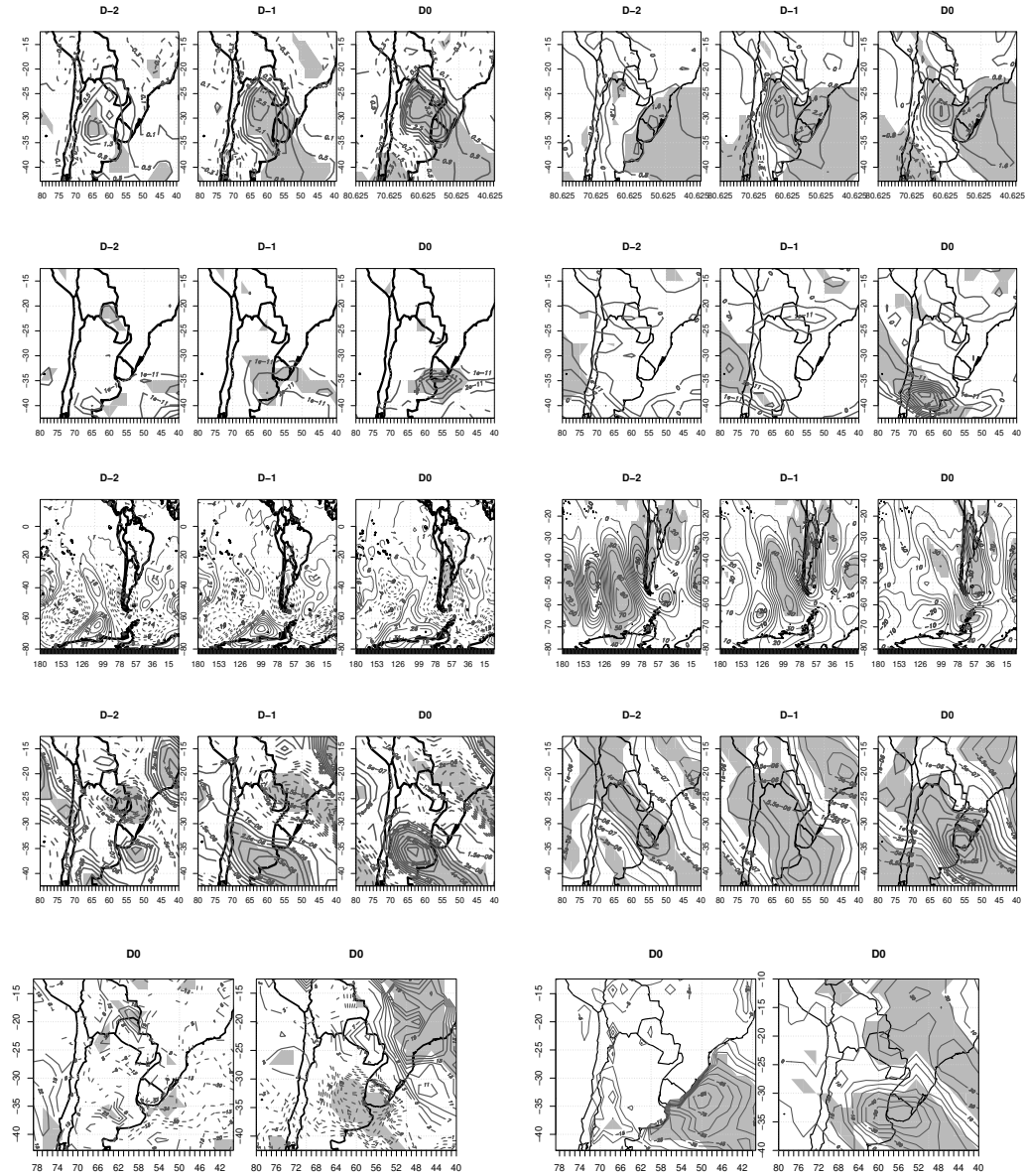


Figura 6.3: La primer fila corresponde a anomalías de t_2m , la segunda fila muestra la anomalía de IF, la tercer fila representa la anomalía de altura de geopotencial en 1000 hPa, la cuarta fila corresponde a la anomalía de divergencia en 200 hPa, la quinta fila muestra anomalías de calor latente y OLR. Estos paneles corresponden al grupo CF y en todos los casos la columna de la izquierda corresponde a la base aleatoria y la derecha a la base de extremos.

El grupo F (Fig. 6.5) se caracteriza por el desarrollo de un sistema frontal sobre Uruguay. Esto se infiere a partir de una anomalía positiva de temperatura que se traslada

desde Brasil a Uruguay y una anomalía fría que se traslada desde el sur de Argentina hacia Uruguay. En el caso de la base aleatoria, las anomalías significativas no alcanzan Uruguay mientras que en el caso de los extremos durante el día 0 ambas anomalías se encuentran sobre Uruguay. Estas anomalías se generan por una circulación en 1000 hPa similar a la baja del Chaco, que en el caso de los extremos es más intensa que en los datos aleatorios. Además, en 200 (1000) hPa hay divergencia (convergencia) con valores y ubicación similar durante el día 0, pero que, a diferencia de la base aleatoria, en el caso de los extremos también es positiva (negativa) sobre Uruguay el día previo. Como consecuencia, ambas bases de datos muestran anomalías negativas con similares valores de OLR durante el día 0 y -1 mientras que los extremos también tienen valores negativos el día -2. En este caso los *composites* son parecidos con la diferencia de que en la base aleatoria el frente no llega a Uruguay el día del extremo. Además, en los extremos la circulación favorece durante 3 días la ocurrencia del extremo.

6.2 Estudio del rol de las condiciones iniciales y las condiciones de gran escala

En la última publicación se investiga el rol de las IC en la predictibilidad de los extremos con el modelo regional RegCM4.7. Si bien los extremos se definen para el sur del país, en las figuras de OLR para los tres grupos se observa que en todos ellos las precipitaciones se dan en todo el territorio. En la primer publicación se muestra que durante los días previos a los eventos extremos hay ciertas dinámicas atmosféricas que predominan. En otras palabras, las condiciones óptimas para que ocurra un evento extremo comienzan a formarse unos días antes. Por eso, en la última publicación se analiza el rol de las condiciones iniciales y de la dinámica de gran escala. Tal como se esperaba, se encuentra que en general, las simulaciones del modo WL se asemejan más a los datos de CPC que las simulaciones con CM. Sin embargo, los casos de mayores correlaciones con CPC tienen valores parecidos en ambos modos. Esto no implica que los eventos con las mayores correlaciones

en WL se correspondan con las mismas fechas que los de las mayores correlaciones en CM. Considerando caso a caso, hay 15 casos (35%) en los cuales la simulación en modo WL tiene mayor correlación con CPC que la simulación en modo CM. Por el contrario, en tres eventos extremos (7%) las simulaciones en modo CM se correlacionan con CPC más que las simulaciones en WL.

La variable que divide entre los tres grupos de extremos en la primer publicación es t2m. Es interesante destacar que esta variable se simula con habilidad similar en ambos modos. Por lo tanto no es posible estudiar, con estas técnicas, el rol de t2m en la habilidad del modelo. Es decir, dado que en cada extremo se simula t2m con habilidad similar en ambos modos, no es posible utilizar esta variable para entender la diferencia de habilidad al simular la precipitación. Sin embargo, las simulaciones de t2m son la principal variable para definir la habilidad de cada modo por separado. Esto quiere decir que si bien t2m se simula relativamente bien en todos los casos, pequeñas mejoras en su simulación están asociadas a mejoras en la simulación de la precipitación. El hecho de que t2m sea simulada con mucha habilidad sugiere que el modelo es capaz de discernir entre los distintos grupos de extremos, y como t2m es resultado de la interacción de muchas variables atmosféricas, probablemente se simule de manera adecuada la dinámica asociada a cada extremo. Resulta interesante analizar si alguno de los modos simula mejor alguno de los grupos. Considerando los 43 extremos con buenas observaciones hay 15 extremos del grupo F, 8 del grupo CF y 5 C. WL simula con buena habilidad 6 extremos F, 6 CF y 1 C mientras que CM simula con buena habilidad 3 F, 3 CF y 1 C. Esto quiere decir que el 75% de los CF son bien simulados con WL.

Siguiendo la discusión anterior, se muestran los EOFs y PCs calculados con t2m simulada con el modelo utilizando el modo CM en la figura 6.6. Se observa que las distribuciones espaciales son similares a las obtenidas con datos de reanálisis (Fig. 6.1), con la diferencia de que el EOF2 tiene el signo al revés (esto no modifica los resultados). Los EOFs del modelo representan el 50% y 20 %, también similar al reanálisis. En el panel

derecho de la figura se muestra el gráfico de dispersión para los eventos simulados (en la figura se invirtió el signo de PC2 para facilitar la comparación con la figura 6.2). Los colores indican las categorías a las cuales corresponden los extremos en la corrección de la primera publicación. Idealmente, se esperaría que los extremos CF se encontraran en el cuadrante superior derecho, los F en el superior izquierdo y los C en el inferior derecho. Se destaca que 8 de los 11 CF (72%) se ubican en el cuadrante correcto mientras que para F hay 4 de los 20 casos (20%) ubicados correctamente y en C hay 2 de 6 (33%). Es interesante considerar los factores que generan la precipitación y no los factores ausentes, es decir, analizar qué pasa si interpretamos el grupo C (F) como un grupo asociado a convección (un sistema frontal), independientemente de si se observa un frente (convección). Se destaca que 16 de los 20 (80%) F se ubican en -PC2 positivo y 4 de los 6 (66%) C se ubican en PC1 positivo. Esto quiere decir que los extremos de las simulaciones en modo CM representan bien el factor característico (convección o frente) pero no aparece como único factor sino que en la mayoría de los casos aparecen ambas características. Es decir, hay únicamente un 20% (33%) de los casos que se caracterizan en la corrección de la primera publicación únicamente con frente (convección) que también se caracterizan únicamente con frente (convección) en la simulación, pero hay un 80% (66%) de estos casos que en la primera publicación se asocian únicamente a frente (convección) que en las simulaciones se caracterizan por la combinación de frente y convección. Dado que el modelo logra, en gran medida, identificar si hubo convección y/o frente en cada extremo resulta interesante entender si estos fenómenos influyen sobre la habilidad del modelo. Para cuantificarlo se analiza la cantidad de eventos bien simulados en cada modo correspondientes a cada signo de componente principal (tabla 6.1). Por ejemplo, el 41% de los extremos con PC1 positivo (convección) son bien simulados en WL (del total de 22 WS WL hay 9 que tienen PC1 positivo). En este análisis se utiliza la distribución de los extremos de acuerdo a los PCs calculados con reanálisis ya que se busca entender la habilidad del modelo en función de las características reales de la atmósfera. Es importante considerar que dentro del total

de eventos extremos considerados el 37% tiene PC1 positivo, el 63% PC1 negativo, el 72% tiene PC2 positivo y el 28% tiene PC2 negativo. Si bien los porcentajes de eventos extremos bien simulados de cada signo de PC difieren de los porcentajes de todos los extremos, no se encuentran diferencias significativas. Es decir, no se encuentra una relación entre la habilidad de los modos en simular los extremos y el evento meteorológico que los caracteriza. En la tabla 6.2 se analiza la relación entre los signos de los PCs y la habilidad de simulación desde otro punto de vista. La tabla muestra, para cada signo de PC (con los datos de reanálisis, de manera tal de utilizar la caracterización más realista de la dinámica de los eventos) el porcentaje de los eventos bien simulados. Por ejemplo, el 56% de los extremos con PC1 positivo son bien simulados con WL (es decir, de los 16 eventos con PC1 positivo hay 9 que son WS en WL). De la segunda tabla se desprende la gran diferencia entre los modos al simular los extremos con PC1 negativo. Este es el único caso en el cual WL simula bien más del doble de porcentaje que CM. En particular, WL simula bien el 48% de los extremos con PC1 negativo mientras que CM simula bien únicamente el 22%. Esto muestra que el rol de las condiciones iniciales es especialmente importante cuando el fenómeno de lluvia no se caracteriza por convección (por el contrario se caracteriza por anomalías frías de temperatura al noroeste de Uruguay). Los extremos relacionados a inestabilidad convectiva tienen asociados un patrón de temperatura determinado y la temperatura se simula de manera adecuada en ambos modos. Por otro lado, cuando no existe un patrón tan marcado las otras condiciones iniciales juegan un papel más importante. Por ejemplo, la circulación en 1000 hPa se simula con mejor habilidad en WL que en CM y, junto con los vientos en niveles un poco superiores, podría ser la responsable de la advección de aire cálido cuando t_{2m} no tiene ese patrón tan marcado. Esto explica que la divergencia en 1000 hPa sea la variable más asociada con la diferencia de habilidad entre ambos modos. Además, t_{2m} es la variable más relacionada con la habilidad de cada uno de los modos en simular precipitación. A su vez, cuando no se considera esta variable, las variables que más se asocian con la habilidad de cada modo en la simulación de la precipitación son la

humedad del suelo (SM) y la humedad relativa en 850 hPa (RH850). Tanto t2m como SM y RH850 están fuertemente relacionadas con la fuente de humedad de la precipitación: t2m y SM se asocian a la evaporación mientras que RH850 se asocia a la evaporación y a la advección de humedad. Estos resultados sugieren que cuando t2m tiene el comportamiento típico que se asocia a convección, lo cual implica que t2m juega un rol muy importante, una simulación adecuada de esta variable (y por ende de su circulación asociada) supone una buena simulación de la precipitación en cualquiera de los modos. Es decir, se considera que cuando la anomalía de temperatura positiva es muy marcada se favorece en gran medida la evaporación local. Esto no implica que t2m sea requisito suficiente para evaporar sino que por más que la humedad de suelo sea escasa, ésta será evaporada. Entonces, a igualdad de SM, se favorece la evaporación y por ende el contenido de humedad del aire. Por otro lado, cuando t2m no tiene las condiciones para favorecer tanto la evaporación, su rol es menos importante y no alcanza con que esta variable (y su circulación asociada) se simulen de manera adecuada. En este caso el contenido de humedad depende en mayor medida de la humedad de suelo, humedad presente en el aire y advección. En consecuencia, la calidad de la simulación de div1000, RH850 y SM es determinante de la habilidad del modelo de simular la precipitación cuando t2m no tiene el patrón clásico de convección.

	PC1 +	PC1 -	PC2 +	PC2 -
Bien simulados WL	9 (41%)	13 (59%)	18 (82%)	4 (18%)
Bien simulados CM	6 (50%)	6(50%)	10 (83%)	2 (17%)

Tabla 6.1: Extremos bien simulados en cada PC

6.3 Relación con oscilaciones climáticas

En los análisis de la dinámica de los extremos de verano no se encuentra relación entre el estado de ENSO y la ocurrencia de eventos extremos. Sin embargo, en concordancia con

	Bien simulados WL	Bien simulados CM
PC1 +	9 (56%)	6 (38%)
PC1 -	13 (48%)	6 (22%)
PC2 +	18 (58%)	10 (32%)
PC2 -	4 (33%)	2 (17%)

Tabla 6.2: Extremos bien simulados en cada modo

Grimm and Tedeschi (2009) se encuentra que la mayoría de los eventos extremos que ocurren durante eventos Niña se dan en Febrero. Además, los resultados de las simulaciones (última publicación) sugieren que los eventos que ocurren durante ENSO activo se predicen con mayor habilidad que los que suceden en años neutros. En primavera se encuentran relaciones importantes entre las características de los extremos y el estado de la oscilación MJO durante los días previos, lo cual concuerda con Tedesco (2018).

6.4 Comparación entre primavera y verano

De manera similar a los análisis de verano, en primavera se divide en tres categorías de eventos. Si bien no se analizan explícitamente los fenómenos que generan la precipitación, se encuentran similitudes entre los grupos de eventos de primavera y de verano. Dadas las conclusiones de Martinez and Solman (2022) donde los resultados muestran que los eventos extremos de precipitación en el sur de Uruguay (región 4 de su análisis) son similares en primavera y verano pero con mayores anomalías de las variables sinópticas en primavera, es posible comparar entre los grupos de eventos encontrados en este estudio. Por ejemplo, los mapas de divergencia en 850 hPa (Fig. 6.7) muestran valores negativos en las cercanías de Uruguay en RG y BBC. El mapa de RG sugiere un frente al sur de Uruguay que puede asociarse a un frente cálido como consecuencia de la combinación de la alta presión al este de Uruguay y la baja presión sobre Uruguay el día 0. Es importante considerar que el grupo

RG está compuesto por 49 eventos y la variabilidad es mayor que en otros grupos por lo cual la ubicación media del frente en las cercanías de Uruguay podría no estar representando a muchos de los extremos. En el caso de BBC la anomalía negativa de convección se encuentra sobre Uruguay el día 0 y se asocia al centro de baja presión ubicado en Uruguay (Fig. 6.8). Esta configuración se asemeja al caso F de verano (Fig. 6.5). Finalmente, en los extremos BBB no se observa convergencia en niveles bajos (Fig. 6.7). En este grupo, la configuración que favorece la precipitación podría ser una atmósfera extremadamente inestable. En particular, se destaca una intensa advección de aire cálido asociada a la configuración de altura de geopotencial en 1000 hPa (Fig. 6.8) que causa una anomalía positiva de temperatura inicialmente en el norte de Argentina que luego se traslada hacia Uruguay. Además, la intensa divergencia en 200 hPa (Fig. 6.9) sobre Uruguay (más intensa que en los otros casos) favorece los movimientos de ascenso. Esta situación es similar a los extremos C (Fig. 6.4).

En una escala más grande, el grupo residual, en el que no se encuentran efectos de MJO se caracteriza por una onda que se extiende meridionalmente (Fig. 6.10). En este grupo, las anomalías de altura de geopotencial avanzan hacia el este. Por el contrario, en los tres grupos de verano los sistemas avanzan hacia el noreste, tal como en BBB y BBC de primavera. Tanto en CF (Fig. 6.3) como en C (Fig. 6.4) las anomalías negativas de altura de geopotencial en 1000 hPa se extienden hasta el extremo sur del continente (Fig. 6.8). Esto es similar a los extremos BBB en primavera. Sin embargo, a diferencia de BBB, en CF y en C la divergencia en 200 hPa (Fig. 6.9) favorece la convección durante los 3 días. Es decir que si bien el sistema de baja presión tiene dimensiones similares, la configuración en 200 hPa es diferente. Por otro lado, la altura de geopotencial en 1000 hPa en F se asemeja a RG (Figs. 6.5 y 6.8) ya que en ambos las anomalías se trasladan hacia el este. Sin embargo, en F el sistema se asocia a un frente frío que avanza hacia el noreste.

La tabla 2.3 resume las similitudes y diferencias entre cada par de extremos. Se destacan las similitudes entre los eventos BBB y C. Por otro lado, RG y F son similares en

movimiento y extensión de la baja y en divergencia en 200 hPa pero no queda claro si el fenómeno que genera las precipitaciones es el mismo. Finalmente, las precipitaciones en BBC y F se asocian a frentes sobre Uruguay.

Grupo	Movimiento de la baja	Extensión de la baja	Div. 200	Fenómeno principal
RG	hacia el este	hasta 40°S	3 días	frente cálido al sur de Uruguay
BBC	hacia el noreste	hasta sureste del extremo sur del continente	3 días	frente sobre Uruguay
BBB	hacia el noreste	hasta el extremo sur del continente	2 días	Intensa anomalía positiva de t2m + div 200
CF	hacia el noreste	hasta el extremo sur del continente	3 días	squall line pre-frontal
C	hacia el noreste	hasta el extremo sur del continente	3 días	persistencia de anomalía positiva de t2m + div 200
F	hacia el este	hasta 40°S	frente sobre Uruguay	

Tabla 6.3: Características de cada grupo de extremos

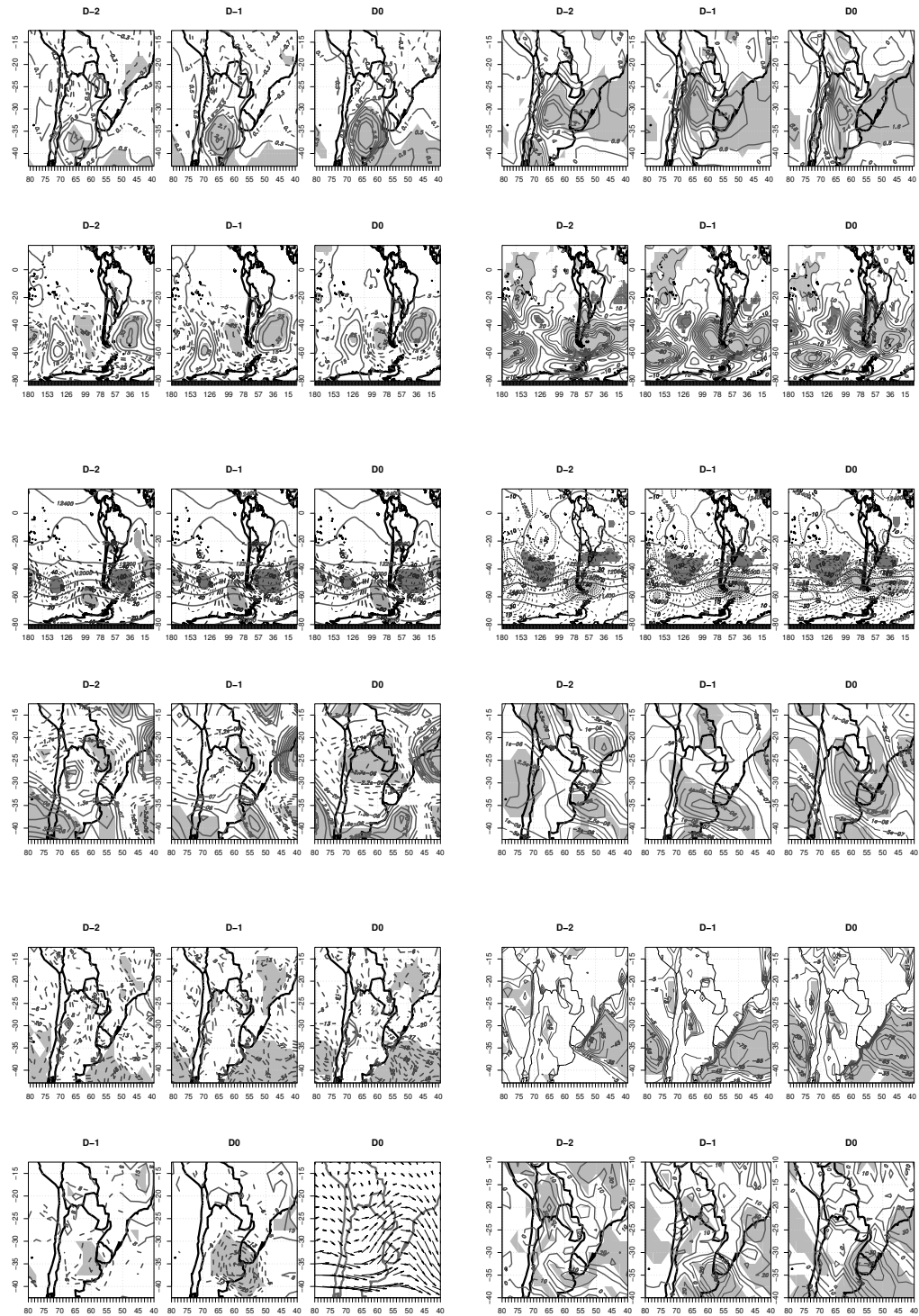


Figura 6.4: La primer fila corresponde a anomalías de t_{2m} , la segunda fila muestra la anomalía de altura de geopotencial en 1000 hPa, la tercer fila representa la anomalía de altura de geopotencial en 200 hPa, la cuarta fila corresponde a la anomalía de divergencia en 200 hPa, la quinta fila muestra anomalías de calor latente y la sexta fila muestra anomalías de OLR y viento en 500 hPa. Estos paneles corresponden al grupo C y en todos los casos la columna de la izquierda corresponde a la base aleatoria y la derecha a la base de extremos.

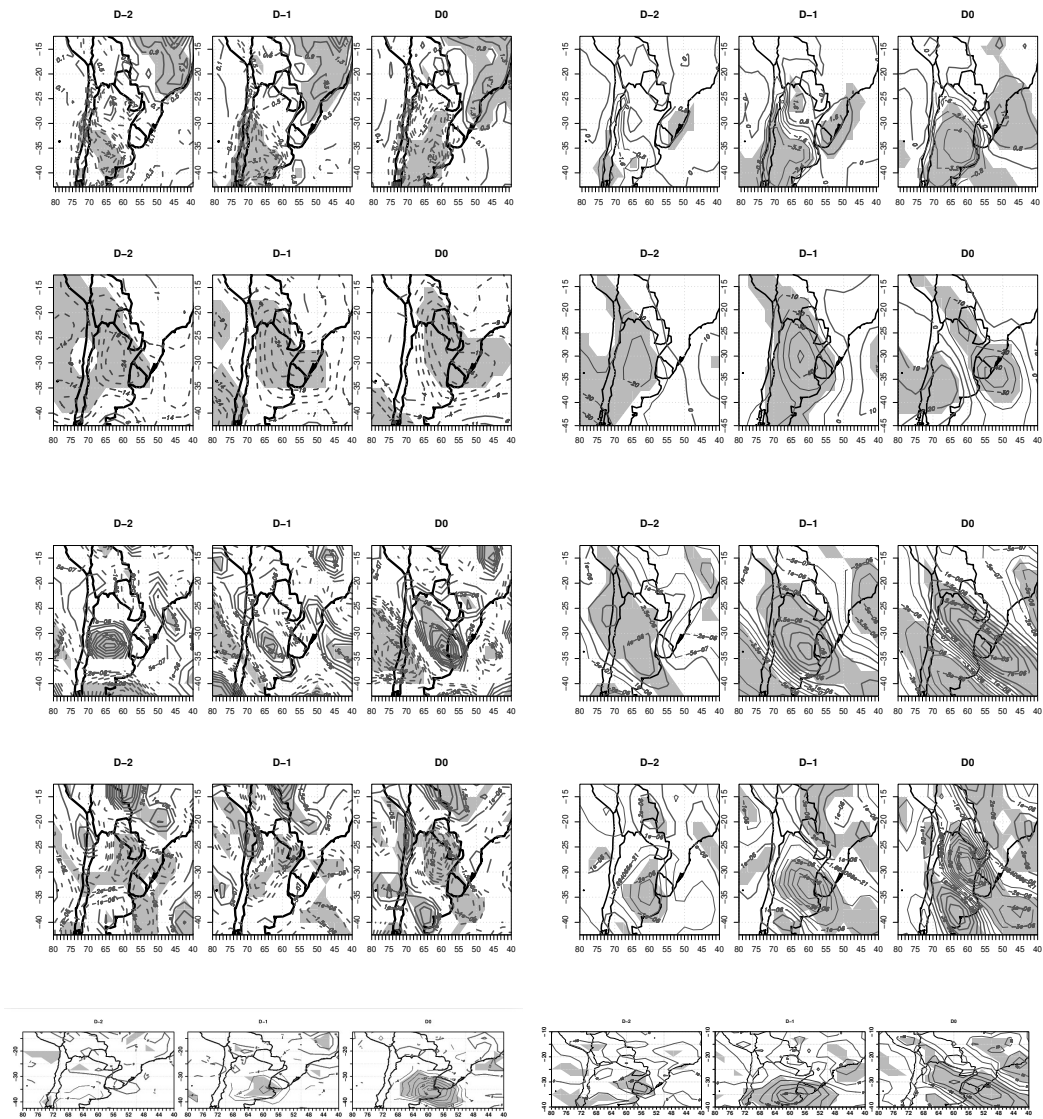


Figura 6.5: La primer fila corresponde a anomalías de t_2m , la segunda fila muestra la anomalía de altura de geopotencial en 1000 hPa, la tercer fila representa la anomalía de divergencia en 200 hPa, la cuarta fila corresponde a la anomalía de divergencia en 850 hPa y la quinta fila muestra anomalías de OLR. Estos paneles corresponden al grupo F y en todos los casos la columna de la izquierda corresponde a la base aleatoria y la derecha a la base de extremos.

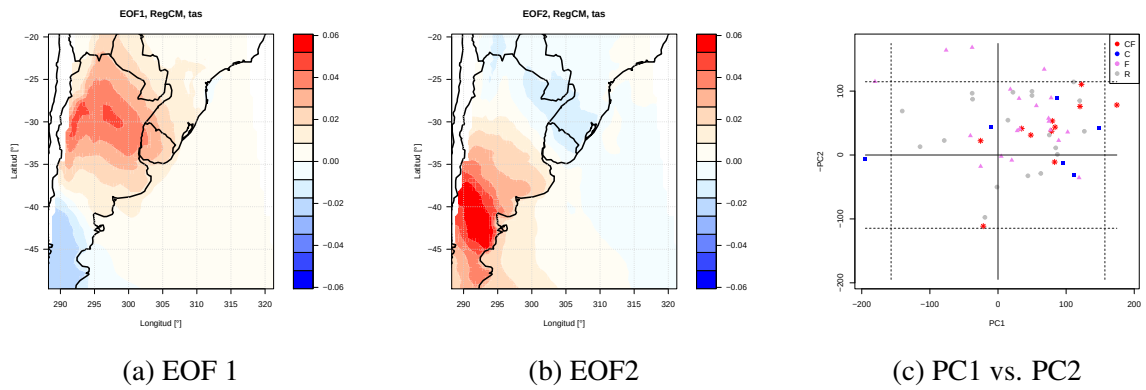


Figura 6.6: EOFs y PCs simulados

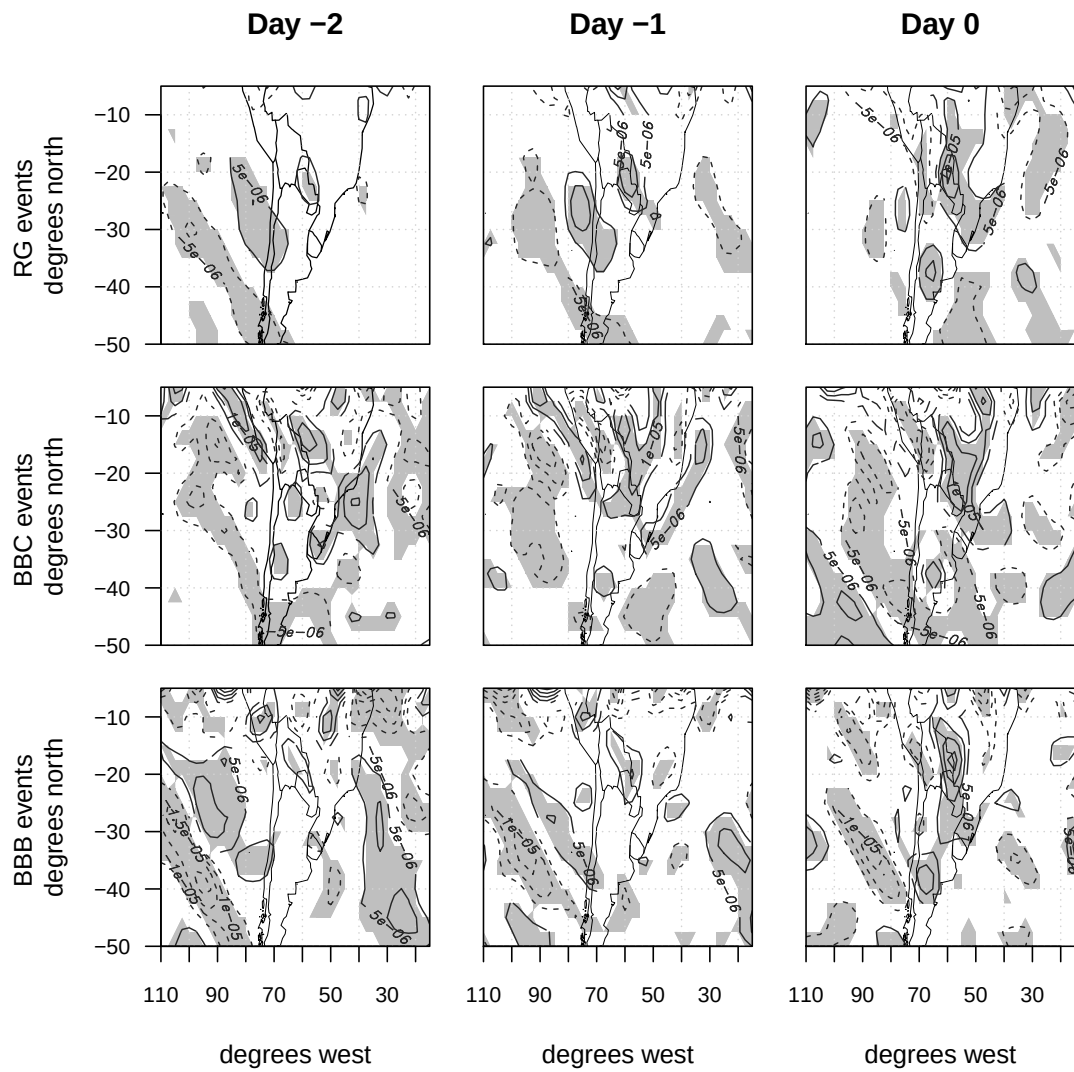


Figura 6.7: Anomalia transiente de divergencia de altura de geopotencial en 850 hPa

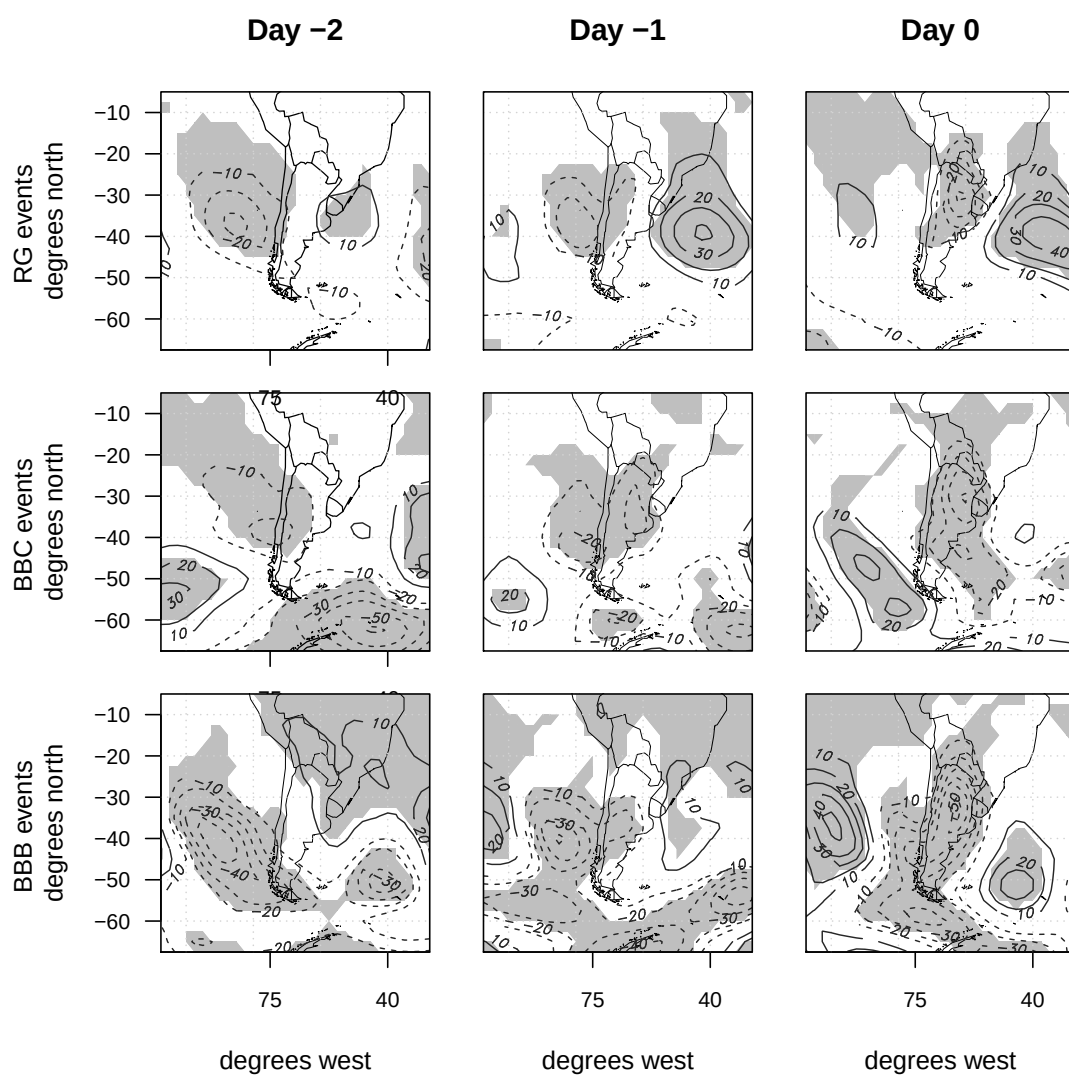


Figura 6.8: Anomalía transiente de altura de geopotencial en 1000 hPa

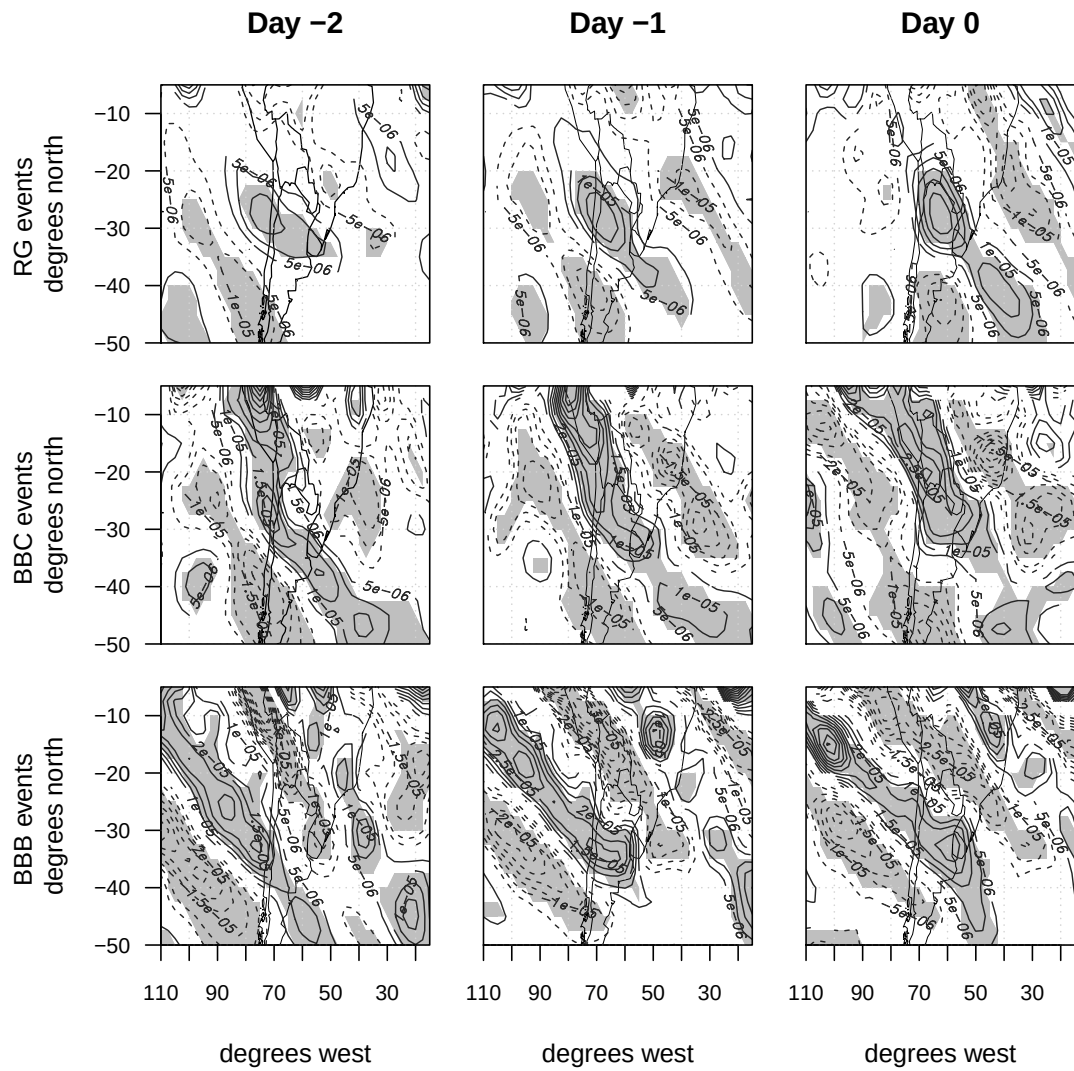


Figura 6.9: Anomalia transiente de divergencia de altura de geopotencial en 200 hPa

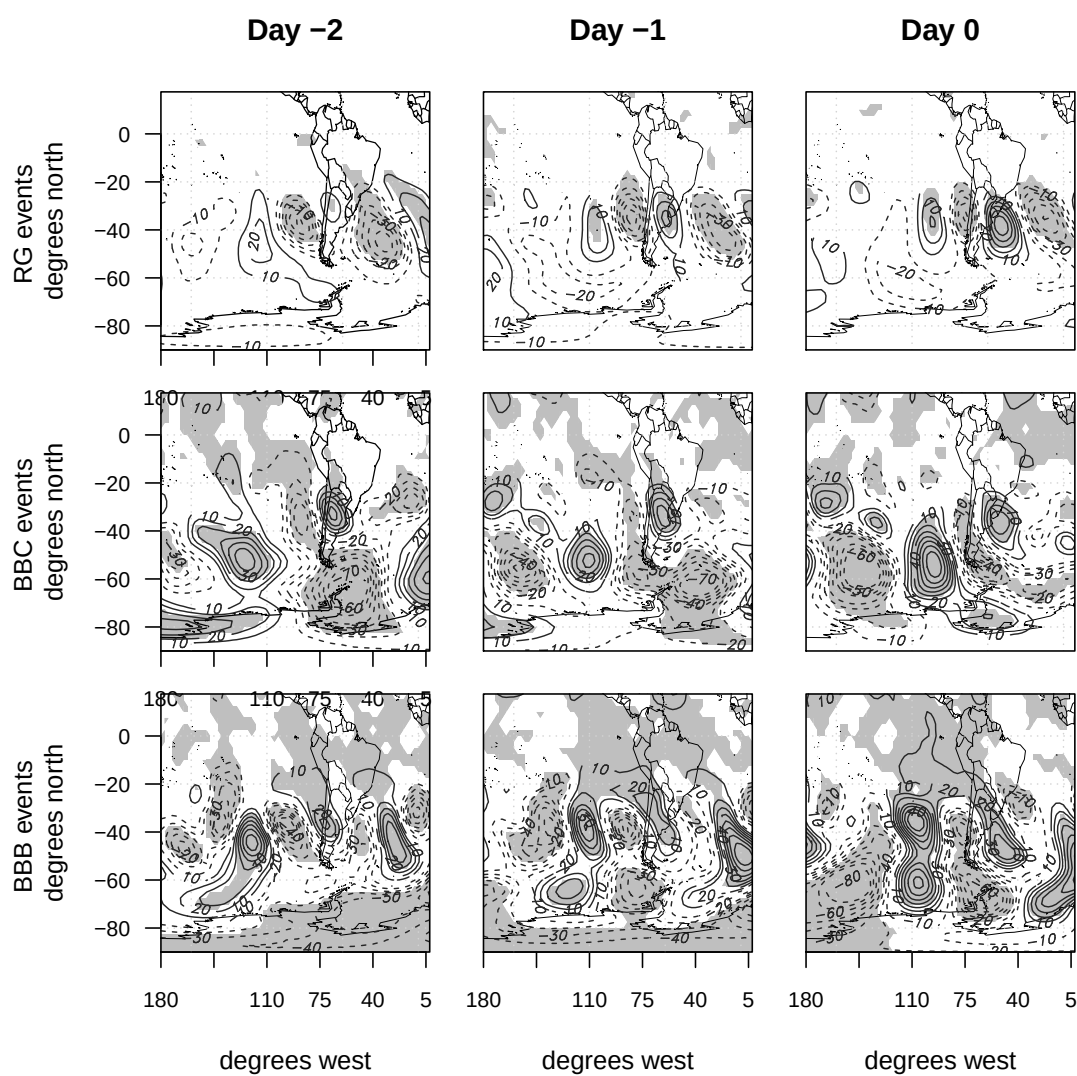


Figura 6.10: Anomalía transiente de altura de geopotencial en 200 hPa

Capítulo 7

CONCLUSIONES FINALES

En esta tesis se investigan los eventos extremos de precipitación en primavera y verano en el sur de Uruguay. En primer lugar se estudia la dinámica de los extremos en DEF. En este trimestre se clasifica en tres tipos de eventos extremos según las características de la temperatura a 2 metros de altura que es una variable que se asocia con la naturaleza frontal o convectiva de la lluvia. Se encuentra que la atmósfera tiene características diferentes previo y durante los eventos de cada uno de los grupos, favoreciendo la ocurrencia de los extremos de diferentes maneras. En segundo lugar se investigan los extremos en primavera. En este caso también se divide en tres grupos, de acuerdo a las condiciones de la MJO durante los días previos al extremo. Se concluye que esta oscilación modula las condiciones de gran escala en la atmósfera extratropical (por ejemplo la posición de las corrientes en chorro) que funcionan como guías por donde se trasladan las perturbaciones transientes que se asocian a los extremos. En tercer lugar se estudia el rol de las condiciones iniciales en los extremos de verano. Los resultados indican que las condiciones iniciales tienen gran influencia en la predictibilidad cuando la naturaleza del evento no es convectiva. Por otro lado, la habilidad del modelo de simular t2m define la habilidad de simular las precipitaciones. Entender las condiciones previas a los extremos permite mejorar la habilidad de los modelos de pronóstico. Conocer y simular de manera adecuada los fenómenos que efectivamente causan la precipitación es importante, pero conocer los factores que favorecen que esa situación realmente ocurra tiene un valor agregado.

Las precipitaciones extremas se forman bajo ciertas condiciones de humedad, inestabilidad y ascenso de aire. Para que esto suceda, es imprescindible estar en las cercanías de un sistema de baja presión o de un frente y que el contenido de humedad sea alto. Estas

condiciones están presentes en los seis grupos de extremos (tres de primavera y tres de verano). Sin embargo, las condiciones que posibilitan esas situaciones son variadas, por ejemplo divergencia en niveles altos, evaporación, viento *norte*, convergencia en niveles bajos, altos valores de humedad de suelo, humedad relativa alta y anomalía positiva de temperatura, entre otros. Dichas condiciones están presentes días antes de los extremos. A la hora de simular los eventos extremos es necesario que se simulen de manera adecuada todas las condiciones necesarias para la ocurrencia de precipitaciones extremas. En las simulaciones que se realizaron en este trabajo se encuentran algunos extremos que no fueron simulados de manera realista. En esos casos no se simula de manera adecuada alguno de los ingredientes necesarios, o se simula en una ubicación que no es la correcta.

Con respecto al trabajo a futuro se considera importante extender la base de datos de manera tal de obtener resultados más actualizados. En esta investigación se utilizó el período 1980-2013 de manera tal de tener coherencia entre las publicaciones y no repetir el control de calidad realizado al comienzo del estudio. Sin embargo, hoy en día se podría extender la base de datos hasta el año 2022 y analizar si los resultados son similares. Por otro lado, sería interesante correr otros modelos regionales, por ejemplo el modelo Weather Research and Forecasting (Skamarock et al. 2005), y analizar si las conclusiones acerca del rol de las IC durante los extremos aplican a diferentes modelos o si las conclusiones de este trabajo son válidas únicamente para el modelo RegCM. En otras palabras, el objetivo sería entender si el rol de las condiciones iniciales es intrínseco de los fenómenos o si depende de la física de los modelos. En tercer lugar, otro punto pendiente sería extender el análisis al semestre frío. En el semestre frío los eventos de precipitación y su entorno atmosférico asociados son diferentes a los del semestre cálidos y por lo tanto las características dinámicas que se estudian en las publicaciones 1 y 2, y también el rol de las condiciones iniciales que se investiga en la tercer publicación serán diferentes.

REFERENCIAS

- Adler, Robert F, et al. 2003. “The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present)”. *Journal of hydrometeorology* 4 (6): 1147–1167.
- Alvarez, Mariano S, et al. 2016. “Influence of the Madden Julian Oscillation on precipitation and surface air temperature in South America”. *Climate Dynamics* 46 (1): 245–262.
- Anthes, Richard A, Eirh-Yu Hsie, Ying-Hwa Kuo, et al. 1987. *Description of the Penn State/NCAR mesoscale model version 4 (MM4)*. NCAR Boulder.
- Anthes, Richard A, and Thomas T Warner. 1978. “Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies”. *Monthly Weather Review* 106 (8): 1045–1078.
- Ávila, Eldo E, et al. 2015. “Diurnal patterns in lightning activity over South America”. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 120 (8): 3103–3113.
- Baethgen, W. 2010. *Opciones para la adaptación al cambio climático en el sector agropecuario del Uruguay*.
- Bandt, Christoph, and Bernd Pompe. 2002. “Permutation entropy: a natural complexity measure for time series”. *Physical review letters* 88 (17): 174102.
- Barreiro, Marcelo. 2010. “Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America”. *Climate Dynamics* 35 (7-8): 1493–1508.
- . 2017. “Interannual variability of extratropical transient wave activity and its influence on rainfall over Uruguay”. *International Journal of Climatology* 37 (12): 4261–4274.
- Barreiro, Marcelo, Fernando Arizmendi, and Romina Trinchin. 2019. “Variabilidad observada del clima en Uruguay”. *Proyecto “Fortalecer las capacidades de Uruguay para la adaptación al cambio climático en la zona costera”*. 52p.[En línea] Consultado 22:2020–08.
- Barreiro, Marcelo, Arturo C Marti, and Cristina Masoller. 2011. “Inferring long memory processes in the climate network via ordinal pattern analysis”. *Chaos: An Interdisciplinary Journal of Nonlinear Science* 21 (1): 013101.

- Barreiro, Marcelo, et al. 2021. “Análisis del clima y escenarios de cambio y variabilidad climática en Uruguay”. *Proyecto “Fortalecer las capacidades de Uruguay para la adaptación al cambio climático en la zona costera”*. 52p.[En línea] Consultado.
- Bettolli, Maria Laura, et al. 2021. “The CORDEX Flagship Pilot Study in southeastern South America: a comparative study of statistical and dynamical downscaling models in simulating daily extreme precipitation events”. *Climate Dynamics* 56 (5): 1589–1608.
- Brida, Juan Gabriel, et al. 2010. “Research note: The tourism-led growth hypothesis for Uruguay”. *Tourism Economics* 16 (3): 765–771.
- Carvalho, Leila MV, Charles Jones, and Brant Liebmann. 2004. “The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall”. *Journal of Climate* 17 (1): 88–108.
- Carvalho, Leila MV, et al. 2012. “Precipitation characteristics of the South American monsoon system derived from multiple datasets”. *Journal of Climate* 25 (13): 4600–4620.
- Casaravilla, Gonzalo, and Ruben Chaer. 2020. “Energía hidroeléctrica en Uruguay: país lluvioso con sequías.” *Informe elaborado por docentes e investigadores del Grupo Energía Eléctrica del Departamento de Potencia-IIE-FIng-UdelaR, Jul. 2020., pp. 1-3*.
- Catto, JL, et al. 2012. “Relating global precipitation to atmospheric fronts”. *Geophysical Research Letters* 39 (10).
- Cavalcanti, IFA, and MT Kayano. 1999. “High-frequency patterns of the atmospheric circulation over the Southern Hemisphere and South America”. *Meteorology and Atmospheric Physics* 69 (3-4): 179–193.
- Cavalcanti, Iracema FA. 2016. *Tempo e clima no Brasil*. Oficina de textos.
- Chen, Deliang, et al. 2010. “Spatial interpolation of daily precipitation in China: 1951–2005”. *Advances in Atmospheric Sciences* 27 (6): 1221–1232.
- Coppola, Erika, et al. 2020. “A first-of-its-kind multi-model convection permitting ensemble for investigating convective phenomena over Europe and the Mediterranean”. *Climate Dynamics* 55 (1): 3–34.
- Curtis, Scott. 2017. “The Madden-Julian Oscillation: A Tool for Regional Seasonal Precipitation Outlooks?” *Atmosphere* 8 (9): 180.
- Dee, Dick P, et al. 2011. “The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system”. *Quarterly Journal of the royal meteorological society* 137 (656): 553–597.

- Donald, Alexis, et al. 2006. “Near-global impact of the Madden-Julian Oscillation on rainfall”. *Geophysical Research Letters* 33 (9).
- Ducrocq, Véronique, et al. 2002. “Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France: On the importance of the initial humidity field”. *Weather and Forecasting* 17 (6): 1236–1256.
- Elguindi, Nellie, et al. 2014. “Regional climate model RegCM: reference manual version 4.5”. *Abdus Salam ICTP, Trieste* 33.
- Farall, Rodolfo Andrés. 2016. “Detección de errores e inhomogeneidades en series de datos meteorológicos”. PhD thesis, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Fornillo, Bruno. 2021. “Transición energética en Uruguay:¿ dominio del mercado o potencia público-social?” *Ambiente & Sociedade* 24.
- Gallego, David, et al. 2005. “A new look for the Southern Hemisphere jet stream”. *Climate Dynamics* 24 (6): 607–621.
- Giacosa, Gianina, Madeleine Renom, and Marcelo Barreiro. 2020. “Bloqueos atmosféricos en los océanos Pacífico sudeste y Atlántico sur y su impacto sobre Uruguay”. *Meteorologica*, 2020, 45 (2): 1-17.
- Giorgi, F, and RO Anyah. 2012. “The road towards RegCM4”. *Climate Research* 52:3–6.
- Giorgi, Filippo, et al. 2014. “Changes in extremes and hydroclimatic regimes in the CREMA ensemble projections”. *Climatic Change* 125 (1): 39–51.
- Grimm, Alice M, and Renata G Tedeschi. 2009. “ENSO and extreme rainfall events in South America”. *Journal of Climate* 22 (7): 1589–1609.
- Haylock, Malcolm R, et al. 2006. “Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature”. *Journal of climate* 19 (8): 1490–1512.
- Hersbach, Hans, et al. 2020. “The ERA5 global reanalysis”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 146 (730): 1999–2049.
- Holton, James R. 1973. “An introduction to dynamic meteorology”. *American Journal of Physics* 41 (5): 752–754.
- Huffman, George J, et al. 1997. “The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset”. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78 (1): 5–20.

- Huffman, George J, et al. 2007. “The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales”. *Journal of Hydrometeorology* 8 (1): 38–55.
- INALE. 2017. *Datos del Uruguay lechero*.
- INIA. 2017. www.inia.uy/.
- INUMET. 2017. <https://www.inumet.gub.uy/>.
- Jacob, Daniela, et al. 2012. “Assessing the transferability of the regional climate model REMO to different coordinated regional climate downscaling experiment (CORDEX) regions”. *Atmosphere* 3 (1): 181–199.
- Jones, RG, et al. 2004. “Generating high resolution climate change scenarios using”. *PRECIS*: 40.
- Joyce, Robert J, et al. 2004. “CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution”. *Journal of Hydrometeorology* 5 (3): 487–503.
- Kanamitsu, M. 2000. “An overview of NCEP/DOE Reanalysis-2”. In *Second WCRP International Conference on Reanalysis, 2000*. World Meteor. Org.
- Kodama, Yasumasa. 1992. “Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones”. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 70 (4): 813–836.
- Koné, Brahim, et al. 2022. “Influence of initial soil moisture in a regional climate model study over West Africa—Part 2: Impact on the climate extremes”. *Hydrology and Earth System Sciences* 26 (3): 731–754.
- Kupiainen, M, et al. 2011. “Rossby Centre regional atmospheric model, RCA4”. *Rossby Centre Newsletter, June*.
- Lavin-Gullon, Alvaro, et al. 2021. “Synoptic forcing associated with extreme precipitation events over Southeastern South America as depicted by a CORDEX FPS set of convection-permitting RCMs”. *Climate Dynamics* 56 (9): 3187–3203.
- Liebmann, Brant, and Catherine A Smith. 1996. “Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset”. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (6): 1275–1277.

- Locatelli, John D, Mark T Stoelinga, and Peter V Hobbs. 2002. "A new look at the Super Outbreak of tornadoes on 3–4 April 1974". *Monthly weather review* 130 (6): 1633–1651.
- Madden, Roland A, and Paul R Julian. 1994. "Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review". *Monthly weather review* 122 (5): 814–837.
- Madden-Julian Oscillation*. <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/>. Accessed: 2019.
- Maddox, Robert A. 1980. "Mesoscale convective complexes". *Bulletin of the American Meteorological Society*: 1374–1387.
- Mahalanobis, Prasanta Chandra. 1936. "On the generalized distance in statistics". National Institute of Science of India.
- Marengo, Jose A, et al. 2004. "Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability".
- Martín-Gómez, Verónica, and Marcelo Barreiro. 2016. "Analysis of oceans' influence on spring time rainfall variability over Southeastern South America during the 20th century". *International Journal of Climatology* 36 (3): 1344–1358.
- Martinez, Daiana M, and Silvina A Solman. 2022. "Synoptic patterns associated with extreme precipitation events over southeastern South America during spring and summer seasons". *International Journal of Climatology*.
- Mordecki, Gabriela. 2014. "Determinants of Argentinean tourism demand in Uruguay". *Serie Documentos de Trabajo/FCEA-IE; DT17/14*.
- Muñoz, Ángel G, et al. 2015. "Cross-time scale interactions and rainfall extreme events in southeastern South America for the austral summer. Part I: Potential predictors". *Journal of Climate* 28 (19): 7894–7913.
- Nesbitt, Stephen W, Robert Cifelli, and Steven A Rutledge. 2006. "Storm morphology and rainfall characteristics of TRMM precipitation features". *Monthly Weather Review* 134 (10): 2702–2721.
- Olmo, Matías Ezequiel, and Maria Laura Bettolli. 2021. "Extreme daily precipitation in southern South America: statistical characterization and circulation types using observational datasets and regional climate models". *Climate Dynamics* 57 (3): 895–916.
- Patarčić, Mirta, and Čedo Branković. 2012. "Skill of 2-m temperature seasonal forecasts over Europe in ECMWF and RegCM models". *Monthly weather review* 140 (4): 1326–1346.

- Penalba, Olga C, and Federico A Robledo. 2010. "Spatial and temporal variability of the frequency of extreme daily rainfall regime in the La Plata Basin during the 20th century". *Climatic Change* 98 (3-4): 531–550.
- Piersante, Jeremiah O, et al. 2021. "A synoptic evolution comparison of the smallest and largest MCSs in subtropical South America between spring and summer". *Monthly Weather Review* 149 (6): 1943–1966.
- Pscheidt, I, and Alice Marlene Grimm. 2006. "The influence of El Niño and La Niña episodes on the frequency of extreme precipitation events in southern Brazil". In *Proc*, 8:365–70.
- Rasmussen, KL, and RA Houze Jr. 2016. "Convective initiation near the Andes in subtropical South America". *Monthly Weather Review* 144 (6): 2351–2374.
- Reboita, Michelle Simões, et al. 2010. "Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica". *Revista brasileira de meteorologia* 25:185–204.
- Reynolds, RW. 2009. *What's new in version 2. OISST webpage*.
- Reynolds, RW, VF Banzon, et al. 2008. "NOAA optimum interpolation 1/4 degree daily sea surface temperature (OISST) analysis, version 2". *NOAA National Centers for Environmental Information* 10:V5SQ8XB5.
- Robinson, FJ, et al. 2011. "Exploring the land–ocean contrast in convective vigor using islands". *Journal of the Atmospheric Sciences* 68 (3): 602–618.
- Rodriguez, Daniel Andrés, and Iracema F Albuquerque Cavalcanti. 2006. "Simulations of the hydrological cycle over southern South America using the CPTEC/COLA AGCM". *Journal of Hydrometeorology* 7 (5): 916–936.
- Rotunno, Richard, Joseph B Klemp, and Morris L Weisman. 1988. "A theory for strong, long-lived squall lines". *Journal of Atmospheric Sciences* 45 (3): 463–485.
- Sahlaoui, Zahra, et al. 2022. "Impact of initial conditions on modelling extreme precipitation: case of November 29–30, 2010 floods over Morocco". *Modeling Earth Systems and Environment*: 1–11.
- Salio, Paola, Matilde Nicolini, and Edward J Zipser. 2007. "Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet". *Monthly Weather Review* 135 (4): 1290–1309.
- Schultz, David M. 2005. "A review of cold fronts with prefrontal troughs and wind shifts". *Monthly Weather Review* 133 (8): 2449–2472.

- Silvestri, Gabriel E. 2004. “El Niño signal variability in the precipitation over Southeastern South America during austral summer”. *Geophysical research letters* 31 (18).
- Singh, KS, and Prasad K Bhaskaran. 2018. “Impact of lateral boundary and initial conditions in the prediction of Bay of Bengal cyclones using WRF model and its 3D-VAR data assimilation system”. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 175:64–75.
- Skamarock, William C. 2008. “A description of the advanced research WRF version 3”. *Tech. Note*: 1–96.
- Skamarock, William C, et al. 2005. *A description of the advanced research WRF version 2*. Tech. rep. National Center For Atmospheric Research Boulder Co Mesoscale and Microscale ...
- Solari, Florencia Ilusión. 2021. “Análisis de la relación entre los sistemas frontales y la precipitación extrema en el sur de Sudamérica”. PhD thesis, Universidad Nacional de La Plata.
- Solman, Silvina A, and Isidoro Orlanski. 2010. “Subpolar high anomaly preconditioning precipitation over South America”. *Journal of the Atmospheric Sciences* 67 (5): 1526–1542.
- . 2014. “Poleward shift and change of frontal activity in the Southern Hemisphere over the last 40 years”. *Journal of the Atmospheric Sciences* 71 (2): 539–552.
- Solman, Silvina A, et al. 2021. “Evaluation of multiple downscaling tools for simulating extreme precipitation events over Southeastern South America: a case study approach”. *Climate Dynamics* 57 (3): 1241–1264.
- Souza, Itamara Parente de, et al. 2021. “Seasonal precipitation variability modes over South America associated to El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and non-ENSO components during the 1951–2016 period”. *International Journal of Climatology* 41 (8): 4321–4338.
- Stensrud, David J, Jian-Wen Bao, and Thomas T Warner. 2000. “Using initial condition and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems”. *Monthly Weather Review* 128 (7): 2077–2107.
- Szolgay, J, et al. 2009. “Comparison of mapping approaches of design annual maximum daily precipitation”. *Atmospheric Research* 92 (3): 289–307.
- Taylor, Karl E. 2001. “Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram”. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 106 (D7): 7183–7192.

- Tedeschi, Renata G, Alice M Grimm, and Iracema FA Cavalcanti. 2015. “Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer”. *International Journal of Climatology* 35 (8): 2045–2064.
- Tedesco, Paulina. 2018. “Anomalías de circulación atmosférica asociadas a la influencia de la Oscilación de Madden Julian en la pluviometría local”.
- Torres-Alavez, José Abraham, et al. 2021. “Future projections in the climatology of global low-level jets from CORDEX-CORE simulations”. *Climate Dynamics* 57 (5): 1551–1569.
- Tozer, CR, AS Kiem, and DC Verdon-Kidd. 2012. “On the uncertainties associated with using gridded rainfall data as a proxy for observed”. *Hydrology and Earth System Sciences* 16 (5): 1481–1499.
- Ungerovich, Matilde, and Marcelo Barreiro. 2014. “Predicción climática estacional de precipitación acumulada en primavera y verano en el sur de Uruguay”. *Tesis de licenciatura [En línea] Consultado*.
- . 2019. “Dynamics of extreme rainfall events in summer in southern Uruguay”. *International Journal of Climatology* 39 (8): 3655–3667.
- . 2022. “Correction: Dynamics of extreme rainfall events in summer in southern Uruguay”. *International Journal of Climatology* 42 (5): 3246–3252.
- Ungerovich, Matilde, Marcelo Barreiro, and Cristina Masoller. 2021. “Influence of Madden-Julian Oscillation on extreme rainfall events in Spring in southern Uruguay”. *International Journal of Climatology* 41 (5): 3339–3351.
- Velasco, Ines, and J Michael Fritsch. 1987. “Mesoscale convective complexes in the Americas”. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 92 (D8): 9591–9613.
- Vera, Carolina S, Paula K Vigliarolo, and Ernesto Hugo Berbery. 2002. “Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America”. *Monthly Weather Review* 130 (3): 684–699.
- Weisman, Morris L, and Richard Rotunno. 2004. ““A theory for strong long-lived squall lines” revisited”. *Journal of the Atmospheric Sciences* 61 (4): 361–382.
- Wheeler, Matthew C, and Harry H Hendon. 2004. “An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction”. *Monthly Weather Review* 132 (8): 1917–1932.

Xie, P, M Chen, and W Shi. 2010. "CPC global unified gauge-based analysis of daily precipitation". In *Preprints, 24th Conf. on Hydrology, Atlanta, GA, Amer. Metero. Soc.*, vol. 2.