



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis presentada para la obtención del grado de Doctor
en Geofísica

**“Precipitación observada en la temporada
húmeda sobre Argentina subtropical: calidad
de datos, variabilidad y forzantes asociados
de gran escala.”**

Autor: Lic. Santiago I. Hurtado

Director: Dr. Eduardo Agosta Scarel

Co-Director: Dr. Pablo Gabriel Zaninelli

La Plata
Junio 2022

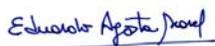
“Precipitación observada en la temporada húmeda sobre Argentina subtropical: calidad de datos, variabilidad y forzantes asociados de gran escala.”

Autor:

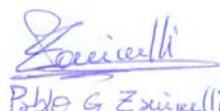


Lic. Santiago Hurtado

Directores:



Director: Dr. Eduardo A. Agosta



Co-Director: Dr. Pablo G. Zaninelli

Miembros del jurado: Dr. Mauricio Gende, Dr. Juan Antonio Rivera y Dra. Moira Doyle.



Presidente del Jurado: Dr. Mauricio Gende

Agradecimientos

A Alexandra Asanovna Elbakyan, sin sci-hub la ciencia en América Latina sería otra.

A mis Directores, Edu y Pablo.

A mi familia, y en particular a mi mamá (Mónica) que no llegó a ver esto concretado.

A Guada...

A mis amigas...

Resumen

La presente tesis tiene como objetivo general estudiar la precipitación observada en la fase húmeda del ciclo anual en ArST evaluando la calidad de sus datos, caracterizando objetivamente sus variaciones en el espacio y el tiempo, y analizando los forzantes del sistema acoplado atmósfera-oceano asociados. Argentina subtropical es la región al este de los Andes y aproximadamente al norte de 34° de latitud sur. Primero se realizó un trabajo exhaustivo de control de calidad y consistencia de datos para la obtención de series temporales continuas y homogéneas. Para esto se propuso y evaluó un método inédito de detección de quiebres múltiples para detectar inhomogeneidades en series temporales. La implementación del método permitió identificar diversas inhomogeneidades de las cuales tres se clasificaron como saltos climáticos, uno en 1956/57, otro en 1976/77 y un último en torno al 2000. Asimismo, se evaluó la performance de 19 métodos (32 sub-métodos) de rellenado de datos en una región que presenta una baja densidad de estaciones. De este análisis, se concluyó que el mejor método de interpolación de datos para la región es el de Regresión Lineal Múltiple, en contraste con los métodos sugeridos por la bibliografía documentada. Posteriormente se procedió a estudiar las variaciones de la precipitación asociadas a los eventos El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), con énfasis en aquellas que se desvían de la relación media con el ENOS. Se encontró que la respuesta de la precipitación en ArST para eventos La Niña es más estable respecto a los eventos El Niño. Los desvíos respecto de los eventos típicos se deben a cambios en la convección sobre las regiones fuente de onda. Por otro lado, se estudió la precipitación de verano en ArST mes a mes. Las variaciones de la precipitación al centro y este de ArST en el verano austral se asocian a un dipolo de anomalías de precipitación entre esta región y el sur de Brasil que está asociado a tres factores diferentes: la presencia de propagación de ondas de Rossby, procesos locales de calentamiento y anomalías en la celda zonal de Walker. Además, se encontró que la precipitación sobre ArST en enero para eventos El Niño depende de las condiciones termodinámicas de los meses previos en el centro-este de Brasil. Por otro lado, se encontró asociado a condiciones más secas (húmedas) en el suroeste de Argentina subtropical durante el verano una anomalía ciclónica (anticiclónica) de circulación troposférica inferior sobre la Patagonia y/o Mar Argentino.

Lista de acrónimos y abreviaciones

** Únicamente se listan los acrónimos que aparecen en al menos 2 capítulos*

ArST: Argentina subtropical.

CHI: Potencial velocidad.

ENOS: El Niño Oscilación del Sur.

EN: El Niño.

FDP: Función distribución de probabilidad.

AG: Altura geopotencial.

IP: Índice de Precipitación.

IRP: Índice regional de Precipitación.

LN: La Niña.

FH: Flujo de humedad.

PNM: Presión a nivel medio del mar.

NQ: Cantidad de puntos de quiebre.

OLS: Onda Larga Saliente.

P25, P50, P75: Percentil 25^o, 50^o y 75^o respectivamente.

PQ: Punto de quiebre.

r_c: Umbral de Correlación Crítica.

ZCAS: Zona de Convergencia de América del Sur.

CCCBSA: Corriente en Chorro de Capas Bajas de Sudamérica.

MAS: Modo anular del sur.

TSM: Temperatura superficial del mar.

FO: Flujo de actividad de onda.

Índice general

Agradecimientos	I
Resumen	II
Lista de acrónimos y abreviaciones	III
1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Aporte original y objetivos	10
2. Datos y Metodología	14
2.1. Datos	14
2.1.1. Datos de precipitación y ciclo anual	14
2.1.2. Datos en punto de retícula	21
2.1.3. Índices del sistema acoplado océano-atmósfera	22
2.1.4. Variables derivadas: FO, CHI, dAG/dt y TCB	24
2.2. Metodología	26

2.2.1.	Tests mono-quebre utilizados	26
2.2.2.	Filtros temporales de medias móviles pesadas	29
2.2.3.	Métodos de interpolación	29
2.2.4.	Análisis estadístico de la performance de los métodos	35
2.2.5.	Análisis de componentes principales	37
2.2.6.	Composiciones	37
2.2.7.	Regionalización de precipitación	38
2.3.	Librerías de terceros utilizadas	41
3.	Estudio de calidad, inhomogeneidad y saltos climáticos de la precipitación observada	43
3.1.	Método de identificación de múltiples quiebres (inhomogeneidades)	44
3.1.1.	Experimentos numéricos	45
3.1.1.1.	Experimentos para un solo PQ	47
3.1.1.2.	Experimentos utilizando el método propuesto	49
3.1.2.	Comparación con el método de segmentación	52
3.2.	Análisis de quiebres: ¿Inhomogeneidades o saltos climáticos?	52
3.3.	Cambios de la precipitación en torno a 1956/57	57
3.4.	Resultados principales y conclusiones parciales	61
4.	Interpolación de datos mensuales de precipitación	64
4.1.	Análisis de desempeño de los métodos	65
4.2.	Distribución espacial de la raíz del error cuadrático medio estandarizado de MLR	73

4.3. Discusión	74
4.4. Resultados principales y conclusiones parciales	78
5. Desvíos de la precipitación bajo condiciones El Niño-Oscilación del Sur	80
5.1. Relación lineal ENOS-precipitación	80
5.2. Clasificación de anomalías de precipitación para eventos El Niño y La Niña . . .	84
5.3. Patrones de precipitación para años típicos y no-típicos	87
5.4. Eventos típicos bajo condiciones EN y LN	89
5.5. Eventos no-típicos bajo condiciones EN y LN	92
5.6. El evento atípico 1987/88 bajo condiciones El Niño	103
5.7. Resultados principales y conclusiones parciales	108
6. Forzantes de la precipitación de verano	112
6.1. Regionalización de la precipitación de diciembre	112
6.2. Regionalización de la precipitación de enero	122
6.2.1. Precipitación en condiciones EN	125
6.2.1.1. Casos del grupo Directo en EN	126
6.2.1.2. Casos del grupo Inverso en EN	130
6.2.1.3. Precursores en la primavera austral	132
6.2.2. Precipitación bajo condiciones de NN	135
6.2.2.1. Casos del grupo MA+ en años NN	137
6.2.2.2. Casos del grupo MA- en años NN	140

6.3. Regionalización de la precipitación de febrero	144
6.3.1. Circulación asociada a valores bajos de precipitación en R1/R2	147
6.3.2. Circulación asociada a valores altos de precipitación en R1/R2	150
6.3.3. Circulación asociada a valores altos de precipitación en la R4	155
6.4. Resultados principales y conclusiones parciales	157
7. Síntesis y conclusiones finales	162
Bibliografía	170

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

La precipitación es una variable clave para el desarrollo socioeconómico de Argentina subtropical (ArST). Esta región se define en esta tesis como aquella porción de Argentina al este de los Andes, y aproximadamente, al norte de 34° de latitud sur (Fig. 1.1), que comprende las provincias de Catamarca, Chaco, Córdoba, Corrientes, Entre Ríos, Formosa, Jujuy, La Rioja, Mendoza, Misiones, San Juan, San Luis, Salta, Santiago del Estero, Santa Fe y Tucumán. La región presenta un fuerte gradiente zonal en la precipitación media anual, con menores precipitaciones en el oeste y mayores al este (Barros & Silvestri, 2002). La orografía de la región está definida por la cordillera de los Andes al oeste, las sierras de Córdoba en el centro sur y las planicies subtropicales en el este (para más detalle de la orografía ver Fig. 2.1). Todo esto lleva a una gran variedad de climas en la región, desde el subtropical húmedo influenciado por el monzón (Cwa) en el este, al árido (BW) en el oeste, siguiendo la clasificación climática de Köppen (Beck et al., 2018). El ciclo anual medio de precipitación en la región presenta un invierno seco y un verano húmedo, cuya temporada húmeda puede definirse entre octubre y abril y la temporada seca entre mayo y septiembre (Hurtado, 2018). Asimismo, la mayor parte de ArST integra la Cuenca del Plata, la quinta cuenca más extensa del mundo con un área de $3.100.000\text{km}^2$ (García & Vargas, 1998). La precipitación en ArST ha sido ampliamente estudiada desde el punto de vista climático por la gran producción hidroeléctrica desarrollada en la región y por ser ésta una de las regiones de mayor producción de alimentos en el mundo (Cuya et al., 2013; Grimm et al., 1998, 2000, 2007;

Grimm & Saboia, 2015; González et al., 2012; Kousky & Kayano, 1994; Li et al., 2011; Magrin et al., 2005; Marengo et al., 2012; Penalba & Vargas, 2008; Penalba et al., 2014; Pisciottano et al., 1994; Tedeschi et al., 2015, 2016; Vera et al., 2006). Proporcionar mayor conocimiento de la variabilidad de la precipitación en ArST y sus forzantes cobra aún más relevancia en el contexto de cambio climático, dado que los cambios antropogénicos de escala secular se ven modulados por la variabilidad natural de menor frecuencia especialmente a escala regional (Masson-Delmotte et al., 2021).

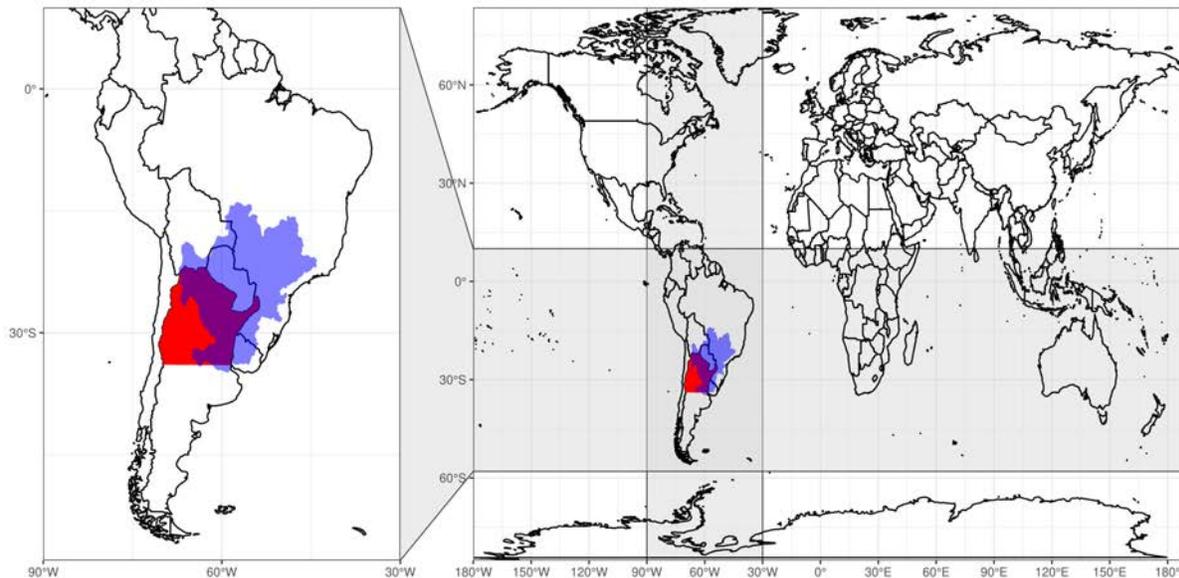


Figura 1.1: Mapa mundial, en forma ampliada se muestra Sudamérica. La región de estudio se remarca en rojo. En azul se marca la cuenca del Río de La Plata.

Para el desarrollo de un adecuado estudio de variabilidad de la precipitación y sus forzantes - como se propone en esta tesis - es de vital importancia contar con series temporales de datos largas, continuas, confiables y homogéneas, con información detallada de sus metadatos, dado que los resultados dependen de la calidad de los datos (Aguilar et al., 2003; Kalteh & Berndtsson, 2007; Sattari et al., 2017). Sin embargo, los datos observados suelen presentar datos faltantes y no siempre sus metadatos están completos o, incluso, hasta pueden no existir (Ribeiro et al., 2016; Alexandersson & Moberg, 1997; Presti et al., 2010). La inhomogeneidad presente en las series temporales de datos meteorológicos observacionales se manifiesta como punto de quiebre (PQ). Son muchos los factores técnicos que pueden generar un PQ y que deberían estar detallados en los metadatos (Ribeiro et al., 2016), tales como el tipo de instrumental usado y sus cambios, la

reubicación de la estación, el post-procesamiento de los datos, cambios en el criterio de observación, cambios en el entorno de la estación, entre otros (Tapiador et al., 2017). Cuando los PQ no se deben a factores naturales de origen climático, se los denomina propiamente inhomogeneidades (Cubasch et al., 2013). Por otro lado, los PQ que se deben a factores climáticos, causados por variabilidad natural del sistema global océano-atmósfera, se los suele llamar “saltos” climáticos, o en inglés *climatic jumps* (Yamamoto et al., 1986). Esta diferenciación conceptual entre inhomogeneidad y salto climático es importante debido a que el primero es de naturaleza errática y debe ser, por tanto, corregido o bien, se debe descartar toda la serie temporal con inhomogeneidad; mientras que el segundo merece un tratamiento especial como, por ejemplo, la partición de la serie temporal en dos períodos antes y después del salto climático (Costa & Soares, 2009).

Para la detección de PQ en las series temporales existen numerosos tests, los cuales pueden clasificarse en dos grandes grupos: *relativos*, aquellos tests que requieren una o varias estaciones de referencia consideradas homogéneas; y *absolutos*, aquellos tests que utilizan únicamente los datos de la propia estación a analizar (Ribeiro et al., 2016). Si bien los tests relativos son los mejores para detectar inhomogeneidades, tienen la desventaja de que requieren una alta densidad de estaciones debido a la gran variabilidad espacial y temporal de la precipitación (Wijngaard et al., 2003). Contar con alta densidad de estaciones no suele ser frecuente en muchas regiones del mundo y, particularmente en SA, tampoco lo es, (Brown et al., 2008; Salio et al., 2015), dado que la distancia entre estaciones de medición de precipitación puede exceder los 100 km (Kidd et al., 2017). Esto es más acusado en ArST, donde la densidad de estaciones media de la red del Servicio Meteorológico Nacional es de aproximadamente 0,03 estaciones por cada 1000km^2 , y el acceso a los metadatos no es sencillo, por lo que la implementación de tests relativos puede resultar inviable. Por otro lado, los tests absolutos comúnmente utilizados en la bibliografía tiene la limitación de ser test mono-quebre. Esto implica que, en el caso de que una serie temporal presenta múltiples quiebres, el test identifica sólo un único PQ en perjuicio de la identificación de otras inhomogeneidades. Los trabajos que consideran esta limitación suelen aplicar el tradicional proceso de segmentación que se basa en la aplicación de un test mono-quebre y una vez definido un PQ volver aplicar el test a las partes definidas por este (y así sucesivamente hasta no encontrar ningún PQ), aunque este procedimiento puede llevar a la falsa detección de quiebres (Beaulieu et al., 2009).

Tras realizarse el análisis de quiebres y tener series homogéneas, se debe rellenar los datos faltantes para tener series continuas. Es importante que el rellenado de datos se haga luego

de la homogeneización, ya que esto modificará la performance de los métodos de interpolación (Štěpánek et al., 2009). En la literatura existen varios métodos de interpolación que pueden clasificarse en tres grupos: métodos espaciales, que dependen de la variabilidad espacial, por ejemplo, de los cambios con respecto a las distancias y/o coordenadas; métodos temporales, que dependen de la co-variabilidad temporal entre series, por ejemplo una regresión lineal entre dos estaciones; y métodos espacio-temporales, que consideran ambas variaciones (para una revisión de métodos espacio-temporales ver Kyriakidis & Journel, 1999).

Hay trabajos que han aplicado métodos de interpolación en ArST, ya sea para la construcción de datos en punto de retícula o para rellenar datos de estación, sin embargo ningún trabajo ha realizado una evaluación exhaustiva comparando distintos métodos (por ejemplo lo de: Liebmann & Allured, 2005; Zotelo et al., 2008; González et al., 2012; Jones et al., 2013, entre otros). La razón por la que existen tantos métodos de interpolación es que ninguno garantiza una buena performance en todas las regiones del mundo. Incluso, antes de aplicar cualquier método es necesario analizar sus errores ya que la diferencia de error entre dos métodos para una misma región puede ser muy grande (Kashani & Dinpashoh, 2012). Estas diferencias de errores podrían introducir cambios y errores significativos en los estudios climáticos (Price et al., 2000), modelos hidrológicos (Vieux, 2001; Bárdossy & Pegram, 2014) y modelos ecológicos o medio-ambientales (Kajornrit et al., 2012) que se realicen después del proceso de rellenado de faltantes.

De los trabajos previos que analizan comparativamente la performance de diferentes métodos de interpolación en distintas regiones del mundo con una gran variedad de resultados, se seleccionaron 25 publicaciones pertinentes a nuestro interés de estudio cuyas características y conclusiones se resumen en la Figura 1.2 y en la Tabla 1.1. Al observar la Figura 1.2 se puede apreciar que la mayoría de los métodos que presentaron mejores performances pertenecen a la familia de Kriging (OK, KED, CoK, RK, SKlm y KEM), aunque otro tres métodos sobresalen por presentar buenas performances múltiples veces: MLR (seis veces), IDW (cuatro veces) y NR (cuatro veces). La selección del método más óptimo (o el mejor) es muy variable según la región, ya que, independientemente del tipo de método, su performance depende de la densidad de muestreo, la distribución espacial, las características climatológicas y la topografía (Collins, 1995; De Silva et al., 2007; Li & Heap, 2008; Di Piazza et al., 2011; Burrough et al., 2015). Como se mencionó anteriormente, la densidad de estaciones en ArST es crítica, ya que el rellenado de datos en regiones poco densamente muestreadas presenta mayores dificultades y sus errores pueden ser cruciales (Wagner et al., 2012). La mayoría de las publicaciones recabadas en la Figura 1.2,

estudian regiones con una densidad de al menos 1 estación cada 1000km^2 , siendo el sur de Iran la región con menor densidad de datos con aproximadamente 0,08 estaciones cada 1000km^2 (Sattari et al., 2017), superando en más del doble a la densidad presente en ArST (Fig. 1.3). Lo anterior pone en evidencia que el estudio regional de la performance de diversos métodos de interpolación es imperioso en ArST.

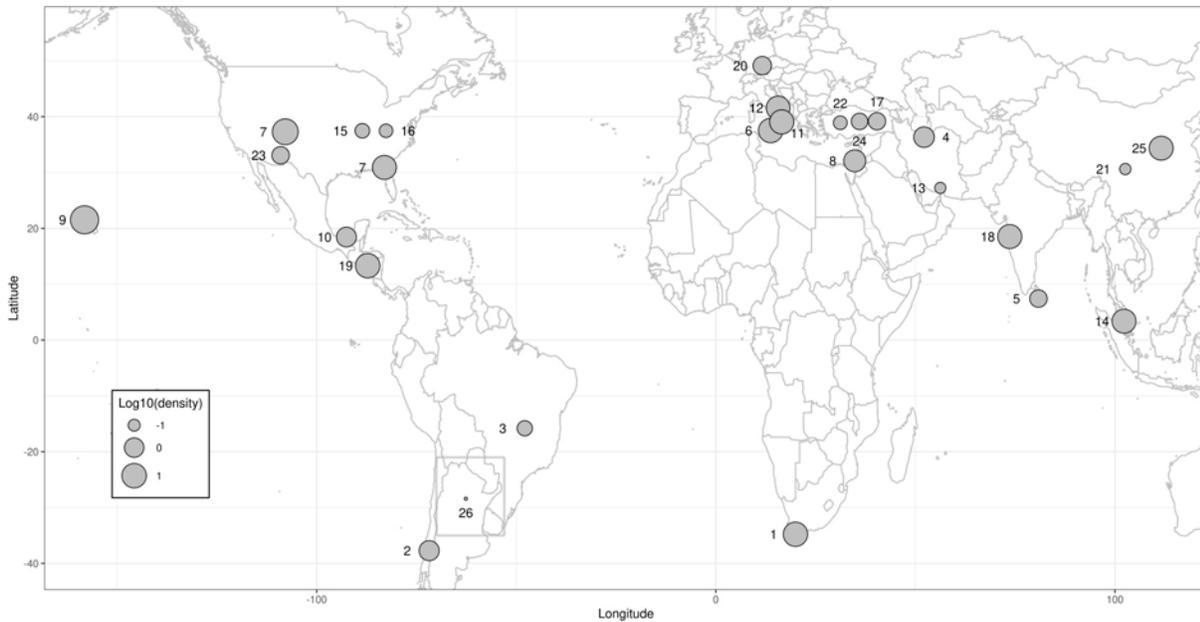


Figura 1.2: Mapa que muestra 25 publicaciones presentados en la Tabla 1.1. Los puntos muestran aproximadamente la región de estudio, y su tamaño sigue una escala logarítmica de cantidad de estaciones cada 1000km^2 para cada trabajo. Los números se refieren a cada trabajo de la Tabla 1.1. Los acrónimos muestran los métodos elegidos como “mejores” en cada trabajo (para cada acrónimo ver Tabla 2.2). El rectángulo gris marca aproximadamente la región de estudio.

Tabla 1.1: *Publicaciones científicas que estudian métodos de interpolación, su región de estudio, un número de referencia (#) acorde a la Figura 1.2 y los métodos encontrados como mejores. Los acrónimos de cada método están definidos en la Tabla 2.2. Al final de la tabla se agrega la presente tesis.*

#	Publicación	Región de Estudio	Mejor/es método/s
1	Bárdossy & Pegram (2014)	Cabo del Sur (Sudáfrica)	CP y MLR
2	Barrios et al. (2018)	cuenca del Biobío (Chile)	ANN, MLR y IDW_h
3	de Amorim Borges et al. (2016)	Distrito Federal (Brazil)	OK, IDW, RK y RIDW
4	Delbari et al. (2013)	Noreste de Iran	KED, OK y CoK
5	De Silva et al. (2007)	Sri Lanka	IDW, NR y AA
6	Di Piazza et al. (2011)	Sicilia (Italia)	RK
7	Hwang et al. (2012)	cuenca de los ríos Animas y Alapaha (USA)	MLR
8	Kurtzman et al. (2009)	cuenca Yarkon-Taninim (Israel)	IDW
9	Mair & Fares (2010)	valle de Mākaha (USA)	NR
10	Morales et al. (2019)	estado de Tabasco (Mexico)	GCIDW
11	Pellicone et al. (2018)	región de Calabria (Italia)	KED
12	Presti et al. (2010)	cuenca del río Candelaro (Italia)	TSLR y SBE
13	Sattari et al. (2017)	sur de Iran	AA, MLR y NIPALS
14	Tang et al. (1996)	cuenca del río Klang (Malaysia)	NR, MNR y IDW
15	Teegavarapu & Chandramouli (2005)	Kentucky (USA)	CWM, ANN y KEM
16	Teegavarapu et al. (2009)	Kentucky (USA)	FFSGAM
17	Terzi (2012)	Turquia	MLR
18	Wagner et al. (2012)	ríos Mula y Mutha (India)	RIDW
19	Westerberg et al. (2010)	cuenca del río Choluteca (Honduras)	UK y CWM
20	Xia et al. (1999)	Bavaria (Alemania)	UK y MLR
21	Xu et al. (2015)	Sichuan Province (China)	OK y CoK
22	Yavuz & Erdoğan (2012)	Turquia	OK
23	Young (1992)	Arizona y Nuevo México (USA)	MDA
24	Yozgatligil et al. (2013)	Turquia	NR, MP y MCMC
25	Zhang & Srinivasan (2009)	Río Luohe (China)	KED y Sklm
26	Esta tesis	Argentina Subtropical	

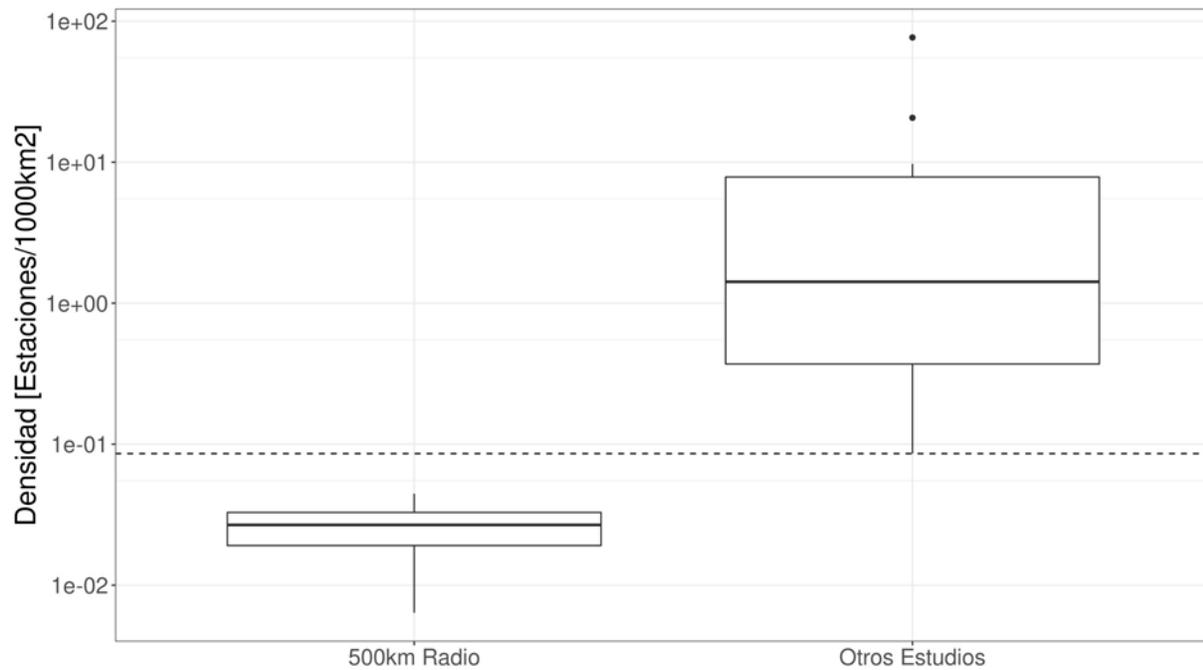


Figura 1.3: *Densidad de estaciones de los trabajos de la Tabla 1.1, denotada como “Otros Estudios”, y densidad de estaciones para círculos de 500km centrados en cada estación del SMN utilizada en la presente tesis, denotado como 500km Radio.*

A partir del análisis de la calidad de los datos, se puede proceder a analizar la variabilidad de la precipitación, la cual depende de la variabilidad de la circulación troposférica en escala regional asociada a forzantes de gran escala. Durante la temporada húmeda, en escala diurna y sinóptica, la corriente en chorro en capas bajas de SA (CCCBSA) transporta humedad desde las latitudes bajas (la Amazonia) hacia las subtropicales en SA, y está asociada a la ocurrencia de complejos convectivos de mesoescala (Nicolini et al., 2002) los cuales son responsables del 45 % de la precipitación de verano en el sudeste de SA (SESA), y hasta del 55 % de la precipitación en el noreste argentino (Salio, 2002; Salio et al., 2007). En escala sinóptica a intra-estacional actúa como forzante la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS), que consiste en un gran sistema de nubes que se forma en el subtropico de SA l y el Atlántico Sur occidental en verano, y es evidenciado por los campos medios OLS y precipitación (Todd et al., 2003). La ZCAS está asociada a la actividad de un tren de ondas de Rossby sub-mensuales proveniente del Pacífico central (Van Der Wiel et al., 2015).

Asimismo, en escala inter-anual, varios autores han mostrado que la variabilidad de la

precipitación en SA está afectada por las variaciones en las temperaturas superficiales del mar (TSM) del Pacífico central ecuatorial relacionadas al fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS; por ejemplo, Barreiro & Díaz, 2011; Barros et al., 2008; Boulanger et al., 2005; Cai et al., 2020; Cazes-Boezio et al., 2003; Grimm & Zilli, 2009; Silvestri, 2005; Tedeschi et al., 2015, entre otros), siendo éste el mayor forzante de la precipitación en esta escala en SA (Grimm, 2011). El ENOS es un fenómeno acoplado del sistema océano-atmósfera en el Pacífico ecuatorial, caracterizado por periodicidades de 3-5 años entre su fase cálida (El Niño; EN) y fría (La Niña; LN; ver Wang et al., 2017, para una revisión). Éste presenta su mayor variabilidad en dos bandas espectrales, una de menores frecuencias (5-7 años) y otra de mayores frecuencias (2-4 años, Penland et al., 2010). Tanto los eventos EN como LN, se empiezan a desarrollar a fines del otoño austral y llegan a sus máximos de anomalías de TSM a fines del año calendario (Anderson et al., 2017). La influencia del fenómeno ENOS sobre SA se produce a partir de variaciones en la celda de Walker (este-oeste), en la celda regional de Hadley (Zhou & Lau, 2001) y por trenes de onda de Rossby extratropicales (Nogués-Paegle et al., 2002). Particularmente durante la primavera austral (octubre-diciembre) una teleconexión por ondas de Rossby se propaga desde el Pacífico central hacia SA, generando un dipolo de ascensos (descensos) en la planicies subtropicales (este de ArST) y descensos (ascensos) en la región ZCAS durante los eventos EN (LN Cai et al., 2020; Cazes-Boezio et al., 2003; Grimm, 2003; Grimm & Zilli, 2009; Tedeschi et al., 2015). Además, el fenómeno ENOS modula la frecuencia e intensidad de la CCCBSA que transporta humedad desde la Amazonia hasta ArST (Zhou & Lau, 1998; Montini et al., 2019).

Las teleconexiones del fenómeno ENOS, y, por ende, los campos de anomalía de precipitación asociados, presentan variaciones de un evento a otro. Incluso, numerosos estudios han encontrado que hay eventos ENOS en los que la precipitación observada difiere considerablemente de la precipitación esperada para una determinada región y la correspondiente fase del fenómeno ENOS (Kumar & Hoerling, 1997; Wang & Hendon, 2007; Hill et al., 2009). Incluso hay eventos ENOS que presentan a nivel regional situaciones con anomalías de precipitación de signo opuesto a la respuesta media esperada. Estas situaciones las llamaremos “eventos atípicos” de aquí en adelante en esta tesis. Kumar & Hoerling (1997) argumentaron que las variaciones de respuestas climáticas entre eventos ENOS se deben principalmente a la variabilidad natural de la atmósfera, y no está relacionada a cambios en las TSM. Profundizar el conocimiento de estos desvíos cobra aún mayor relevancia en un contexto de calentamiento global en el que las proyecciones del fenómeno ENOS presentan grandes incertidumbres (Wang et al., 2017).

A su vez, el modo anular del sur (MAS) es otro proceso de multiescala que afecta la variabilidad de la circulación troposférica de latitudes altas y medias, caracterizado por un desplazamiento norte-sur de los oestes (Marshall, 2003; White, 2004). Una fase positiva (negativa) del MAS está asociado a anomalías negativas (positivas) de presión a nivel medio del mar (PNM) en altas latitudes y anomalías opuestas en latitudes medias (Marshall, 2003). Durante la primavera, en el período posterior a 1979, la precipitación en el sudeste de SA presenta un relación fuerte con el MAS (Sen Gupta & England, 2006), donde una fase positiva (negativa) del MAS se asocia a una anomalía anticiclónica (cyclónica) en niveles altos sobre el sudeste del Pacífico que debilita (intensifica) la convergencia de humedad sobre el sudeste de SA durante la primavera austral (Silvestri & Vera, 2003). No obstante, esta relación no es estacionaria en el tiempo, ya que previo a 1979 la fase positiva del MAS se asocia a un fortalecimiento del flanco occidental del anticiclón semipermanente del Atlántico Sur (AAS) subtropical que intensifica la convergencia de humedad, generando la respuesta inversa a la observada luego de 1979 (Silvestri & Vera, 2009).

El verano austral, entre diciembre y febrero, es el período más lluvioso del ciclo anual en ArST en términos medios (Garbarini et al., 2021). Existen numerosos trabajos que han estudiado la precipitación en esta estación tanto en toda SA como en regiones menores que contienen parcialmente a ArST (por ejemplo, Barreiro, 2010; Cai et al., 2020; González et al., 2012; Marengo et al., 2012, entre otros). El modo principal de variabilidad de la precipitación en SA durante el verano austral es un dipolo de anomalías entre la región de la ZCAS y el este de ArST que se observa en diversas escalas temporales (sub-mensual, intra-estacional e inter-anual) asociado a los distintos mecanismos (por ejemplo, Alvarez et al., 2016; Cavalcanti et al., 2015; Vera et al., 2006, entre otros). Dentro de los forzantes de este dipolo vale la pena nombrar la oscilación de Madden Julian (OMJ Alvarez et al., 2016), el fenómeno ENOS (Grimm & Zilli, 2009), las variaciones de TSM del Atlántico Sur sobre los subtrópicos (Doyle & Barros, 2002) y cambios en el CCCBSA (Montini et al., 2019). Como se ha dicho más arriba, el fenómeno ENOS afecta la precipitación en ArST en la primavera austral, exhibiendo anomalías de precipitación positivas (negativas) durante EN (LN); la inversa se observa sobre la ZCAS.

Pocos son los trabajos previos que han estudiado la precipitación mes a mes durante el verano austral, sino más bien, acumulada en grupos de meses (por ejemplo: verano austral, diciembre-febrero). En este sentido cabe mencionar los trabajos de Cazes-Boezio et al. (2003), Grimm et al. (2000) y Grimm (2003, 2004), en donde los autores estudian la influencia del fenómeno ENOS mes a mes sobre la precipitación de SA. Estos trabajos han mostrado, como

ya se mencionó previamente, la presencia de una teleconexión por ondas de Rossby, desde la primavera hasta comienzos del verano (desde septiembre a diciembre), generando el dipolo de precipitación previamente mencionado. En enero, la relación entre el ENOS y la precipitación se invierte respecto a la relación observada en la primavera según Grimm et al. (2007). Los autores probaron mediante experimentos numéricos que condiciones cálidas y secas en Brasil, asociadas a eventos EN durante la primavera, generan una baja térmica local en enero, lo cual altera la circulación troposférica en niveles bajos en ese mes e invierte la anomalía de precipitación con respecto a la observada en primavera. Por el contrario, Cazes-Boezio et al. (2003) encontraron que durante los eventos ENOS, el dipolo de movimientos ascendentes/descendentes observado en primavera se mantiene durante enero, sin embargo no está asociado a ninguna teleconexión discernible. Lo anterior pone en evidencia una discrepancia entre los resultados obtenidos por distintos autores sobre la manera específica en que el fenómeno ENOS modula la precipitación en el sudeste de SA en enero.

1.2. Aporte original y objetivos

Como se mencionó previamente, para llevar a cabo una investigación climatológica es necesario una base de datos de calidad, es decir, con series temporales de datos largas, continuas y homogéneas. Obtener una base de datos de precipitación con estas características es un desafío para la región de ArST debido tanto a la baja densidad espacial de estaciones como a la falta de trabajos específicos en la región con respecto a los mejores métodos de rellenado de datos y la identificación de PQ en las series temporales. La baja densidad de estaciones limita el uso de métodos de detección de PQ, ya que imposibilita el uso de métodos relativos, que usan datos de estaciones de referencia. Esto fuerza el uso de métodos absolutos, basados en la propia serie temporal. El uso de métodos absolutos plantea un problema, ya que, en general, son métodos de detección de mono-quebre que inciden negativamente en la calidad final de la base de datos obtenida.

En consecuencia, se hace necesario diseñar y evaluar una metodología acorde a las características de la región de estudio, capaz de detectar múltiples PQ. Además, es necesario realizar una evaluación exhaustiva de los métodos de interpolación existentes para determinar cuál es el más adecuado para el rellenado de las series de precipitación de la región, puesto que la performance

de los métodos de interpolación varía según la región de estudio y sus características.

Por otra parte, hemos visto que el fenómeno ENOS es el mayor forzante de la precipitación sobre SA en escala inter-anual, y modula la precipitación en ArST, especialmente en el este, durante la primavera austral y comienzos del verano. No obstante, no todos los eventos EN/LN presentan la misma modulación e, incluso, hay eventos que presentan eventos atípicos, es decir, con anomalías de precipitación de signo opuesto a la respuesta media. En este sentido, los desvíos respecto a la respuesta media de precipitación anómala en condiciones EN o LN sobre ArST aún no se ha estudiado específicamente. Estudiar las características físicas de la troposfera vinculadas a estos desvíos aumentará nuestra comprensión de los mecanismos que conducen a las variaciones de la precipitación en condiciones EL/LN. Por lo tanto, es necesario clasificar objetivamente los eventos EN/LN acorde a la respuesta de la precipitación observada, para poder estudiar y caracterizar sus diferencias y las causas físicas de su ocurrencia.

Asimismo, hay pocos trabajos que han estudiado mes a mes los forzantes de la precipitación en el verano austral, que es el trimestre más lluvioso en ArST. Si bien, hay estudios que muestran que el ENOS modula la precipitación de septiembre a diciembre mediante una teleconexión por ondas de Rossby, estos mismos trabajos discrepan en la modulación para el mes de enero.

Por todo lo anteriormente expuesto, el objetivo general propuesto de esta tesis es estudiar la precipitación observada en la fase húmeda del ciclo anual en ArST evaluando la calidad de sus datos, caracterizando objetivamente sus variaciones en el espacio y el tiempo, y analizando los forzantes del sistema acoplado atmósfera-océano asociados. En este sentido, se definieron los siguientes objetivos específicos para esta tesis:

1. Diseñar un método de detección de múltiples PQ en series temporales acorde a una región de baja densidad de datos, como es ArST, proveyendo una librería de acceso libre en código R con este método.
2. Analizar la consistencia, calidad y homogeneidad de las series temporales de precipitación mensual en ArST.
3. Evaluar exhaustivamente diferentes métodos de rellenado de datos faltantes en las series mensuales de precipitación, seleccionando aquél más adecuado.
4. Estudiar los desvíos en la respuesta de la precipitación al fenómeno ENOS.

5. Estudiar los forzantes de la circulación troposférica asociados a las variaciones de la precipitación de verano mes a mes a nivel de subregiones de ArST.

La estructura de la tesis es la siguiente: Los datos, la consistencia de los datos de precipitación y la metodología de esta tesis se presentan en el Capítulo 2. El diseño, evaluación y aplicación de un método para la evaluación de inhomogeneidades en series temporales estacionarias se expone en el Capítulo 3. La evaluación de la performance de métodos de rellenado de datos de precipitación en ArST se aborda en el Capítulo 4. El rol del fenómeno ENOS en la precipitación de ArST y sus desvíos se examinan en el Capítulo 5. Los forzantes de la precipitación de verano mes a mes a nivel de subregiones en ArST se estudian en el Capítulo 6. Finalmente, el Capítulo 7 presenta un resumen de los resultados principales y las conclusiones finales de este trabajo de investigación.

Capítulo 2

Datos y Metodología

En este capítulo se presentan los datos y metodología utilizados a lo largo de la tesis. Se presentan los datos de precipitación observada provenientes de estaciones meteorológicas, datos de bases observadas-interpoladas reticuladas y provenientes de reanálisis. Además, se describen los distintos métodos y cálculos realizados.

2.1. Datos

2.1.1. Datos de precipitación y ciclo anual

Los datos de precipitación mensual utilizados en la presente tesis provienen de la red de observación del SMN, que consta de 62 estaciones distribuidas en ArST (Fig. 2.1, y Tabla 2.1). Varias estaciones presentan datos faltantes dispersos e incluso algunas estaciones presentan períodos continuos sin datos (comúnmente llamados agujeros o “gaps” Aguilera et al., 2020). La densidad de estaciones es muy baja, siendo de aproximadamente 0,03 estaciones por cada $1000km^2$, lo cual añade una dificultad extra al control de calidad y al rellenado de datos. Asimismo, a pesar de los intentos, no se pudieron conseguir los metadatos de las estaciones, lo que dificulta la evaluación de la calidad de los datos (Tapiador et al., 2017). Los registros presentan una gran variedad de longitudes: algunos inician a fines del siglo XIX, mientras que otros a comienzos del siglo XXI.

Se utilizaron 45 de las 62 estaciones en todos los análisis realizados con datos de precipitación observada. Las estaciones Sunchales y Santa Rosa de Conlara Aero (marcadas con tres asteriscos en la Tabla 2.1) se utilizaron solo para el análisis de control-calidad de datos, la detección de PQ y como predictoras en el rellenado de datos, debido a su corto período de registro. Por otro lado, las estaciones Termas de Río Hondo, Presidencia Roque Sáenz Peña, Escuela Aviación Militar y Rafaela (marcadas con dos asteriscos en la Tabla 2.1) fueron utilizadas además para evaluar los errores de los métodos de rellenado. Esta diferencia se debe a que, si bien también presentan un registro corto en el período posterior de 1977, poseen al menos 10 años de registro posterior a 1977. Para la regionalización de la precipitación se consideraron únicamente las estaciones que poseen registro completo (posterior al rellenado) en el período posterior a 1978, descartando de esta manera a 10 estaciones más (marcadas con un asterisco en la Tabla 2.1). Además, 3 estaciones no se utilizaron para la regionalización debido a que presentan características únicas y diferentes al resto de ArST. Estas estaciones son La Quiaca Obs. (única estación en la Puna), Malargüe Aero (estación en región cordillerana al sur de $35^{\circ}S$), y Uspallata (estación de montaña en Mendoza). Por último, tampoco se consideró la estación Salta Aero, para la regionalización, debido a que presenta un gran número de inhomogeneidades que la hacen poco confiable, de acuerdo al criterio y análisis mostrado en el capítulo 3.

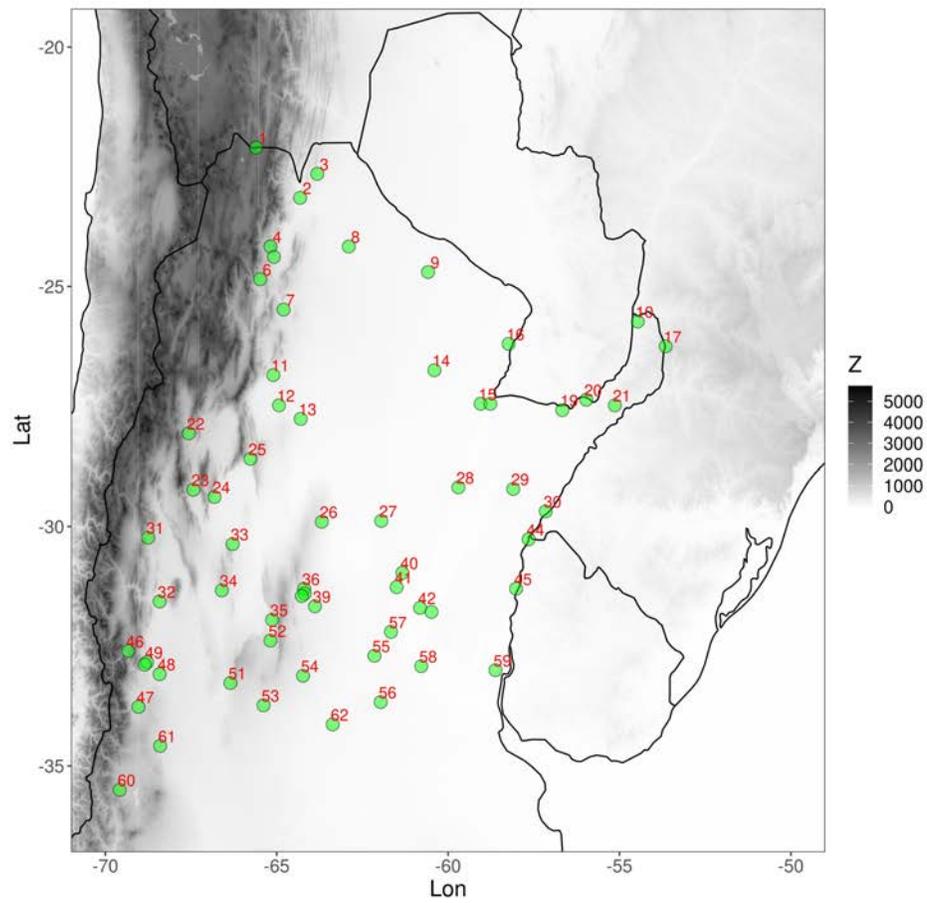


Figura 2.1: Mapa orográfico con la ubicación de las estaciones meteorológicas (círculos verdes) en ArST. En escala de grises altura (Z) del terreno en metros sobre el nivel medio del mar. En rojo, la enumeración de algunas estaciones provista en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1: Estaciones meteorológicas de ArST. Nombre de la estación, enumeración (N°), número de acuerdo a la Organización Meteorológica Mundial (N° OMM), latitud (Lat), longitud (Lon), altura (Z) sobre el nivel del mar en metros (m), cantidad de meses con datos (Cant) y año de inicio de registro. Las estaciones marcadas con * corresponden a las estaciones sin registro completo en el período 1979-2017. Las estaciones marcadas con ** corresponden a estaciones con más de 10 años y menos de 20 años de registro en el período 1979-2017. Las estaciones marcadas con *** corresponden a estaciones con registro muy corto.

Estación	N°	N° OMM	Lat	Lon	Z (m)	Cant	Año
La Quiaca Obs.	1°	87007	-22°6'	-65°36'	3459	1385	1902
Orán Aero	2°	87016	-23°9'	-64°19'	357	746	1956
Tartagal Aero	3°	87022	-22°39'	-63°49'	450	736	1956
Jujuy UN*	4°	87043	-24°10'	-65°11'	1302	370	1987
Jujuy Aero	5°	87046	-24°23'	-65°5'	905	612	1967
Salta Aero	6°	87047	-24°51'	-65°29'	1221	1622	1873
Metán*	7°	87050	-25°29'	-64°48'	855	261	1993
Rivadavia	8°	87065	-24°10'	-62°54'	205	1200	1912
Las Lomitas	9°	87078	-24°42'	-60°35'	130	883	1937
Iguazú Aero	10°	87097	-25°44'	-54°28'	270	732	1953
Tucumán Aero*	11°	87121	-26°51'	-65°6'	450	439	1981
Termas de Río Hondo**	12°	87127	-27°29'	-64°56'	280	244	1958
Santiago del Estero Aero	13°	87129	-27°46'	-64°18'	199	1520	1873
Presidencia Roque Sáenz Peña**	14°	87148	-26°45'	-60°24'	93	235	1998
Resistencia Aero	15°	87155	-27°27'	-59°3'	52	638	1964
Formosa Aero	16°	87162	-26°12'	-58°14'	60	665	1962
Bernardo de Irigoyen*	17°	87163	-26°15'	-53°39'	815	400	1984
Corrientes Aero	18°	87166	-27°27'	-58°46'	62	678	1961
Ituzaingó*	19°	87173	-27°35'	-56°40'	72	397	1983
Posadas Aero	20°	87178	-27°22'	-55°58'	125	803	1951
Oberá Aero*	21°	87187	-27°29'	-55°8'	303	325	1990
Tinogasta	22°	87211	-28°4'	-67°34'	1201	1349	1903
Chilecito Aero*	23°	87213	-29°14'	-67°26'	947	371	1983
La Rioja Aero	24°	87217	-29°23'	-66°49'	429	1441	1875
Catamarca Aero	25°	87222	-28°36'	-65°46'	454	539	1973

Tabla 2.1: *Continuación.*

Estación	N°	N° OMM	Lat	Lon	Z (m)	Cant	Año
Villa María del Río Seco	26°	87244	-29°54'	-63°41'	341	1357	1903
Ceres Aero	27°	87257	-29°53'	-61°57'	88	1459	1896
Reconquista Aero	28°	87270	-29°11'	-59°42'	53	833	1948
Mercedes*	29°	87281	-29°13'	-58°6'	107	423	1956
Paso de los Libres Aero	30°	87289	-29°41'	-57°9'	70	795	1952
Jáchal	31°	87305	-30°14'	-68°45'	1175	885	1935
San Juan Aero	32°	87311	-31°34'	-68°25'	598	619	1966
Chamical Aero	33°	87320	-30°22'	-66°17'	461	702	1959
Chepes	34°	87322	-31°20'	-66°36'	658	1048	1907
Villa Dolores Aero	35°	87328	-31°57'	-65°8'	566	1227	1903
Córdoba Aero	36°	87344	-31°18'	-64°12'	495	841	1947
Córdoba Observatorio	37°	87345	-31°24'	-64°11'	425	1721	1873
Escuela Aviación Militar**	38°	87347	-31°27'	-64°16'	502	408	1934
Pilar Observatorio	39°	87349	-31°40'	-63°53'	338	1363	1904
Sunchales* * *	40°	87356	-30°58'	-61°20'	92	110	2009
Rafaela**	41°	87360	-31°16'	-61°30'	99	280	1935
Sauce Viejo / Santa Fe Aero	42°	87371	-31°42'	-60°49'	18	732	1957
Paraná Aero	43°	87374	-31°47'	-60°29'	78	1218	1916
Monte Caseros Aero	44°	87393	-30°16'	-57°39'	54	1361	1904
Concordia Aero	45°	87395	-31°18'	-58°1'	38	667	1962
Uspallata	46°	87405	-32°36'	-69°20'	1891	565	1956
San Carlos	47°	87412	-33°46'	-69°2'	940	1170	1903
San Martín	48°	87416	-33°5'	-68°25'	653	732	1957
Mendoza Aero	49°	87418	-32°50'	-68°47'	704	979	1934
Mendoza Observatorio	50°	87420	-32°53'	-68°51'	827	1674	1866
San Luis Aero	51°	87436	-33°16'	-66°21'	713	1411	1874
Santa Rosa de Conlara Aero* * *	52°	87444	-32°23'	-65°11'	620	197	2001
Villa Reynolds Aero	53°	87448	-33°44'	-65°23'	486	806	1951
Río Cuarto Aero	54°	87453	-33°7'	-64°14'	421	1445	1881

Tabla 2.1: *Continuación.*

Estación	N ^o	N ^o OMM	Lat	Lon	Z (m)	Cant	Año
Marcos Juárez Aero	55 ^o	87467	−32 ^o 42′	−62 ^o 9′	114	784	1952
Venado Tuerto*	56 ^o	87468	−33 ^o 40′	−61 ^o 58′	112	331	1989
El Trébol*	57 ^o	87470	−32 ^o 12′	−61 ^o 40′	96	342	1989
Rosario Aero	58 ^o	87480	−32 ^o 55′	−60 ^o 47′	25	1478	1875
Gualeguaychú Aero	59 ^o	87497	−33 ^o 0′	−58 ^o 37′	23	1047	1931
Malargüe Aero	60 ^o	87506	−35 ^o 30′	−69 ^o 35′	1425	1149	1914
San Rafael Aero	61 ^o	87509	−34 ^o 35′	−68 ^o 24′	748	748	1956
Laboulaye Aero	62 ^o	87534	−34 ^o 8′	−63 ^o 22′	137	1115	1913

El análisis de falsos registros se basó en Hurtado (2018) y Maenza (2016). Primero se procedió a buscar errores en los datos, tales como valores negativos de precipitación y/o letras. Luego se analizó la presencia de valores extremos de precipitación analizando si eran coherentes o no. Para esto se identificaron “outliers”, valores por encima de la mediana más tres veces el intervalo intercuartílico. Estos valores fueron comparados con la propia serie y estaciones cercanas para evaluar si se debían a un error o si el dato era correcto. La comparación con la propia serie se hizo identificando si había otros registros de valor similar (una diferencia de menos de 50mm) o superior para el trimestre centrado en el mes del outlier. En caso de no encontrar otro registro similar se marcaba como dudoso. La comparación con las estaciones cercanas se hizo comparando el valor de la precipitación y el percentil 75 en las estaciones a no más de 100km. En caso que las estaciones cercanas tuvieran un valor de precipitación menor a su percentil 75, el registro se marcaba como dudoso. Además, estos valores fueron contrastados con la anomalía de OLS mensual para aquellos eventos que sucedieron a partir de junio de 1974. Para esto se utilizaron los datos de la OLS interpolada de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos (NOAA, por sus siglas en inglés, Liebmann & Smith, 1996). En caso en que no hubiera consistencia entre el dato y la anomalía OLS el dato se marcaba como dudoso. Se considero que estos eran consistentes si la anomalía mensual de OLS era menor a $-10W/m^2$. Por último, en los casos que el registro era considerado dudoso por dos de los procedimientos se buscó bibliografía y noticias periodísticas para determinar si ocurrió un evento excepcional o si es una falla en el

registro. De no encontrarse esta información el registro era descartado. Cabe destacar que para valores identificados a principio de siglo XX la única comparación posible en muchos casos era con la propia serie debido a la falta de datos de otras estaciones.

Luego se procedió a hacer un análisis de falsos ceros, es decir meses en los que se registra “0” cuando en realidad no se tomó la medición y es por lo tanto dato faltante. Los acumulados mensuales con valor de 0 mm de precipitación fueron comparados con las estaciones cercanas y con la serie temporal de la propia estación. Aquellos casos que la precipitación para todas las estaciones cercanas fuera distinta de 0 mm y que, a su vez, las estaciones a menos de 25 km (de existir) tuvieran más de 50 mm de precipitación acumulada, se analizaba la propia serie de la estación. Si era el caso de un mes típicamente lluvioso (precipitación media mayor a 50mm) se lo consideraba un falso cero. Además, en el caso que la diferencia con estaciones cercanas superará los 100 mm se consideró como falso cero. Esto último no se consideró para la estación de La Quiaca Obs., ya que es una estación en una región de desierto de altura y las estaciones cercanas se encuentran en una región selvática de abundantes precipitaciones, las yungas.

El ciclo anual medio en ArST está fuertemente marcado por un invierno seco y un verano húmedo (Fig. 2.2). En la Figura 2.2 se puede apreciar que los meses más (menos) lluviosos son noviembre, diciembre, enero, febrero y marzo (junio, julio y agosto). Siendo el trimestre de verano diciembre-febrero (DEF) el más lluvioso en términos medios. Mientras, que abril y octubre (mayo y septiembre) son meses de transición con precipitaciones relativamente más cercanas a los más (menos) lluviosos. Hurtado et al. (2020a) determinó que la fase húmeda del ciclo anual de precipitación en la provincia del Chaco se extiende desde octubre a abril, utilizando una discriminación objetiva de fases (seca y húmeda). Esta discriminación de fases puede extenderse a ArST quedando comprendida la fase húmeda también desde octubre a abril. Esta fase húmeda representa en promedio el 83 % de la precipitación del acumulado anual de cada estación de ArST, y varía según la estación meteorológica entre 70 % y 99 % siendo la mediana (percentil 50, P50) 93 %.

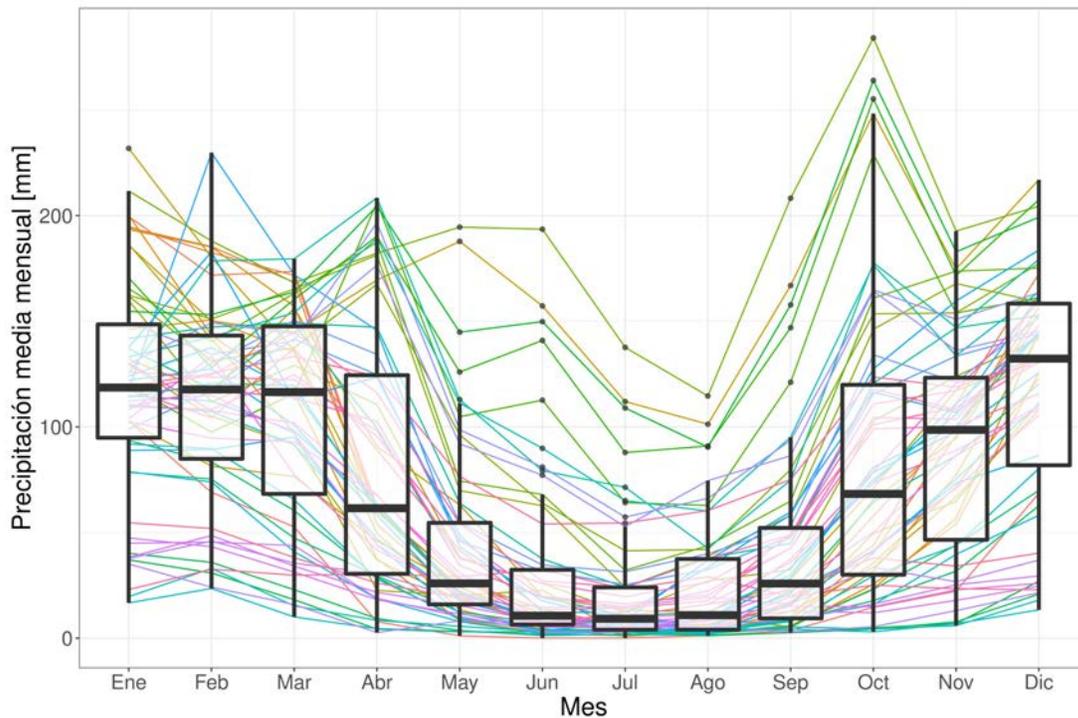


Figura 2.2: *Precipitación media mensual en el período de 30 años 1988-2017 de cada estación del SMN en ArST, las líneas de colores muestran el ciclo medio anual de cada estación, mientras que el boxplot muestra la distribución de cada mes de los valores medios de precipitación de las estaciones.*

2.1.2. Datos en punto de retícula

Para estudiar la precipitación más allá de los datos de estaciones de ArST, se utilizó la base de datos de precipitación mensual interpolada en punto de retícula del “Global Precipitation Climatology Center” (GPCC) versión (V) 8.05, con una resolución espacial de 1° y desde enero de 1891 a diciembre del 2016 (Becker et al., 2011).

Para analizar las TSM, se utilizó la base de datos extendida y reconstruida de TSM (ERSST) versión 5 del “International Comprehensive Ocean–Atmosphere Dataset”, cuya resolución espacial es de 2° grados (Huang et al., 2017). Además de la base ERSST, dos bases de datos más fueron utilizadas para comparar resultados y tener una mayor certeza de los mismos al analizar cambios a mediados del siglo XX. Esto se hizo debido a la incertidumbre presente en las bases de datos históricas. Se utilizó la base de datos de TSM centenaria de estimaciones basadas en observaciones

in-situ (COBE; Ishii et al., 2005) provisto por NOAA/PSL. Además, se utilizó la base de datos de TSM del centro de investigaciones “Hadley Center” (HadSST; Rayner et al., 2003).

Se utilizó la base de datos en punto de retícula de OLS del “National Center of Atmospheric Research” con una resolución espacial de $2,5^\circ$ grados (Liebmann & Smith, 1996), que abarca el período desde 1974 al presente.

Para analizar la circulación atmosférica se utilizaron datos horarios y mensuales en punto de retícula del reanálisis ERA5 cuya resolución espacial es de $0,25^\circ$ grados y cubre el período 1979-presente (Hersbach et al., 2018, 2019a,b, 2020). Se utilizaron las siguientes variables troposféricas: AG y viento en 250hPa y 850hPa, presión a nivel medio del mar (PNM), FH verticalmente integrado y su divergencia, omega en 500 hPa y temperatura de superficie (SkT, por sus siglas en inglés -skin temperature-).

2.1.3. Índices del sistema acoplado océano-atmósfera

Existen distintos índices del fenómeno ENOS que sirven para estudiarlo (Wang & Weisberg, 2000; Trenberth & Stepaniak, 2001). En esta tesis se utilizaron los índices C y E definidos por Takahashi et al. (2011), provisto por el “Instituto del Mar del Perú” (<http://www.met.igp.gob.pe/variabclim/indices.html>). El índice E está asociado a anomalías de TSM del Pacífico ecuatorial oriental sobre la costa de SA y con un máximo alrededor de $90^\circ O$. Por su parte, el índice C está asociado a anomalías de TSM del Pacífico ecuatorial desde la costa de SA hasta $180^\circ O$ con un máximo en torno a $130^\circ O$. A modo ilustrativo se muestra en la Figura 2.3 las composiciones de TSM para valores altos (mayores al P75) y bajos (menores al P25) de los índices C y E en el trimestre octubre-diciembre (OND). Estos índices son ortogonales (no correlacionados entre sí) y describen bien los eventos EN/LN centrales (índice C) y del Pacífico este (índice E, Takahashi et al., 2011).

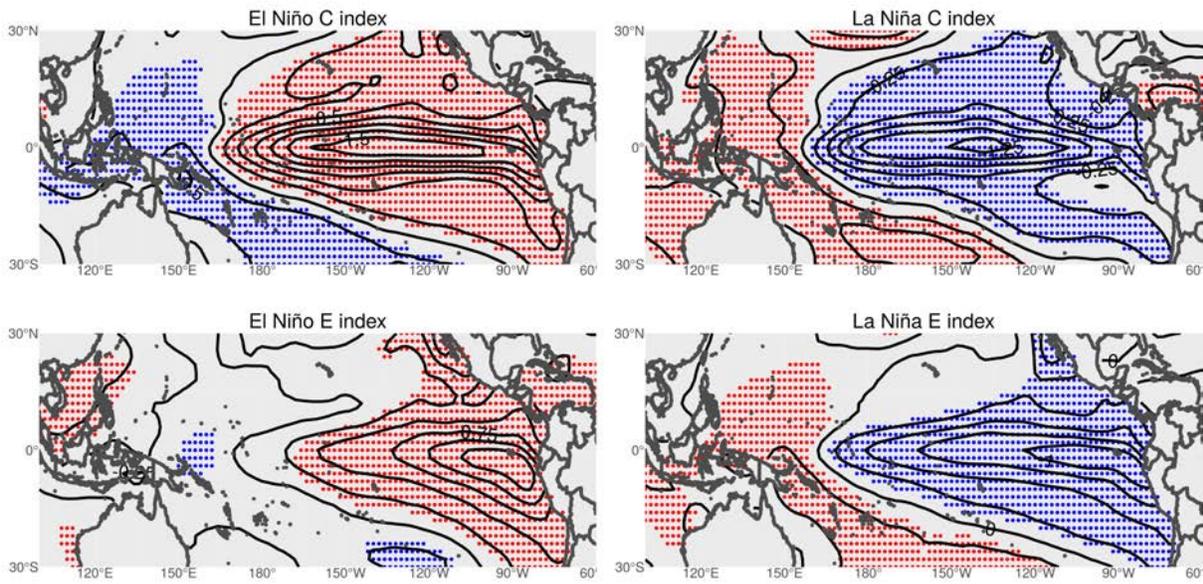


Figura 2.3: Composición de anomalías de TSM para OND del índice C (paneles superiores) y el índice E (paneles inferiores). Los puntos rojos (azules) marcan anomalías positivas (negativas) significativamente distintas a la media climatológica 1981-2010 con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

El índice C puede aproximarse con la expresión $C \approx 1,7Niño_4 - 0,1Niño_{1,2}$, y está altamente correlacionado con el índice $Niño_{3,4}$ ($Cor(C, Niño_{3,4}) = 0,95$). Para definir los eventos EN/LN, el índice C fue llevado a series trimensuales inter anuales centradas en cada mes del año. Un evento EN (LN) fue definido cuando el índice C presentó valores por encima (debajo) del P75 (P25) en al menos cinco trimestres solapados y consecutivos. Esta definición es análoga a la típicamente usada con el índice ONI (Da Rocha et al., 2014), pero con el índice C en vez del $Niño_{3,4}$. El mayor cambio entre ambas definiciones es que con el uso del índice C se agrega un evento EN (1990/1991) y se saca un evento LN (1995/1996) en comparación con el ONI.

Se seleccionaron, además, otros índices del sistema acoplado océano-atmósfera para explorar potenciales forzantes. Estos índices son: los índices convencionales del ENOS (NINO1+2, NINO3, NINO34 y NINO4) obtenidos de <https://www.psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>; dos índices del Atlántico tropical: índice del Atlántico tropical sur (TSA) e índice del Atlántico tropical norte (TNA) obtenidos de <https://www.psl.noaa.gov/data/climateindices/list/> (Enfield et al., 1999); índice del dipolo del océano Índico (IOD) obtenido de <http://www.bom.gov.au/>; y el índice del modo anular del sur de Marshall (2003, MAS) obtenido de <http://www.bom.gov.au/>.

[//www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html](http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html).

Para analizar posibles relaciones con la Oscilación de Madden y Julian (OMJ) se utilizaron los índices RMM1 y RMM2 (“Real-time Multivariate index to monitor OMJ”) propuestos por Wheeler & Hendon (2004), y obtenidos de <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/graphics/rmm.74toRealtime.txt>.

2.1.4. Variables derivadas: FO, CHI, dAG/dt y TCB

Se calculó el flujo de actividad de onda (FO) de Takaya & Nakamura (2001), qué es una herramienta de diagnóstico dinámico basada en la ley de conservación de actividad de onda. El FO es paralelo a la propagación de las ondas de Rossby y proporcional a su velocidad de fase, por lo que es una buena herramienta de diagnóstico para identificar la fuente y propagación de ondas de Rossby cuasi-estacionarias. Para el caso de perturbaciones geostróficas cuasi-estacionarias, impuestas en un flujo básico inhomogéneo y estacionario, la expresión de las componentes horizontales en coordenadas esféricas resultan:

$$FO_x = \frac{p \times \cos(\phi)}{2|U|} \left[\frac{U}{a^2 \cos^2(\phi)} \left[\left(\frac{\partial \psi}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda^2} \right] + \frac{V}{a^2 \cos^2(\phi)} \left[\frac{\partial \psi}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi}{\partial \phi} - \psi \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \phi} \right] \right] \quad (2.1)$$

$$FO_y = \frac{p \times \cos(\phi)}{2|U|} \left[\frac{U}{a^2 \cos(\phi)} \left[\frac{\partial \psi}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi}{\partial \phi} - \psi \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \phi} \right] + \frac{V}{a^2} \left[\left(\frac{\partial \psi}{\partial \phi} \right)^2 - \psi \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} \right] \right] \quad (2.2)$$

Donde f es el parámetro de coriolis, U y V son el viento zonal y meridional respectivamente, λ y ϕ son las coordenadas esféricas, a es el radio de la tierra, p es la presión sobre 1000hPa, y ψ es la perturbación de la función corriente geostrófica, cuya expresión está dada por:

$$\psi = \frac{\Phi}{f} \quad (2.3)$$

Siendo Φ el geopotencial.

Para estudiar las regiones de convergencia y divergencia, se calculó el potencial de velocidad

(CHI) a partir de los datos de viento horizontal. Para esto se utilizó el tradicional paquete *Fishpack* de fortran que brinda herramientas para resolver la ecuación de Poisson (Swarztrauber et al., 1999).

Por otro lado, para estudiar cómo afectan los transientes de baja frecuencia (períodos mayores a 10 días) al flujo medio, se estimó la tendencia de geopotencial en 250 hPa inducida por la convergencia de flujos de vorticidad basado en Lau & Holopainen (1984). Para esto primero se filtraron los datos diarios con el filtro de 11 pesos descrito en la Sección 2.2.2. La tendencia de geopotencial inducida por la convergencia de flujos de vorticidad en baja frecuencia se estima acorde a la siguiente ecuación:

$$\left(\frac{\partial AG}{\partial t}\right)_{pert} = \frac{f}{g} \nabla^{-2} \left[-\nabla \cdot (\vec{V}' \xi') \right] \quad (2.4)$$

Donde, f es el parámetro de coriolis, g es la gravedad, \vec{V}' es el viento horizontal en baja frecuencia, y ξ' es la vorticidad de eje vertical en baja frecuencia estimada a partir del viento horizontal filtrado.

Para estudiar los cambios en la baroclinicidad del flujo medio se calculó la Tasa de Crecimiento Baroclinico (TCB, conocido en la literatura como “Eady Growth Rate”) en 700 hPa a partir de datos cada 12 horas siguiendo la metodología propuesta por Simmonds & Lim (2009). El TCB (σ_e) está definido por:

$$\sigma_e = \frac{0.3098}{N} \left| f \frac{\partial U}{\partial z} \right| \quad (2.5)$$

Donde, f es el parámetro de coriolis, N es la frecuencia de Brunt-Väisälä, y U es el viento zonal. Para la obtención de valores de TCB medios mensuales, primero se computa el TCB cada 12 horas (para las 00 UTC y las 12UTC) y luego estos valores son promediados.

2.2. Metodología

2.2.1. Tests mono-quebre utilizados

Se utilizaron cinco tests mono-quebre para la detección de un PQ en las series temporales. Por un lado, se utilizaron tres tests diseñados para la detección de PQ y dos tests que se adecuan para tal uso. Estos dos tests que se adecuan para la detección de PQ son el test t de *Student* (Ruxton, 2006) y el de Mann-Whitney (Mann & Whitney, 1947). El test t de *Student* para diferencias muestrales, es un test paramétrico que asume que los datos provienen de una distribución gaussiana. Su hipótesis nula es que los datos son independientes y provienen de una misma distribución gaussiana, mientras que su hipótesis alternativa es que H_o es falsa. Su estadístico de prueba t se calcula:

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}} \quad (2.6)$$

Siendo \bar{X} el valor medio, S el desvío estándar, y los subíndices 1 y 2 hacen referencia a la muestra 1 y 2 a comparar. Este estadístico prueba se compara con una distribución normal para obtener su significancia estadística (Wilks, 2011a). Por otra parte, el test de Mann-Whitney es un test no paramétrico que utiliza el principio de intercambiabilidad. Su hipótesis nula es que los datos provienen de una misma población y por ende sus rótulos son intercambiables, mientras que su hipótesis alternativa es que H_o es falsa. Su estadístico de prueba U se estima:

$$U_{1|2} = R_{1|2} - \frac{n_{1|2}}{2} (n_{1|2} + 1) \quad (2.7)$$

Donde $R_{1|2}$ es la sumatoria de los ordinales correspondientes a $n_{1|2}$. El $1|2$ se debe a que es indistinto calcular el estadístico con la muestra 1 o 2. El estadístico prueba se compara con una distribución normal para obtener su significancia estadística (Wilks, 2011a).

Estos dos tests comparan dos muestras, para poder identificar un PQ en una serie temporal, se aplica el test separando la serie en cada punto j y se elige como PQ a aquel j que minimice el valor P del respectivo test. Luego, este valor P es considerado como la significancia del PQ .

Por otro lado, se utilizó el test SNHT (“Standard Normal Homogeneity Test”, Alexandersson, 1986) que es un test paramétrico que asume que los datos provienen de una distribución gaussiana. Su hipótesis nula es que los datos son independientes y provienen de una misma distribución gaussiana, mientras que la hipótesis alternativa es que a partir de un punto j se presenta un cambio en la media de la distribución. Se basa en identificar el punto j donde se maximiza el estadístico T , siendo:

$$T(j) = j\bar{z}_1^2 + (n - k)\bar{z}_2^2 \quad (2.8)$$

Donde n es la longitud de la serie, j es cada punto (tiempo) de la serie, y \bar{z}_1/\bar{z}_2 está definido acorde:

$$\bar{z}_1 = \frac{1}{j} \sum_{i=1}^j \frac{X_i - \bar{X}}{\sigma} \quad (2.9)$$

$$\bar{z}_2 = \frac{1}{n - j} \sum_{i=j+1}^n \frac{X_i - \bar{X}}{\sigma} \quad (2.10)$$

Donde X_i es el valor de la serie temporal en el punto/tiempo i , \bar{X} es el valor medio de los datos, y σ es el desvío estándar.

De esta forma, mientras más grande sea el valor del estadístico $T(j)$, mayor será la diferencia entre las medias antes y después del punto j . La significancia de este estadístico se testea con simulaciones de Monte Carlo.

El test de Buishand-R (Buishand, 1982) fue también utilizado. El test de Buishand utilizado es únicamente R , ya que, son pocas las diferencias observadas entre las versiones R y Q (ver Tabla 1 de Michaelides et al., 2009). Este está basado en la suma acumulada de anomalías, y su hipótesis nula es que los datos provienen de la misma distribución de probabilidad, mientras que la hipótesis alternativa asume que hay un cambio en la media de la distribución a partir de un punto (PQ). Si bien, en varios trabajos se afirma que Buishand-R asume gaussianidad de los datos (por ejemplo, Kang & Yusof, 2012; Suhaila et al., 2008, entre otros), esto es solo cierto cuando se usan valores tabulados. En la presente tesis se usaron simulaciones de Monte Carlo para el test, por lo que ninguna distribución de probabilidad es asumida a priori. El estadístico R

del test se computa de la siguiente forma:

$$R = \frac{MAX(S_j^*) - MIN(S_j^*)}{\sigma} \quad (2.11)$$

Donde σ es el desvío estándar de los datos, y S_j^* es:

$$S_j^* = \sum_{i=1}^j (X_i - \bar{X}) \quad (2.12)$$

Donde X_i es el valor de la serie temporal en el punto/tiempo i , y \bar{X} es el valor medio de los datos. Se define S^* para $j = 0$ como $S_0^* = 0$. El j que maximice el valor absoluto de S^* será el PQ detectado.

Otro test utilizadó es el de Pettitt (Pettitt, 1979), que es un test no paramétrico que es derivado del test de Mann-Whitney pero transformando los valores a valores ordinales, haciéndolo así insensible a valores extremos (Wijngaard et al., 2003). Su hipótesis nula es que los datos provienen de la misma distribución de probabilidad, mientras que la hipótesis alternativa asume que hay un cambio en la distribución a partir de un punto (PQ). Su estadístico de prueba K_t se define como:

$$K_t = MAX(|U_{t,N}|) \quad (2.13)$$

Siendo $U_{t,N}$:

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=1}^N sgn(X_i - X_j) \quad (2.14)$$

Donde X_i (X_j) es el valor de la serie temporal en el punto/tiempo i (j), N es la cantidad de datos, y sgn es la función signo. De esta manera el valor t que maximice el valor absoluto de $U_{t,N}$ es el PQ identificado. Y su significancia se calcula a partir de su valor P :

$$p = 2e^{\left(\frac{-6K_t^2}{t^3+t^2}\right)} \quad (2.15)$$

2.2.2. Filtros temporales de medias móviles pesadas

Para estudiar cómo afectan los transientes de baja frecuencia (períodos mayores a 10 días) al flujo medio, se filtraron los datos diarios de viento con un filtro de 9/17 pesos diseñado por Blackmon & Lau (1980) siguiendo la metodología descrita en Agosta et al. (2019). Este es un filtro de medias pesadas móviles, cuyos pesos son: $W_0 = 0.2119623984$; $W_{-1} = W_1 = 0.1974416342$; $W_{-2} = W_2 = 0.1576890473$; $W_{-3} = W_3 = 0.1028784073$; $W_{-4} = W_4 = 0.0462514755$; $W_{-5} = W_5 = 0$; $W_{-6} = W_6 = -0.0281981813$; $W_{-7} = W_7 = -0.0368362395$; $W_{-8} = W_8 = -0.0300256308$; $W_{-9} = W_9 = -0.0151817136$.

2.2.3. Métodos de interpolación

Los métodos de interpolación evaluados en esta tesis se resumen en la Tabla 2.2, donde se definen sus acrónimos. Los métodos de interpolación en su mayoría pueden escribirse de la siguiente forma:

$$Y = \alpha + \sum_i W_i \times X_i \quad (2.16)$$

Donde Y es el valor a interpolar, i son distintas estaciones, X_i es el valor de la variable en la estación i , W_i es un peso o coeficiente asignado a la estación i para hacer la interpolación y α es una constante. La principal diferencia entre los distintos métodos de interpolación radica en la selección de las estaciones i y el cálculo de los pesos. Por ejemplo, al utilizar MLR se llega a una expresión equivalente donde los pesos son los coeficientes de la regresión lineal y α la ordenada al origen, que se determinan a partir de la co-variabilidad temporal de los datos. Por otro lado, métodos geoestadísticos tales como IDW o Kriging determinan los pesos a partir de relaciones con la distancia y/o sus coordenadas.

OI tiene una formulación ligeramente distinta, ya que se basa en interpolar los errores de un primer estimador. Su expresión está dada por:

$$Y - Y_{PE} = \alpha + \sum_i W_i \times (X_i - (X_i)_{PE}) \quad (2.17)$$

Donde i son distintas estaciones, Y es el valor a interpolar, X_i es el valor de la variable en la estación i , W_i es un peso o coeficiente asignado a la estación i para hacer la interpolación, α es una constante, y el subíndice PE hace referencia a primer estimación. En este sentido lo que se hace es estimar todos los valores de las estaciones predictores y el predictando, y luego interpolar el error del método. Como para esto se requiere de un primer estimador del dato a rellenar, se utilizaron dos distintos PE: NN (OI_NN) y SBE (OI_SBE).

De todos estos métodos, el método de GAM es el que más difiere de este planteo del problema. La fórmula de GAM es:

$$g(Y) = \alpha + \sum_{i=1}^p f_i(X_i) \quad (2.18)$$

Donde Y es la serie temporal de la estación a rellenar, X_i es la serie temporal de la estación cercana i , α es una constante, f_i es una función a determinar, y g es una función de enlace (conocido en la bibliografía como *link function*). Por ejemplo, si se toma como función de enlace una función Sigmoidea y como funciones f_i a funciones lineales se obtiene una regresión logística. Incluso, si se toma como función de enlace la función identidad y como funciones f_i a funciones lineales simples se obtiene una expresión equivalente a la ecuación 2.17. En esta tesis el método GAM es utilizado a partir de la implementación de la librería *gam* de R desarrollada por Trevor Hastie y Robert Tibshirani, quienes son además los autores que desarrollaron y propusieron el método GAM (Hastie & Tibshirani, 1987; Hastie, 2011). En la implementación utilizada la función de enlace es gaussiana y las funciones a determinar son splines.

Por otro lado los métodos regresivos (MLR, TSLR, y RMLR) fueron computados con los datos y, además, con los datos ranqueados, lo que genera una regresión ranqueada (Presti et al., 2010). Estas últimas son denotadas en el texto como MLR_rk, TSLR_rk, y RMLR_rk. Para la implementación del método TSLR, se desarrolló la librería *RobustLinearReg* que se encuentra disponible en: <https://cran.r-project.org/web/packages/RobustLinearReg/index.html>.

Los métodos de Kriging (OK y KED) computan sus pesos mediante el ajuste de un variograma

teórico al variograma empírico. Para esto, cuatro modelos de variograma fueron utilizados: gaussiano (Gau), exponencial (Exp), esférico (Sph, por su nombre en inglés) y matern (Mat). Tanto OK como KED fueron utilizados de cinco forma distintas, por un lado fijando el uso de cada modelo (denotado como OK_Gau, OK_Exp, OK_Sph, OK_Mat, KED_Gau, KED_Exp, KED_Sph y KED_Mat), y por el otro definiendo el modelo de variograma a utilizar en cada tiempo utilizando el método de máxima verosimilitud comparando los cuatro modelos de variograma previamente nombrados. En todos los casos, KED fue utilizado con altura como variable secundaria ya que trabajos previos muestran que utilizar la altura como *forzante externo* genera mejoras respecto a otros forzantes (ver por ejemplo, Ly et al., 2013; Di Piazza et al., 2011; de Amorim Borges et al., 2016; Li & Heap, 2011). Cabe mencionar que el cómputo de OK y KED para la estación de La Quiaca Obs no fue realizado, ya que se requeriría tomar estaciones a distancias mayores a 500 km.

Tabla 2.2: *Métodos de interpolación, sus acrónimos, una breve descripción y referencia correspondiente de trabajos que utilizan o desarrollan el método. Los métodos en negrita son los utilizados en este trabajo. Los acrónimos están dados acorde al nombre en inglés ya que es el nombre con el cual se conocen estos métodos.*

método	Acrónimo	Descripción	Referencia
Vecino más cercano	NN	Reemplazar por el valor del vecino más cercano.	Sattari et al. (2017)
Mejor estimador único	SBE	Reemplazar por el valor del vecino con mayor correlación.	Teegavarapu & Chandramouli (2005)
Media aritmética	AA	El valor medio de las estaciones cercanas.	Sattari et al. (2017)
Media climatológica	Clim_AA	Reemplazo por el valor medio mensual.	
Mediana	AM	La mediana de las estaciones cercanas.	
método tradicional de Reino Unido	UK	Como SBE, pero multiplicado por el cociente entre la precipitación media entre las estaciones.	Sattari et al. (2017)
Cociente normal (original)	NR_195	La media de precipitación de estaciones cercanas pesada por el cociente entre la precipitación de las estaciones de referencia y la estación objetivo.	Paulhus & Kohler (1952)

Tabla 2.2: *Continuación.*

método	Acrónimo	Descripción	Referencia
Cociente normal (modificado)	NR	La media de precipitación de estaciones cercanas pesada por el estadístico t de Student de la correlación entre la precipitación de las estaciones de referencia y la estación objetivo.	Young (1992)
Peso de correlación	CWM	La media de precipitación de estaciones cercanas pesada por la correlación entre la precipitación de las estaciones de referencia y la estación objetivo.	Teegavarapu & Chandramouli (2005)
Peso de distancia inversa	IDW	La media de precipitación de estaciones cercanas pesada por el valor inverso de la distancia entre las estaciones de referencia y la estación objetivo, elevado a un parámetro libre k .	Di Piazza et al. (2011)
Peso angular de distancia	ADW	Similar a IDW pero con un peso asociado a la cantidad de estaciones de referencia en una dirección de la estación objetivo.	New et al. (2000); Harris et al. (2020)
Peso de vecinos cercanos revisado	RNNWM	Como IDW pero la distancia es definida acorde a la similitud geométrica de la serie.	Teegavarapu & Chandramouli (2005)
Kriging Ordinario	OK	Promedio pesado basado en las variaciones espaciales de los datos. Los pesos son dados acorde a un modelo teórico de variograma que se ajusta al variograma empírico (observado).	Erxleben et al. (2002); Vicente-Serrano et al. (2003)

Tabla 2.2: *Continuación.*

método	Acrónimo	Descripción	Referencia
Kriging con deriva externa	KED	Asume que la variable de interés depende de una variable auxiliar conocida como por ejemplo la elevación del terreno.	Snepvangers et al. (2003); Vicente-Serrano et al. (2003)
Regresión lineal de Theil Sehn	TSLR	Regresión lineal que es estimada por la mediana de las pendientes entre todos los pares de datos.	Sen (1968); Theil (1992)
Regresión lineal múltiple	MLR	Regresión lineal múltiple basada en mínimos cuadrados	Young (1992); Simolo et al. (2010)
Regresión lineal múltiple robusta	RMLR	Regresión lineal múltiple basada en un estimador MM.	Hampel et al. (2011); Venables & Ripley (2013)
Modelos aditivos generalizados	GAM	Modelo estadístico que combina la esencia de Modelos lineales generalizados y modelos aditivos.	Hastie & Tibshirani (1987)
Interpolación óptima	OI	Modelo estadístico basado en una primera estimación de los valores y la posterior corrección con el promedio pesado de los errores de la primera estimación en otras estaciones.	Eischeid et al. (2000)
Redes neuronales artificiales	ANN	método basado en redes neuronales.	Teegavarapu & Chandramouli (2005)
Co-Kriging	CoK	Asume la dependencia de la variable de otra variable auxiliar, como la elevación del terreno.	Delbari et al. (2013)

Tabla 2.2: *Continuación.*

método	Acrónimo	Descripción	Referencia
Copula	CP	método basado en funciones de distribución de probabilidad multivariada.	Bárdossy & Pogram (2014)
Algoritmo genético de funciones fijas	FFSGAM	Basado en funciones predefinidas cuyos coeficientes son luego estimados por procesos de optimización.	Teegavarapu et al. (2009)
IDW modifica	IDW_h	IDW modificado para agregar altura.	Barrios et al. (2018)
Generalización de IDW	GCIDW	Generalización de IDW modificado para agregar la altura.	Morales et al. (2019)
Regresión polinomial localmente pesada	LWP	Regresión espacial basada en vecinos cercanos	Hwang et al. (2012)
Monte Carlo cadena de Markov	MCMC	método basado en múltiples estimaciones utilizando cadenas de Markov.	Yozgatligil et al. (2013)
Análisis discriminante múltiple	MDA	método basado en funciones empíricas ortogonales.	Young (1992)
Cociente Normal modificado	MNR	NR con otro parámetro de peso.	Singh (1988)
Perceptrón multicapa	MP	Red neuronal.	Yozgatligil et al. (2013)
Estimación no-lineal por iteraciones de mínimos cuadrados parciales	NIPALS	método iterativo basado en componentes principales.	Sattari et al. (2017)
IDW residual	RIDW	IDW aplicado a residuos de otro método.	Wagner et al. (2012)
Kriging residual	RK	OK aplicado a residuos de otro método.	Di Piazza et al. (2011)
Kriging simple con medias locales	SKlm	Kriging simple, aplicado a residuos de otro método.	Zhang & Srinivasan (2009)

Tabla 2.2: *Continuación.*

método	Acrónimo	Descripción	Referencia
Método de estimación de Kriging	KEM	Normalmente KEM refiere a OK o Kriging simple.	

2.2.4. Análisis estadístico de la performance de los métodos

Los métodos de interpolación fueron evaluados utilizando valores observados (crudos) y utilizando las anomalías. Además, como la región presenta una marcada fase húmeda y seca, en la evaluación se distinguió entre ambas fases y la interpolación de los valores mensuales de cada fase del ciclo anual se calcularon utilizando toda la serie de datos y además utilizando únicamente la serie de datos de la fase correspondiente. En todos los casos, los valores de precipitación interpolada negativos fueron llevados a cero, ya que, la precipitación es siempre positiva.

Para la estimación de errores, se interpolaron todos los valores conocidos implementando una metodología “*Leave-One-Out Cross-Validation*” (Sammut & Webb, 2010, LOOCV). Para analizar los errores de los métodos de interpolación se utilizaron dos estimadores del error: la raíz cuadrada del error cuadrático medio estandarizado (RECME) y el error medio estandarizado (EME). Ambas métricas son relativas al valor medio de precipitación para poder comparar los errores entre estaciones (Haberlandt, 2007; Li & Heap, 2011). Ambos estimadores se calculan de la siguiente forma:

$$RECME_{i,j} = \left(\frac{1}{\sum_{t=1}^{n_t} Obs_i(t)/n_t} \right) \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^{n_t} [Int_{i,j}(t) - Obs_i(t)]^2}{n_t}}$$

$$EME_{i,j} = \frac{\sum_{t=1}^{n_t} Int_{i,j}(t) - Obs_i(t)}{\frac{\sum_{t=1}^{n_t} Obs_i(t)}{n_t}}$$

Siendo Obs_i el valor observado para la estación i , $Int_{i,j}$ el valor estimado por el método de

interpolación j para la estación i , y n_t es la cantidad de pasos temporales.

La elección del RECME yace en que, además de ser una medida típica del error, provee una estimación del error medio. En cambio, el EME muestra si el método subestima o sobreestima el valor observado.

Para poder estimar un valor utilizando un método de interpolación, primero se debe elegir un grupo de estaciones para ser usadas como predictores. Este grupo de estaciones es, generalmente, un conjunto de estaciones cercanas. Para poder elegir este grupo objetivamente, en una primera instancia se eligieron 5 grupos para cada estación acorde a la distancia. Los grupos fueron armados con todas las estaciones a una distancia menor a $100km$, $200km$, $300km$, $400km$ y $500km$. Luego, para cada grupo de predictores y para cada estación, se interpolaron todos los valores de precipitación observada y se seleccionó el grupo de predictores en cada caso que minimice el valor de RECME. Además, hay tres métodos que dependen de un parámetro libre, estas son IDW, ADW y RNNWM. Para estos casos, el parámetro libre se varió desde 0,1 a 10 con un paso 0,1, y luego se eligió para cada estación y grupo de predictores el parámetro que minimice el valor de RECME. Por último, como ADW es el método utilizado para generar la base de datos en punto de retícula de CRU, también se muestran los resultados de ADW con los mismos parámetros utilizados en CRU, a esto se lo denota en el texto como ADW_CRU (Harris et al., 2020).

Además de los errores, para evaluar la performance se estudió si los datos interpolados representaban bien la variabilidad de la serie observada y su FDP. Para analizar la variabilidad, se estimó si las series co-varian calculando la correlación lineal del primer momento de Pearson entre las series observadas e interpoladas. Por otro lado, para estudiar si las series interpoladas siguen la misma FDP que las series observadas, se realizó el test de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov (Conover & Conover, 1980) cuya hipótesis nula es que ambas series de datos provienen de la misma FDP.

Por otro parte, se evaluaron los errores en los valores extremos considerando distintos subconjuntos de datos acorde a percentiles de valores observados: valores observados menores al percentil 25° (P25) y menores al percentil 10° (P10), y valores observados mayores al P75 y mayores al percentil 90° (P90).

Por último, se calculó la I de Moran que es un estadístico de la autocorrelación espacial de los

datos y se puede testear transformando los valores a una normal (Moran, 1950). La hipótesis nula del test es que no hay autocorrelación espacial en los datos, es decir que el I de Moran sea igual o menor a cero. Y la hipótesis alternativa es que la hipótesis nula es falsa, es decir que el I de Moran sea mayor a cero.

2.2.5. Análisis de componentes principales

La técnica de análisis de componentes principales (ACP) en modo T se utilizó para desarrollar la clasificación de eventos ENOS. El ACP es una técnica multivariada que consiste en reducir la cantidad de variables a nuevas variables que contengan la mayor variabilidad de los datos originales mediante una re-proyección ortogonal de los ejes coordenados (Wilks, 2011a). En el caso de ACP en modo T, los datos originales tienen como ejes cada tiempo y cada observación corresponde a un punto del espacio (Richman, 1986). Estos ejes son re-proyectados mediante la descomposición de valores singulares de la matriz de correlación de las variables que en el caso del modo T es la matriz de correlación tiempo-tiempo (Richman, 1986). De esto, se obtiene la matriz de puntaje (score en inglés) de las componentes principales (CP) y la matriz de carga (loadings en inglés) de las CPs. Cada columna de la matriz de puntaje es cada CP que se asocia a los patrones espaciales en el caso del modo T, es decir a un mapa (Compagnucci & Richman, 2008). Por otro lado, la matriz de carga tiene en cada columna la correlación entre la respectiva CP (columna) y el campo observado para cada tiempo (fila), siendo cada columna una serie temporal del peso de la respectiva CP para cada tiempo. De esta forma la componente de carga al cuadrado es la varianza explicada para un determinado tiempo (fila) por una determinada CP (columna). A su vez, una componente de carga negativa implica una relación inversa (anticorrelación) con la respectiva CP.

2.2.6. Composiciones

Diversas variables del sistema océano-atmósfera fueron compuestas a lo largo de la tesis. Las anomalías compuestas fueron testeadas usando el test t de Student para varianzas desiguales, o test de *Welch*, con un nivel de significancia $\alpha = 0,10$ (Moser & Stevens, 1992; Wilks, 2011b). Cuyo estadístico t sigue la siguiente fórmula:

$$t = \frac{\mu_1 - \mu_2}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}} \quad (2.19)$$

Donde N hace referencia al tamaño de la muestra, μ es la media de la muestra, σ es el desvío estándar de la muestra, y los subíndices 1 y 2 hacen referencia a la muestra 1 a comparar con la 2.

Y los grados de libertad ν se estiman acorde a:

$$\nu = \left(\frac{1}{n_1^2(n_1 - 1)} + \frac{u^2}{n_2^2(n_2 - 1)} \right)^{-1} \left(\frac{1}{N_1} + \frac{u}{N_2} \right)^2 \quad (2.20)$$

Donde u es la razón entre los desvíos estándar de las muestras al cuadrado: $u = \sigma_2^2/\sigma_1^2$. Este valor de ν es un valor real que se trunca para que quede entero.

2.2.7. Regionalización de precipitación

La región de ArST presenta una gran variedad de climas, orografía compleja y una baja densidad de estaciones, por lo que se hace necesario establecer un método de agrupamiento de estaciones que dé cuenta de estas características especiales. Los métodos de agrupamiento de datos comúnmente utilizados para la subregionalización espacial, tales como “k-means”, “Self Organizing Maps”, “dendrogramas”, “ACP”, entre otros (ver ejemplos en, Carvalho et al., 2016; Grimm et al., 2000; Guntu et al., 2020; Mills, 1995; Roushangar & Alizadeh, 2018, entre otros), emplean métricas de similitud de datos aplicados al conjunto global de estaciones, forzando el agrupamiento en subgrupos de todas las estaciones consideradas. Las estaciones agrupadas no siempre poseen los rasgos comunes asociados a estos subgrupos. Para regiones de baja densidad de estaciones esto es crítico. Por lo tanto, se propone un método de agrupamiento de estaciones a través de la correlación lineal de Pearson, como medida de similitud, entre un índice de precipitación de subgrupo de estaciones (IRP) y un índice de precipitación de cada estación (IP_e), buscando que se maximice el número de estaciones en cada subgrupo respetando un umbral de correlación crítico (r_c).

El IRP fue definido acorde a Agosta et al. (1999), como el promedio espacial del IP_e de las estaciones del grupo. Siendo el IP_e :

$$IP_e(y) = \frac{PP_e(y)}{\text{Media}(PP_e)} - 1 \quad (2.21)$$

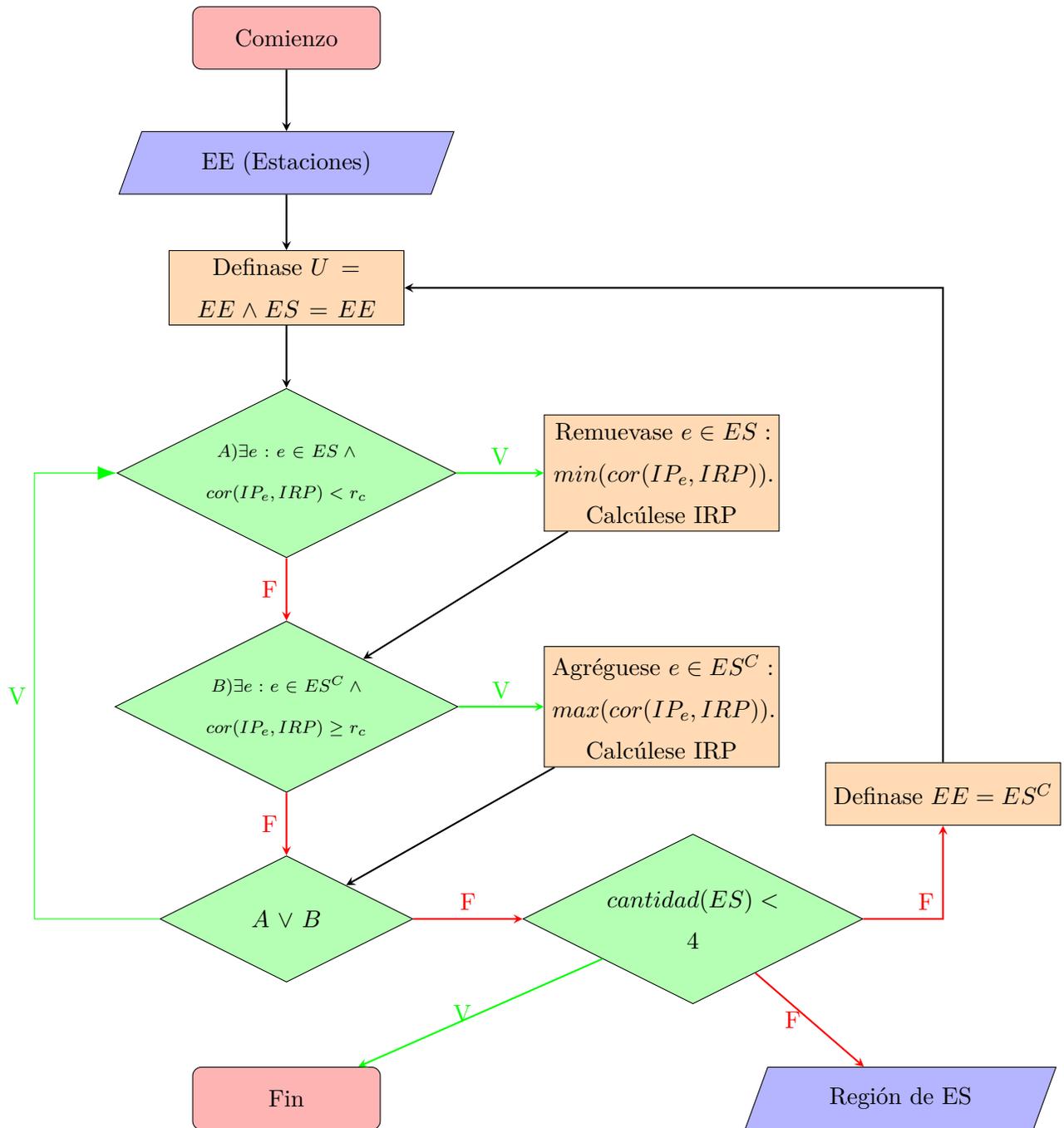
Donde e refiere a la estación, e y al año. De este modo para la estación e y año y la precipitación es $PP_e(y)$. En este sentido, $\text{Media}(PP_e)$ es el valor medio de PP_e considerando todos los años (y) del registro. $PP_e(y)$ es una serie inter-anual de precipitación, esta puede ser por ejemplo la serie de datos de un determinado mes, o la serie del acumulado de un trimestre o rango de meses. En este sentido, en el capítulo 6 se utilizan tres series mensuales, la de todos los diciembres, la de todos los eneros y la de todos los febreros, mientras que en el capítulo 3 se utiliza la serie del acumulado en la fase húmeda del ciclo anual.

Luego el IRP se define como el promedio espacial de IP_e de las estaciones seleccionadas en el grupo:

$$IRP(y) = \frac{1}{N} \sum_{e=1}^N IP_e(y) \quad (2.22)$$

Siendo N la cantidad de estaciones utilizadas.

Para asegurar que el IRP sea representativo de una región, el método propuesto exige que la correlación lineal de Pearson entre el IP_e de cada estación de una región y el IRP sea mayor a un umbral de correlación r_c . A su vez, para que los IRP sean representativos de regiones que incluyan la mayor cantidad de estaciones, se busca maximizar el N manteniendo la condición anterior. El método se muestra resumido en el siguiente diagrama de flujo:



En el diagrama se marca con rectángulos rojos de punta redondeada el comienzo y fin del algoritmo, con rectángulos marrón claro los procesos, con rombos verdes las condiciones de chequeo, en paralelogramos azules las entradas/salidas de datos, y en flechas rojas (verdes) como continua el algoritmo si la condición es falsa (verdadera). Y donde, EE el conjunto de todas las estaciones, U es el universo considerado, y ES el conjunto de las estaciones seleccionadas (siendo

ES^C el complemento de ES).

El criterio A (B) chequea si hay alguna estación de ES (ES^C) tal que su correlación con el IRP sea menor (mayor igual) a R_c . Si esta condición ocurre, se elimina (agrega) la estación de ES (ES^C) cuya correlación con el IRP sea la mínima (máxima). Esto se repite hasta que A y B son falsas simultáneamente, y entonces se revisa cuántas estaciones tiene la región seleccionada (cantidad de ES). Si es menor a 4 se termina el algoritmo, en cambio si es mayor o igual a 4 se guarda esa región y luego se redefine EE como las estaciones que no son parte de la región y se vuelve a comenzar.

Este método garantiza que el IRP generado sea representativo de la variabilidad inter-anual de la subregión definida gracias al criterio de correlación. Asimismo, garantiza que la subregión abarque la mayor cantidad de estaciones posibles, por su método de selección que tanto agrega como quita estaciones.

2.3. Librerías de terceros utilizadas

Para el desarrollo de esta tesis se utilizaron las siguientes librerías de R:

- Para visualización: `ggplot2` (Wickham, 2016), `metR` (Campitelli, 2020b), `ggnewscale` (Campitelli, 2020a), `ggforce` (Pedersen, 2020), `ggsn` (Santos Baquero, 2019), `knitr` (Xie, 2014, 2015), `ggpubr` (Kassambara, 2020) y `ggh4x` (van den Brand, 2020).
- Para computación de cuentas y manipulación de datos: `gam` (Hastie, 2011), `MASS` (Venables & Ripley, 2013), `sp` (Pebesma & Bivand, 2005; Bivand et al., 2013), `dplyr` (Wickham et al., 2021), `lubridate` (Grolemund & Wickham, 2011), `tidyr` (Wickham, 2021), `data.table` (Dowle & Srinivasan, 2021) y `gstat` (Pebesma, 2004; Pebesma & Heuvelink, 2016).

Capítulo 3

Estudio de calidad, inhomogeneidad y saltos climáticos de la precipitación observada

En este capítulo se desarrollan los objetivos específicos 1 y 2: “Diseñar un método de detección de múltiples PQ en series temporales acorde a una región de baja densidad de datos, como es ArST, proveyendo una librería de acceso libre en código R con este método” y “Analizar la consistencia, calidad y homogeneidad de las series temporales de precipitación mensual en ArST”. En primera instancia, se desarrolla el método de detección de múltiples PQ propuesto. Luego se realizan experimentos para analizar la capacidad de detección de PQ de los test mono-quebre y del método propuesto. Esta capacidad se evalúa estudiando la probabilidad de detección y de falsa detección de PQ, así como la distancia entre el PQ detectado y el real. Posteriormente, para poder estudiar la homogeneidad de las series de precipitación en ArST, se aplica el método de detección de múltiples PQ propuesto sobre las series de precipitación acumulada en la fase húmeda. Luego se discriminan si los PQ detectados son inhomogeneidades o debidos a saltos climáticos. Para esta discriminación se analizó la ocurrencia conjunta de PQ en distintas estaciones y la bibliografía disponible sobre saltos climáticos en torno a las fechas detectadas. Parte de estos resultados han sido publicados en Hurtado et al. (2020b).

3.1. Método de identificación de múltiples quiebres (inhomogeneidades)

La identificación de puntos de quiebre (PQ) en series temporales es un procedimiento muy utilizado para la identificación tanto de inhomogeneidades como de saltos climáticos. La mayoría de los tests están diseñados para identificar un solo PQ (test mono-quiebre), mientras que una serie temporal real puede tener múltiples PQ . De esto, surge la necesidad de desarrollar un método objetivo que permita identificar múltiples PQ a partir de test mono-quiebre.

El método que se propone en esta tesis, se basa en un proceso iterativo que requiere como valor de entrada la cantidad máxima de PQ a buscar (N_{Qmax}). Luego, busca los PQ s más significativos para cada valor fijo de número de puntos de quiebres (N_Q) desde 1 hasta N_{Qmax} . Además, es requerido como valor de entrada el nivel de significancia a utilizar (α).

El método se implementa de la siguiente forma:

1. Sea V una serie temporal de longitud N , y TT el test de mono-quiebre seleccionado a utilizar. Estímese un PQ utilizando un TT en V , y asóciase el valor P a $N_Q = 1$.
2. Repítase desde $N_Q = 2$ a N_{Qmax} :
 - a) Sepárese V en $N_Q + 1$ secciones con la misma longitud. Estas N_Q separaciones son el primer estimador de los PQ ($PQ(j)$ con $j = 1, \dots, N_p$), donde $PQ(0) = 1$ y $PQ(N_p + 1) = N$.
 - b) Aplíquese TT a cada segmento definido como V_j (de V) donde $V_j = PQ(j - 1), \dots, PQ(j + 1)$. Luego, para cada segmento V_j , $PQ(j)$ es redefinido.
 - c) Repítase 2b hasta que no se registren cambios en ningún PQ . Luego, el mayor valor P es asociado a este N_Q .
3. Seleccíonese el mayor N_Q cuyo valor P asociado sea menor a α .

En la Figura 3.1 se muestra un ejemplo del paso 2 de este método para una serie de datos generada al azar con $N_Q = 3$. En cada paso los PQ identificados están marcados con líneas verticales rojas, los PQ anteriores con líneas verticales punteadas, y el segmento de la serie

temporal a analizar se marca con flechas azules. El primer panel muestra el paso $2a$ donde la serie es separada en 3 secciones de igual longitud. Luego, los siguientes tres paneles muestran una primera iteración del paso $2b$ donde en todos los casos el PQ es redefinido. Los siguientes tres paneles muestran una segunda iteración del paso $2b$, ya que en la primera cambiaron los PQ . Como en esta última iteración no se presentan cambios, los quiebres quedan definidos.

3.1.1. Experimentos numéricos

Para analizar la sensibilidad del método propuesto (en la sección anterior) en la detección de múltiples PQ se diseñó un conjunto de experimentos numéricos para cinco tests distintos ampliamente utilizados para la detección de PQ . Se seleccionaron los test: t de Student, de Mann-Whitney, SNHT, Pettitt y Buishand-R. Estos fueron seleccionados porque son comúnmente usados en la bibliografía.

Para llevar a cabo esta evaluación de performance, se analizará a continuación la sensibilidad de los cinco test para la correcta detección de un solo PQ , y posteriormente la implementación del método propuesto será evaluado sobre series con múltiples quiebres.

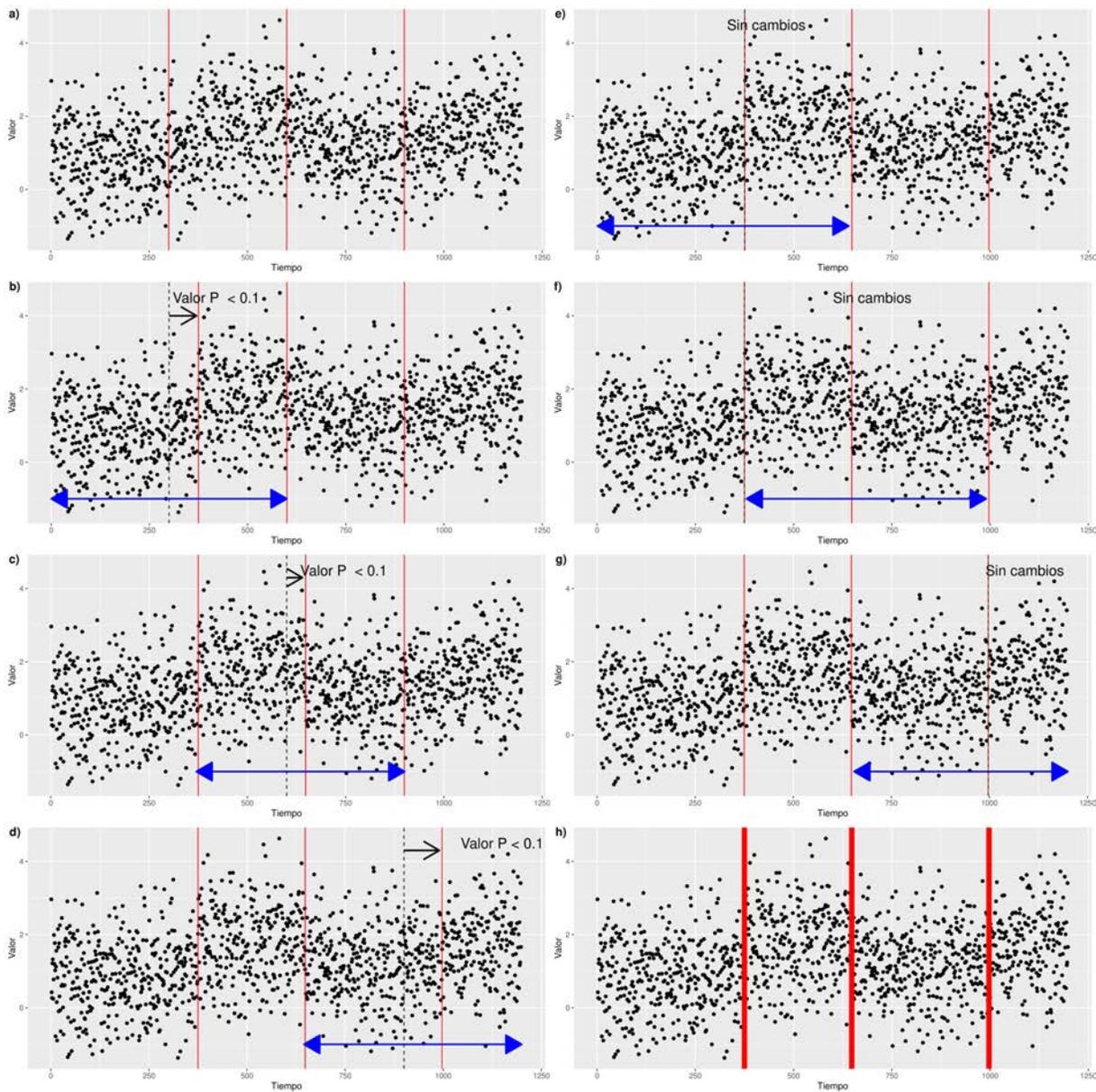


Figura 3.1: Ejemplo ilustrativo del método propuesto donde se muestra como va avanzando el proceso desde el inicio (panel **a**) al final (panel **h**) para una serie simulada con 3 puntos de quiebre. En líneas verticales rojas se marcan los puntos de quiebre definidos en cada paso, en líneas verticales negras a trazos de marca el punto de quiebre anterior y la flecha negra muestra el cambio de quiebre. En flechas azules se muestra el período de tiempo considerado en ese paso. En líneas rojas gruesas se marcan los puntos de quiebre finales. Valor P hace referencia al valor P del test.

3.1.1.1. Experimentos para un solo PQ

Para la evaluación de performance de los tests en series con un solo PQ , se realizaron experimentos generando series temporales con una FDP gaussiana conocida y un cambio en su media fijado. Para cada experimento se realizaron 500 simulaciones utilizando el generador pseudo-azaroso de números al azar Mersenne Twister, propuesto por Matsumoto & Nishimura (1998). En estos experimentos se variaron: la longitud de la series N ($N = 40, 60, 80, 100$ y 500), la ubicación del PQ (posicionándolo a la mitad de la serie temporal -M-, en un cuarto de la serie -C-, y en un extremo -T-), y la magnitud del quiebre en términos de cambio en la media ($\Delta\mu$) de la FDP. Este cambio se expresó como fracción del desvío estándar (σ) en $\Delta\mu = 0,25\sigma$, $\Delta\mu = 0,5\sigma$, $\Delta\mu = 0,75\sigma$, y $\Delta\mu = \sigma$, además de una serie “control” sin quiebres ($\Delta\mu = 0$). En este sentido se realizaron 65 experimentos distintos. Cada experimento se realizó 500 veces para poder estimar la probabilidad de detección de PQ de cada test en cada experimento.

En la Figura 3.2 se muestra la probabilidad de identificación de un PQ para cada test y experimento, con un nivel de significancia $\alpha = 0,1$. Se puede apreciar que Mann-Whitney y t de Student presentan un gran porcentaje de detección de falsos PQ siendo superior a 80% para series de $N = 500$, y siempre superior a 50% para todos los N . Esto implica que los resultados de los tests t de Student y de Mann-Whitney no son confiables ya que tienen un alto porcentaje de falsas detecciones. Por otro parte, en el experimento “control”, Pettit, SNHT y Buishand-R siempre tienen un bajo porcentaje de falsas detecciones siendo siempre menor a 20% y en el caso de Pettit siempre menor a 10%.

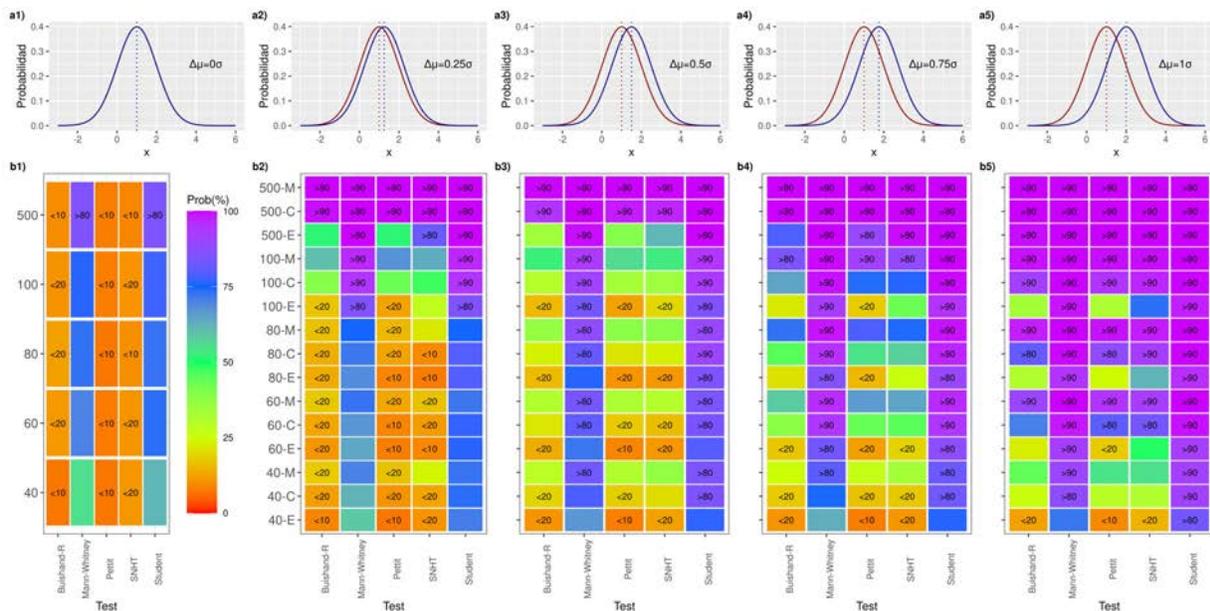


Figura 3.2: Probabilidad de detección de un punto de quiebre. Los paneles superiores (paneles **a**) muestran la función distribución de probabilidad (FDP) utilizada para los experimentos, la línea roja representa la FDP antes del quiebre y la azul luego del quiebre, para cambios en la media de $\Delta\mu = 0\sigma, 0,25\sigma, 0,5\sigma, 0,75\sigma$ and 1σ . Los paneles inferiores (paneles **b**), muestran la probabilidad de detección de quiebres con una significancia de $\alpha = 0,1$ para distintos longitudes de serie ($N = 40, 60, 80, 100$ y 500) y posición de quiebre: en el extremo (E), en un cuarto (C) y en el medio (M). En color se muestra la probabilidad de detección de un PQ. Como el panel izquierdo (**b1**) muestra la probabilidad de detección para el experimento “control”, esta se puede interpretar como probabilidad de falsa detección.

Se puede observar en la figura 3.2 que hay una relación entre la probabilidad de detección de quiebres y el longitud de la serie, mientras más grande el N , mayor es la probabilidad de detectar el quiebre. Una relación similar se observa con la magnitud del quiebre, mientras mayor es la magnitud del quiebre, mayor la probabilidad de detección del mismo. Si bien los tests de Pettit, SNHT y Buishand-R tienen un bajo nivel de falsa detección de PQ , también tienen un bajo porcentaje de detección de quiebres reales, superando el 50% únicamente para $N = 500$ en todos los casos, $N = 100$ para $\Delta\mu \geq 0,5\sigma$, $N = 80$ para $\Delta\mu \geq 0,75\sigma$, y $N = 60$ para $\Delta\mu = \sigma$. Por otro lado, Pettit, Buishand-R y SNHT tiene mayor probabilidad de acierto para quiebres en el medio de la serie como es mostrado por trabajos previos (Costa & Soares, 2009; Wijngaard et al., 2003), y SNHT es el mejor de los tres para detectar quiebres en los extremos de la serie, en concordancia con Hänsel et al. (2016).

En la Figura 3.3 se muestra el percentil 75° (P75) del valor absoluto de la diferencia entre la ubicación estimada del PQ y la ubicación real para todos los experimentos. Se consideró el P75 para tener un estimador de “distancia” al quiebre real, siendo una cota superior a la mayoría de los experimentos pero sin que se vea modificado por valores extremos. En general se puede observar que para mayores N y mayores magnitudes, la identificación del PQ es mejor. Los valores más pequeños de P75 son aproximadamente 5 pasos de tiempo. Esta evaluación nos permite concluir que Buishand-R y Pettit reproducen mejor los quiebres en el medio de la serie y SNHT en los bordes.

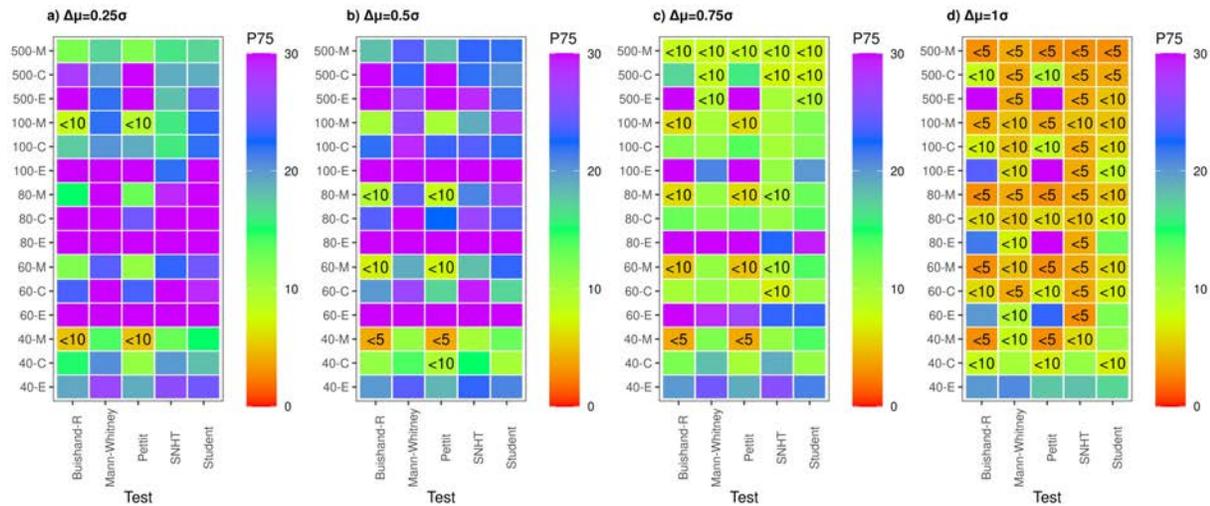


Figura 3.3: $P75$ del valor absoluto de la distancia entre el quiebre detectado y el punto de quiebre real para cada test y experimento. Los experimentos son los mismos que en la Figura 3.2.

3.1.1.2. Experimentos utilizando el método propuesto

En esta subsección se evaluará la performance del método propuesto anteriormente para detectar múltiples PQ . Para esto se realizaron experimentos similares a los de la subsección anterior pero con los siguientes parámetros fijos: $N = 100$, $\Delta\mu = \sigma$. Y lo que se varió es el número de puntos de quiebre (N_Q) con cambios en la media.

Se puede apreciar en la figura 3.4, que, en general, Buishand-R, Pettit y SNHT tienen una baja detección de falsos quiebres, y cuando ocurre no se detectan muchos. En cambio, los tests t de Student y Mann-Whitney detectan hasta 7 falsos quiebres y, en la mayoría de los casos, detectan al menos un falso quiebre. Estos resultados son consistentes con los obtenidos en la

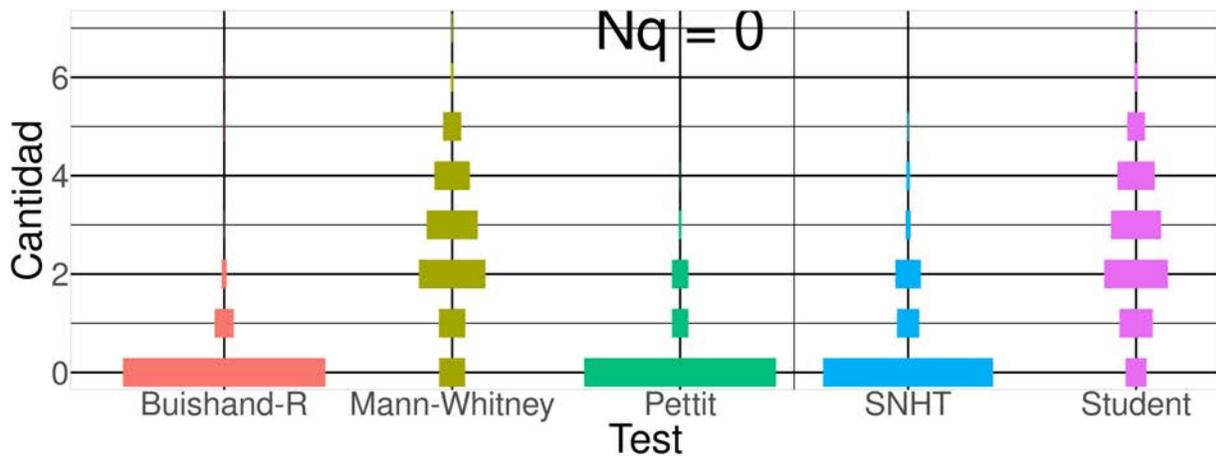


Figura 3.4: *Violin-plot discretizado de quiebres encontrados para el experimento control ($N_Q = 0$) para cada test utilizando el método propuesto. El ancho de la caja es proporcional a la cantidad de experimentos en los que el test encuentra esa cantidad de quiebres.*

subsección anterior.

Por otro lado, en la Figura 3.5 se muestran los resultados para $N_Q = 1, 2, 3$ y 4. Se puede apreciar que para $N_Q = 1$ y 2 Buishand-R, Pettit y SNHT identifican en general la cantidad correcta de quiebres, mientras que para mayor cantidad de quiebres (3 y 4), estos subestiman la cantidad de quiebres. Así mismo, Mann-Whitney y t de Student tienden a sobreestimar la cantidad de quiebres para $N_Q = 1$ y 2. Para $N_Q = 4$ ningún test es capaz de identificar correctamente la cantidad de quiebres, esto se puede deber principalmente a que para esta cantidad de quiebres las subseries analizadas son de longitud $N \approx 40$ y para series tan cortas todos los tests tienen una pobre capacidad de detección de PQ.

En cuanto a la detección de cuándo se produce el quiebre, se puede observar que para $N_Q = 1, 2$ y 3 todos los tests tienden a alejarse del quiebre entre 1 o 2 pasos de tiempo, mientras que el $P75$ se mantiene entre 3 y 5 pasos de tiempo. Esto implica que la aplicación del método propuesto mantiene el error de los tests de detección de cuando se dio el quiebre. Para $N_Q = 4$ no se realiza este análisis porque todos los test subestiman la cantidad de quiebres.

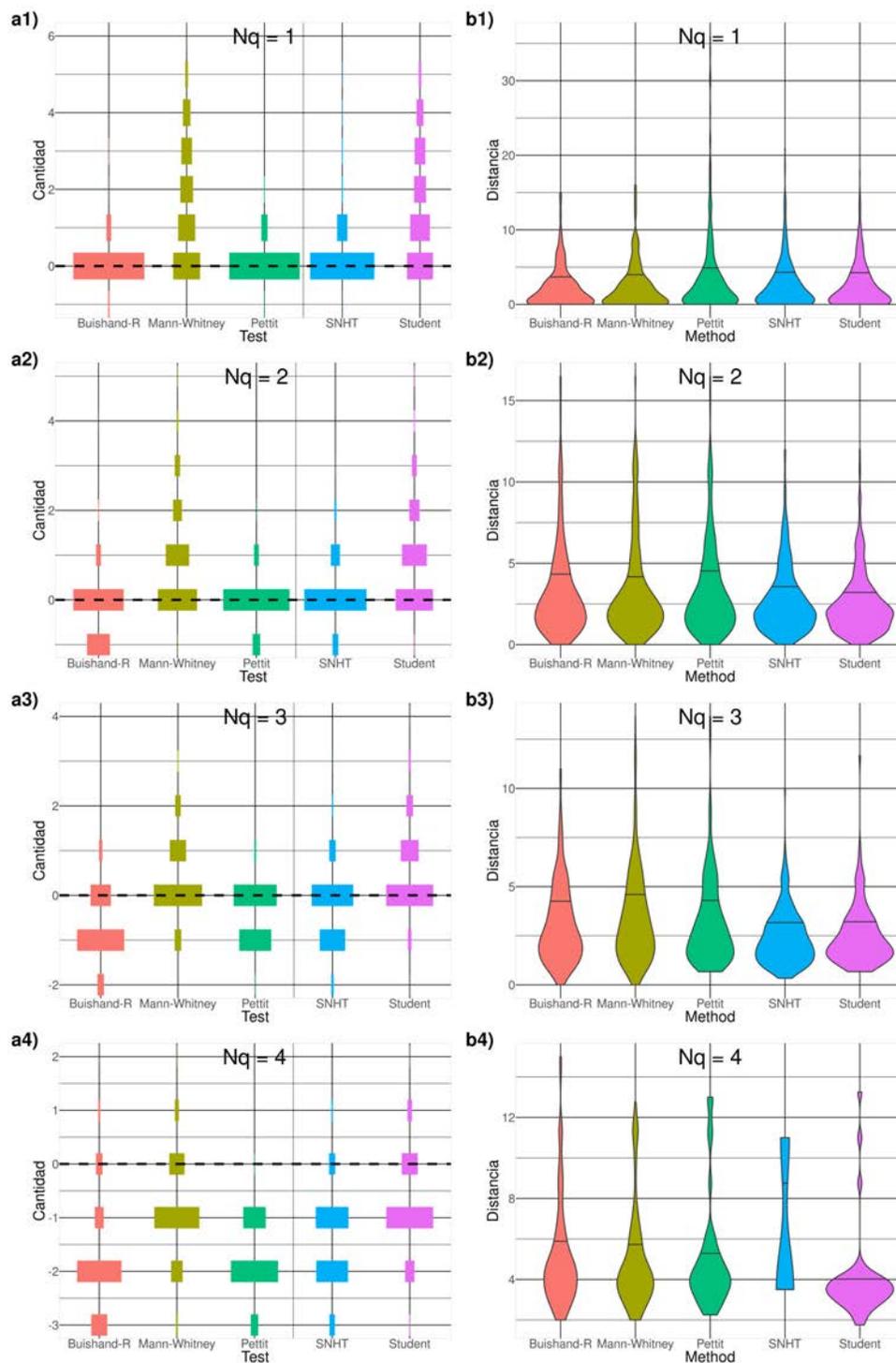


Figura 3.5: *Paneles a:* Violin-plot discretizado, como en la Figura 3.4, de la diferencia entre la cantidad de quiebres detectados y la cantidad real de quiebres. *Paneles b:* violin-plot del valor medio de la diferencia absoluta entre los quiebres detectados y los reales. El P75 está marcado con una línea negra dentro del violin-plot. En ambas columnas (paneles **a** y **b**) el N_q hace referencia a cuántos puntos de quiebre tenían las series simuladas.

3.1.2. Comparación con el método de segmentación

El método de segmentación es un proceso tradicional para la identificación de quiebres múltiples utilizando tests mono-quebre (Beaulieu et al., 2009). En la Figura 3.6 se muestra una serie temporal generada con $N_Q = 2$, y los quiebres identificados por nuestro método y por el método de proceso de segmentación. El método de segmentación se basa en aplicar una vez el test mono-quebre deseado sobre la serie de datos, luego en caso de encontrar un PQ volver a aplicar el test mono-quebre sobre los segmentos definidos por el PQ, y repetir este procedimiento hasta no encontrar ningún PQ más. Se puede apreciar que el método desarrollado en esta tesis identifica correctamente tanto la cantidad de quiebres como su ubicación, mientras que el proceso de segmentación identifica erróneamente 3 quiebres, y dos de ellos mal ubicados. Esto es debido a que el proceso de segmentación se basa en encontrar un quebre, luego separa la serie por este quebre y buscar un quebre en las dos nuevas series, y así iterativamente sin redefinir los quiebres. Esto puede hacer que se identifique un falso quebre como el que se encuentra en el medio de la serie en el ejemplo mostrado.

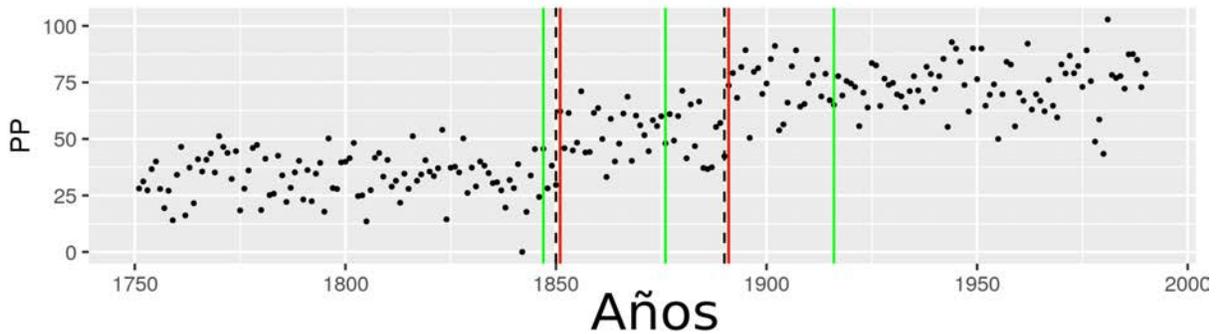


Figura 3.6: Ejemplo de aplicación del método propuesto (quebres en líneas rojas) y del método de segmentación (quebres en líneas verdes), sobre una serie de datos simulada con dos quiebres (marcados con líneas segmentadas negras).

3.2. Análisis de quiebres: ¿Inhomogeneidades o saltos climáticos?

En esta sección se aplica el método propuesto para identificar múltiples PQ sobre las series de precipitación acumulada en la fase húmeda de las estaciones del SMN en ArST. Los PQ

encontrados que ocurren en simultáneo en varias estaciones son considerados potenciales saltos climáticos y posteriormente contrastados con la bibliografía para poder determinar si se tratan efectivamente de saltos climáticos. Los PQ detectados que no se asocian a un salto climático son por consiguiente considerados como inhomogeneidades. Estas inhomogeneidades, que son cambios en la media, son posteriormente corregidas al eliminar este cambio sumando una constante igual al cambio en la media.

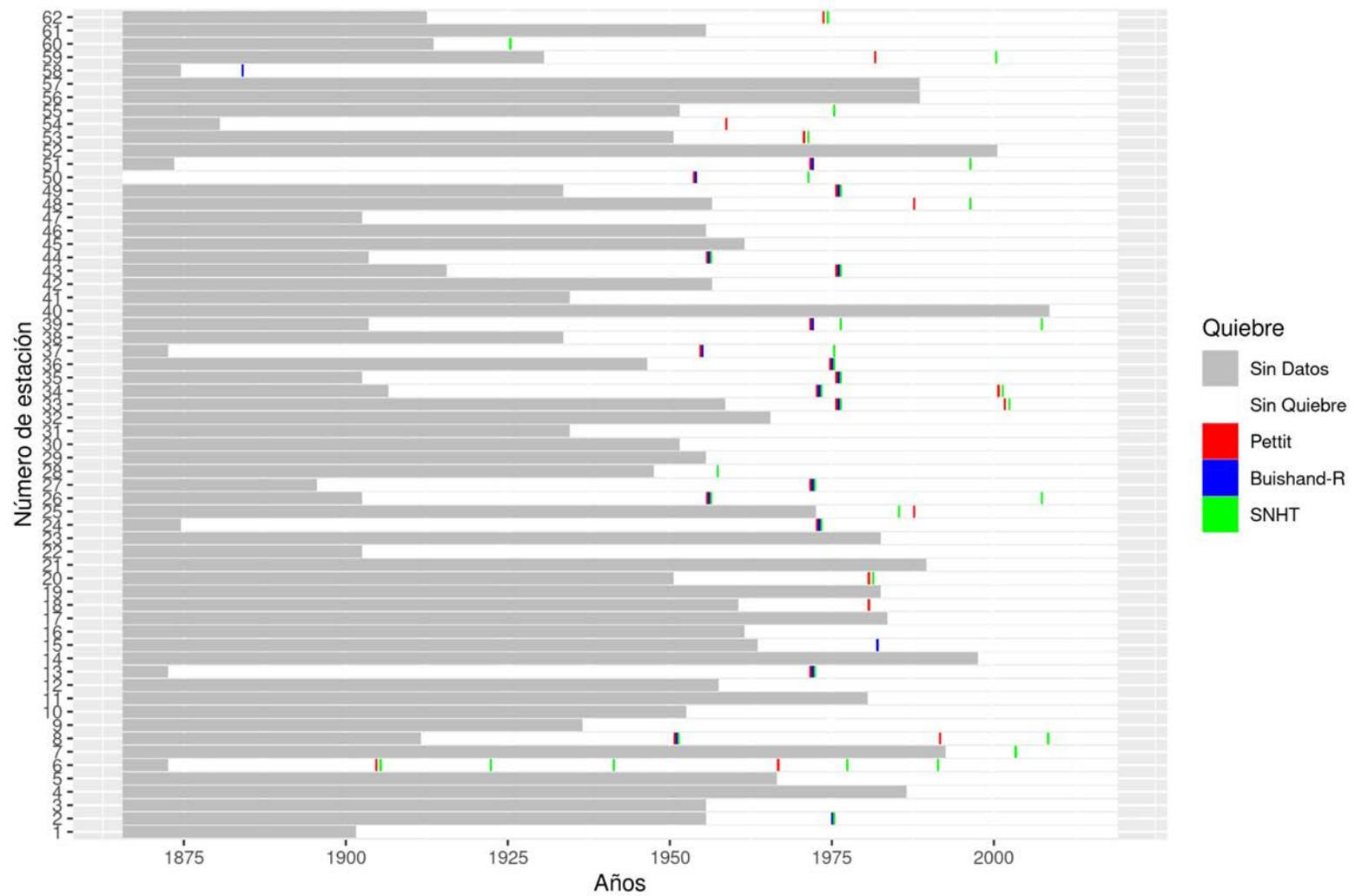


Figura 3.7: Puntos de quiebre encontrados por cada test en cada estación (los números de las estaciones son los de la Tabla 2.1).

En la Figura 3.7 se muestran los *PQ* encontrados en las series de precipitación media en la fase húmeda de cada estación por los distintos tests utilizados. Cabe mencionar que solamente

se consideraron los tests de Buishand-R, SNHT y Pettit, ya que los tests t de Student y Mann-Whitney presentan una gran porcentaje de falsas detecciones (ver Sección 3.1). Solamente el 44 % de las estaciones analizadas no presentan ningún PQ , siendo en general estaciones con registros cortos, a excepción de las estaciones de San Carlos (47°) en Mendoza, Rafaela (41°) en Santa Fe, y La Quiaca (1°) en Jujuy. Esto es esperable ya que, como se mostró anteriormente con los experimentos, todos los tests presentan una baja capacidad de detección de puntos de quiebre en series cortas (del orden de 40 datos). Se destaca la estación de Salta Aero (6°) en Salta que presenta múltiples quiebres, en 1905/06, 1922/23, 1941/42, 1967/68, 1977/78 y 1991/92 (Fig. 3.7). El gran número de quiebres encontrados podría deberse a problemas asociados a la calidad de los datos. El quiebre de 1977/78 podría asociarse al salto climático conocido. Debido a no contar con metadatos de la estación y que esta está en una región de la orografía compleja, no es posible definir la calidad de los datos de dicha estación. Por esto, se recomienda el uso con cautela de los datos de estación para estudios climáticos.

Por otro lado, de las estaciones en donde se identifican PQ , se puede apreciar 3 fechas con mayor cantidad de PQ identificados, uno en torno a 1956, otro en torno a 1976 y otro alrededor del 2000 (cambio de siglo XX-XXI), aunque este último con una menor cantidad de quiebres respecto de los otros dos. Estas fechas son potencialmente debido a un salto climático, ya que se observan en simultáneo en varias estaciones y no están aislados.

Son pocos los trabajos previos que han descrito algún aspecto concreto de las características del cambio a mediados de la década de 1950 y de sus efectos a nivel global y/o regional. Zhang & Zhou (2011) analizaron la precipitación global monzónica sobre tierra a partir de registros pluviométricos compilados por tres bases de datos durante el período 1901-2001. Las tres bases muestran consistencia en que la precipitación global del monzón terrestre muestra variaciones multi-decadales, con una tendencia general creciente desde 1901 hasta 1955, seguida de una tendencia decreciente hasta 2001. Además, las tres bases de datos muestran tres picos en la precipitación global monzónica: uno en la década de 1920, otro en la de 1950 y un último en la de 1970, siendo este último el mayor en el hemisferio sur. Los autores encontraron que la tendencia positiva entre 1901 y 1955 se debe principalmente al aumento de las precipitaciones en los monzones del norte de África, la India y Asia oriental. La tendencia negativa de precipitación iniciada a partir de 1955 procede principalmente de la tendencia a la baja de las precipitaciones monzónicas del norte de África y de la parte oriental de la India. Por último, concluyen que hubo una transición de la precipitación monzónica global en torno a 1950 en términos de variabilidad

inter-anual. Por otra parte, Lo & Hsu (2008) identificaron un cambio de régimen climático estival boreal en la temperatura y precipitación (aunque más débil que el de temperatura) de Taiwán y Asia Oriental durante los primeros años de la década de 1950. El cambio se caracterizó por cambios en el gradiente zonal de temperatura tierra-océano y cambios en el gradiente meridional de TSM en el Pacífico Norte, que los autores relacionaron con la oscilación decadal del Pacífico (ODP) pero sin comprender el mecanismo. Cabe mencionar que la ODP es la principal fuente de variabilidad climática en el Pacífico Norte durante el siglo XX (Mantua & Hare, 2002)

Asimismo, la década de 1950 aparece en general como una década de cambios en baja frecuencia de distintos mecanismos climáticos, pero sin llegar a determinarse como transición o salto climático. Así, por ejemplo, aparece como una década de sequías generalizadas y de frecuentes olas de calor en Estados Unidos (Abatzoglou & Barbero, 2014; Cowan et al., 2017), de cambio hacia un fortalecimiento de la celda de Hadley boreal (Hartmann et al., 2013); de una brusca caída en el índice del Patrón de Norte América (PNA) asociado al calentamiento del Ártico (Ewen et al., 2008), y a condiciones El Niño menos frecuentes en base a un alto índice de Circulación de Walker con datos de reanálisis atmosféricos (Hegerl et al., 2018); o eventos El Niño más frecuentes con índices basados en reanálisis de océano (Ray & Giese, 2012).

A nivel regional, Minetti & Vargas (1998) encontraron que las series de precipitación en ArST presentan un quiebre en la década de 1950 acompañado con un cambio en el gradiente de PNM SE-NO. Ellos plantean que el cambio en este gradiente de presión aumento el FH del norte produciendo un cambio a mayores precipitaciones.

Por otro lado, el salto climático de 1976/77 en el verano austral está ampliamente documentado en la literatura y se presenta como tal en más de 40 variables ambientales en muchas regiones del globo, entre ellas, presión, temperatura, precipitación y caudales (Chen et al., 2001, 2003; Compagnucci et al., 2002; Ebbesmeyer et al., 1991; Haylock et al., 2006; Jacques-Coper & Garreaud, 2015; Liebmann et al., 2004; Piovano et al., 2004; Robertson & Mechoso, 1998, entre otros). El salto climático de 1976/77 es atribuido a cambios en las condiciones medias de la TSM del Pacífico ecuatorial central hacia condiciones más cálidas como mecanismo disparador. Este cambio climático se registró primeramente en el Pacífico Norte entre 1976 y 1977 (Trenberth, 1990) y se evidenció en la serie temporal de la ODP (Mantua & Hare, 2002). El índice de la ODP puede concebirse como una secuencia de cambios que explica la mayor parte de la varianza total de TSM del Pacífico Norte (Mantua et al., 1997). Los años 1925, 1947 y 1977 corresponden

a cambios de polaridad entre períodos relativamente estables de dicho índice. El año 1977 se caracterizó por el cambio de fase fría a cálida de la ODP en el plazo de tan solo un año (Giese et al., 2002). En este sentido, el origen del evento de 1976/77 sigue siendo incierto. No se ha establecido si corresponde a un fenómeno único en su naturaleza o, más bien, a una rápida transición de fase vinculada a un modo cíclico. Las causas de la variabilidad multidecadal, o de las tendencias, en las TSM tropicales y globales siguen siendo objeto de investigación (Huang et al., 2005), con posibilidades que van desde la dinámica interna del sistema océano-atmósfera acoplado (Gu & Philander, 1997; Seager et al., 2005) hasta el forzamiento por gases de efecto invernadero (Boer et al., 2005; Meehl et al., 2009). Hay autores incluso que lo atribuyen más concretamente a resonancia del acoplamiento en baja frecuencia de la red de oscilaciones compuesta por la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), la ODP, el ENOS y el Índice del Pacífico Norte (Swanson & Tsonis, 2009; Wang et al., 2009).

Agosta & Compagnucci (2008) analizaron los efectos de la transición climática de 1976-1977 en la circulación troposférica en la temporada estival austral en el sur de Sudamérica (SSA) basándose en el reanálisis NCEP/NCAR I. Entre sus principales hallazgos relacionados con el estado del clima en el SSA después del cambio se encuentran: **i)** una reducción de la actividad ciclónica en latitudes medias, lo que lleva a eventos menos secos sobre el centro-oeste de ArST, y **ii)** la expansión del flanco occidental del Anticiclón Subtropical del Atlántico Sur sobre el continente en latitudes tropicales y subtropicales, induciendo un flujo de masa de aire más del norte y mayor advección de humedad hacia la región. Los autores llegaron a la conclusión que este acontecimiento parece ser bastante único en el siglo XX y no está relacionado únicamente con la variabilidad de la ODP, resultado también sostenido por Jacques-Coper & Garreaud (2015).

Por otro lado, la fase positiva de la ODP iniciada en 1976/77 se estima que terminó en torno al 2000 y que una fase fría comenzó (Trenberth & Fasullo, 2013). De hecho, alrededor del 2000 se ha observado un cambio de fase no solo en la ODP, sino que también en la variabilidad multidecadal del Atlántico (Meehl et al., 2021). Estos dos procesos, que están mutuamente relacionados (Meehl et al., 2021), modulan la variabilidad climática global (Lübbecke et al., 2018; Wang, 2019). Incluso, Huang et al. (2005) sugieren que el cambio en precipitación observado en América en el cambio de siglo puede deberse al cambio de las TSM del océano Pacífico a condiciones más frías. Estos cambios en las TSM podrían explicar los quiebres encontrados en torno al 2000, como fue sugerido para el centro y oeste de Argentina por Agosta & Compagnucci (2012) y Maenza et al. (2017). Estas evidencias de cambio en las TSM de los océanos Pacífico y Atlántico y en variables

atmosféricas en distintas regiones del globo alrededor del año 2000, darían cuenta de la ocurrencia de un salto climático con el cambio de siglo. El método propuesto en base a quiebres múltiples detecta un rango de años de inhomogeneidad (entre 1996 y 2008) en las series de precipitación en ArST que es consistente con estas evidencias. La incertidumbre que introduce la amplitud del rango puede deberse a que todos los tests mono-quiebres no identifican correctamente la ubicación de los PQ en los extremos de las series temporales (Fig. 3.3). En este sentido, contar con series más largas en el futuro permitirá definir mejor el año de cambio, y de esta manera también permitirá estudiarlo en mayor profundidad.

3.3. Cambios de la precipitación en torno a 1956/57

El punto de quiebre en la precipitación observada en ArST en torno a 1956/57 es el menos documentado en la bibliografía. Debido a esto, en esta sección se analiza los cambios observados en la precipitación y se evalúa una potencial causa de estos cambios.

Son siete las estaciones que presentan un PQ asociado a 1956/57: Monte Caseros (44°), Villa María (26°), Rivadavia (8°), Córdoba Observatorio (37°) y Mendoza Observatorio (50°), Río Cuarto Aero (54°) y Reconquista Aero (28°). De estas, en las primeras tres los tres métodos identifican el PQ, en las siguientes dos dos métodos, y en las restantes solamente un método. De estas siete estaciones, la estación de Reconquista Aero (28°) no puede ser explorada en mayor detalle ya que su registro antes de 1957 es muy corto (10 años, aproximadamente), no permitiendo una buena comparación antes y después del quiebre.

En la Figura 3.8 se muestra el boxplot de la precipitación mensual en la fase húmeda (panel a) y el boxplot de su acumulado en el trimestre OND (panel b) para cada una de las seis estaciones en dos períodos: 1937-1956 y 1957-1976. Se puede notar, en términos generales, que todas las estaciones, tienen un cambio a condiciones más húmedas en los distintos meses de la fase húmeda. En general, diciembre seguido por noviembre presentan los mayores cambios, siendo el trimestre OND el trimestre con mayores cambios. Es notable que el P25 del período 1957-76 es del orden o mayor que el P50 del período anterior, e incluso para Villa María es mayor al P75 del período anterior. Cabe destacar que el cambio se observa principalmente en el trimestre OND (la primavera austral), que es cuando el ENOS más influye sobre la precipitación en ArST en el clima presente (ver capítulo 5).

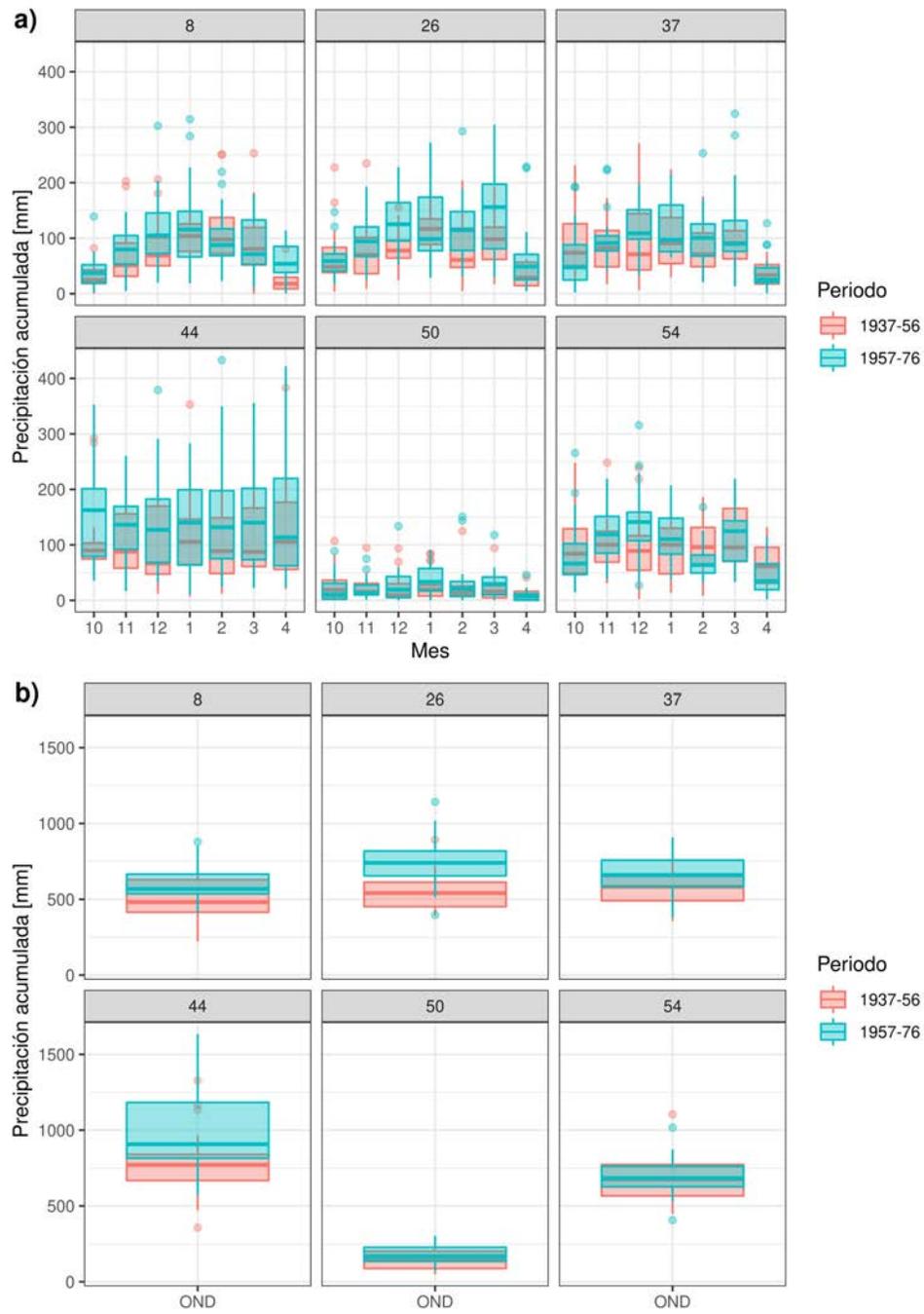


Figura 3.8: *Panel a:* Boxplot de precipitación mensual de cada mes para cada estación. *Panel b:* Boxplot de la precipitación acumulada en el trimestre OND para cada estación. En ambos paneles se discrimina en rojo el período 1937-1956 y en azul el período 1957-76. Para referir a los números de estación ver la Tabla 2.1.

Dado que el ENOS es uno de los principales forzantes de la precipitación en SA (Cai et al., 2020; Grimm, 2011), y dado que 5 de las 7 estaciones con quiebre en 1956/57 mantienen correlación significativa con el índice C del ENOS antes y después del quiebre, esto sugiere que potenciales cambios en las TSM del Pacífico ecuatorial podrían estar asociados al cambio en la precipitación observada. En primera instancia se aplicó el método de detección de múltiples puntos de quiebre sobre el valor medio en la fase húmeda del índice C y de los índices convencionales del ENOS (NINO3, NINO3.4 y NINO4). Los índices NINO3 y NINO3.4 no presentan ningún PQ para ningún test ni para ninguna base de datos. Mientras que el índice NINO4 considerando la base de datos ERSST presenta un PQ en 1956/57 acorde a dos tests (Fig. 3.9). A su vez, el índice C también presenta un PQ en 1956/57 detectado por los tres tests mono-quiebre utilizados.

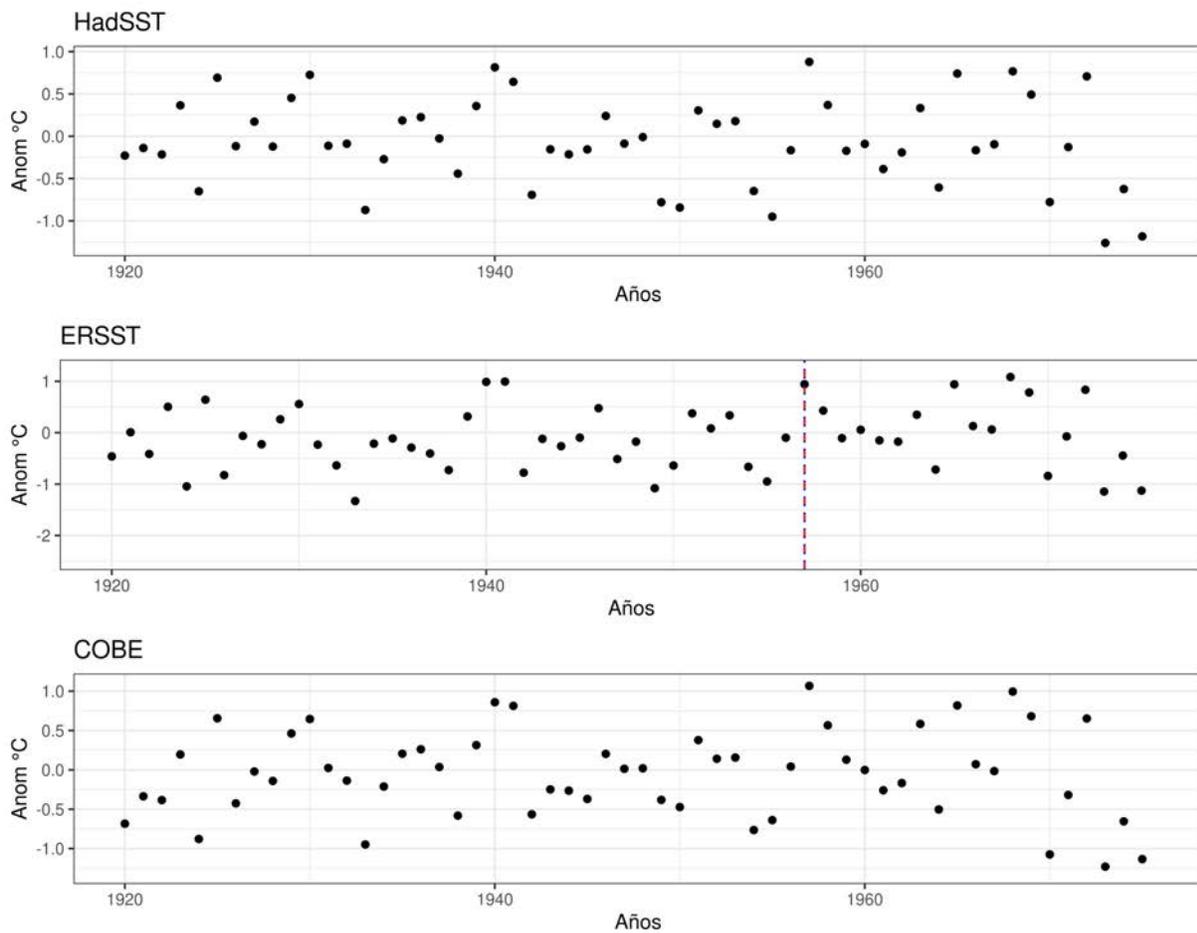


Figura 3.9: Serie de la anomalía del valor medio del índice NINO4 en la temporada húmeda para las tres bases de datos, HadSST, ERSST y COBE. En líneas verticales se marcan los quiebres identificados por los tests de Pettit y Buishand-R. Línea base para las anomalías 1920-1976.

En la Figura 3.10 se muestra la diferencia del campo medio de TSM en la fase húmeda y el trimestre OND entre el período 1957-76 menos 1937-56 para todas las bases de datos. Se puede apreciar un calentamiento anómalo en el Pacífico ecuatorial entre 180° y $120^\circ O$, siendo significativo únicamente en pequeñas regiones acorde a los datos de HadSST para OND, y en un área más extensa para ERSST tanto en OND como en la fase húmeda. Todas las bases de datos muestran un calentamiento anómalo significativo en el Atlántico Sur subtropical, característica típica de eventos EN (Hurtado & Agosta, 2021).

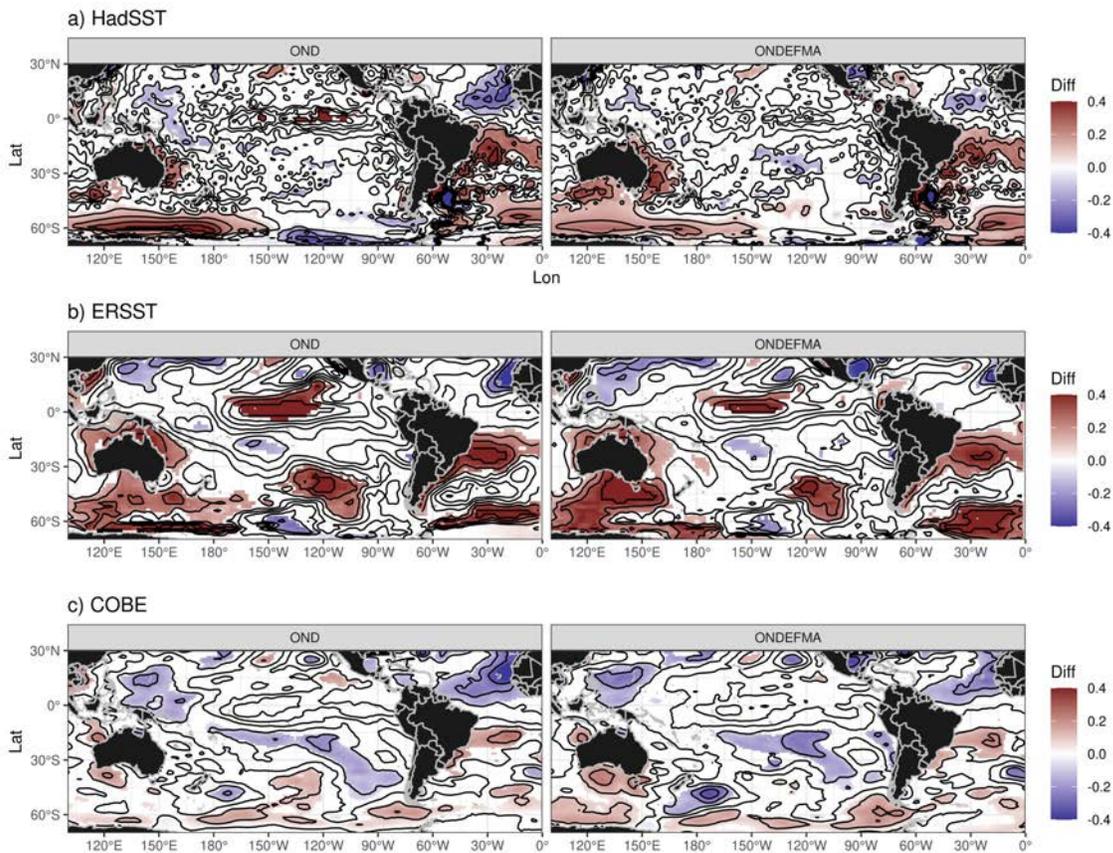


Figura 3.10: Diferencia del campo medio de TSM entre el período 1957-76 y 1937-56 para el trimestre OND (izquierda) y la temporada húmeda (derecha) y para las tres bases de datos consideradas. Áreas con color indican diferencias significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%.

Estos resultados, por tanto, sugieren un calentamiento en el Pacífico ecuatorial central en torno a 1956/57. No obstante, las discrepancias entre las distintas bases de datos agregan incertidumbre. Al contar los eventos EN y LN para el período 1937-1956 y el período 1957-1976, se encuentra un

aumento de eventos EN en los tres índices del ENOS considerados (NINO3, NINO3.4 y NINO4) calculados con las tres bases de datos. En todas las bases de datos e índices se observa un aumento en la cantidad de eventos EN pero no así en eventos LN. Este aumento en la cantidad de eventos EN, podría estar detrás de las causas del humedecimiento generalizado en ArST después de mediados de los 50. Como los eventos EN están asociados a anomalías positivas de precipitación en ArST en la temporada húmeda (Cai et al., 2020), un aumento relativo de la frecuencia de eventos EN podría contribuir a un aumento medio regional de la precipitación en la región.

Tabla 3.1: Cambio en el número (porcentaje) de eventos EN y LN durante el período 1957-76 con respecto a 1937-56 acorde a los índices convencionales NINO3, NINO3.4 y NINO4 para cada base de datos. Se consideró evento EN (LN) utilizando la definición convencional, que es cuando la anomalía de 5 trimestres solapados y consecutivos son mayores (menores) a 0, 5°C (-0, 5°C). En rojo se marcan los casos cuyo aumento es del 100% o mayor. Línea base para las anomalías 1937-1976.

Base de datos	Evento	NINO3	NINO3.4	NINO4
ERSST	EN	+2 (+40 %)	+4 (+133 %)	+4 (+133 %)
	LN	0 (0 %)	-1 (-16 %)	-1 (-16 %)
COBE	EN	+3 (+100 %)	+3 (+100 %)	+3 (+100 %)
	LN	0 (0 %)	+1 (+20 %)	+1 (+20 %)
HadSST	EN	+3 (+100 %)	+4 (+200 %)	+4 (+200 %)
	LN	0 (0 %)	-1 (-16 %)	-1 (-16 %)

3.4. Resultados principales y conclusiones parciales

En este capítulo se estudió la capacidad de detección de PQ de varios tests mono-quebres, se desarrolló un método inédito para la identificación de múltiples PQ y se implementó este método de detección de múltiples PQ sobre las series de precipitación observada en ArST acumulada en la fase húmeda.

Al evaluar la probabilidad de falsa detección de PQ se encontró que los tests t de Student y Mann-Whitney presentan una probabilidad de falsa detección mayor al 50% en general. Por otro lado, los tests SNHT, Pettit y Buishand-R presentan una baja probabilidad de falsa detección, aunque la probabilidad de detección de PQ no es alta. Por su parte, el método inédito de detección de múltiples PQ propuesto mostró que mantiene la performance de los tests mono-quebre aplicados

considerando tanto la probabilidad de detección de PQ como la distancia al PQ. Para brindar esta herramienta de análisis a la comunidad científica, se creó una librería de código libre bajo el nombre *BreakPoints* que se puede descargar de CRAN (The Comprehensive R Archive Network) en el siguiente enlace: <https://cran.r-project.org/web/packages/BreakPoints/index.html>.

Al aplicar el método propuesto sobre las series de precipitación en ArST, se encontraron tres quiebres que son consistentes con saltos climáticos, uno en 1956/57, otro en 1976/77 y un último en torno al 2000. Los demás PQ identificados son considerados como inhomogeneidades, ya que no parecieran estar relacionados con saltos climáticos. Estas inhomogeneidades fueron corregidas a partir de eliminar el cambio en la media al sumar una constante acorde.

El cambio observado en torno a 1956/57 presenta suficientes evidencias para pensar que es debido a un salto climático. TEn torno a 1956/57 hay un cambio de régimen de precipitación hacia mayores precipitaciones en la fase húmeda en todas las estaciones que identifican el PQ, que se acentúa en la primavera austral (OND). Estos cambios en la precipitación observada son consistentes con los cambios en el gradiente de PNM SE-NO encontrados por Minetti & Vargas (1998), que plantean que el cambio en este gradiente de presión aumenta el FH del norte produciendo un cambio a mayores precipitaciones en ArST. Por otro lado, aumentó en un 100 % la frecuencia de ocurrencia de eventos EN después del PQ en 1956/57 (considerando un período de 20 años antes y después), sin observarse un cambio en la frecuencia de eventos LN. Esto es posiblemente debido a la falta de eventos EN en la década del 30' (Ray & Giese, 2012). Estos cambios en la frecuencia de ocurrencia de eventos EN puede haber influido al cambio observado en la precipitación, ya que los eventos EN se asocian a condiciones anómalamente húmedas en ArST. Además, el mayor cambio en la precipitación se observa en la primavera austral (OND), temporada donde es mayor la relación entre el fenómeno ENOS y la precipitación en SA.

Capítulo 4

Interpolación de datos mensuales de precipitación

En este capítulo se desarrolla el objetivo específico 3: “Evaluar exhaustivamente diferentes métodos de rellenado de datos faltantes en las series mensuales de precipitación, seleccionando aquél más adecuado”. La evaluación de la performance de los métodos de rellenado se realiza considerando diversas métricas. Se estudian dos medidas de error distintas, por un lado el RECME que da cuenta de la magnitud media de los errores, y por el otro lado el EME que da cuenta de los errores sistemáticos (ver Sección 2.2.4). En este sentido el RECME da una noción de la precisión y el EME de la exactitud del método de interpolación. Además, se estudia cómo son los errores de los métodos para distintos valores de precipitación con foco en los extremos. Por otro lado, se analiza si los datos interpolados representan bien la variabilidad de la serie real y su FDP. Esto se evalúa mediante la correlación y el test de Kolmogorov-Smirnov entre la serie interpolada y la observada, respectivamente. Una vez seleccionado el método de interpolación con mejor performance se estudia la distribución espacial de sus errores. Por último, se plantea una discusión respecto a la mala performance de los métodos de Kriging en la región de estudio. Los resultados principales del presente capítulo han sido publicados en Hurtado et al. (2021).

4.1. Análisis de desempeño de los métodos

En esta sección se evalúa el desempeño de los distintos métodos de interpolación, detallados en la Tabla 2.2, sobre la series mensuales de precipitación en ArST en el período 1979-2017. Todos los métodos de interpolación fueron implementados aplicándolos de diversas formas. Por un lado, se realizó la interpolación utilizando los valores observados (crudos) y por otro utilizando sus anomalías. Además, como ArST presenta una marcada fase húmeda y seca, en la evaluación se distinguió entre ambas fases y la interpolación de los valores mensuales de cada fase del ciclo anual se calculó utilizando toda la serie de datos y además utilizando únicamente la serie de datos de la fase correspondiente.

En la Figura 4.1 se muestra el boxplot del RECME de cada estación para todos los métodos y forma de aplicación. Se puede apreciar que en líneas generales los métodos MLR, MLR_rk, RMLR y RMLR_rk (NN, SBE, OI_NN, OI_SBE, RNNWM y Clim_AA) presentan los mejores (peores) resultados en términos de RECME, con valores menores (mayores) a 0,5 para la fase húmeda y menores (mayores) a 0,7 (1) para la fase seca. Por otro lado, los métodos espaciales, como IDW, ADW y Kriging, presentan menores valores de RECME utilizando anomalías, aunque esto no ocurre con los métodos regresivos, como MLR y RMLR. Si bien no hay grandes diferencias entre los métodos AA, AM, IDW, ADW, ADW_CRU y Kriging en términos de RECME, la mayor diferencia se da en que los métodos de Kriging presentan mayores (menores) extremos en la fase húmeda (seca). El método GAM presenta una gran mejora al aplicarse sobre anomalías, mientras que los métodos NR_1952 y UK presentan un empeoramiento marcado. El método MLR, seguido por GAM, presentan los valores más pequeños de RECME al aplicarse sobre anomalías y la serie temporal de la propia fase, mostrando principalmente valores entre 0,3 – 0,5 (0,3 – 0,8) para la fase húmeda (seca).

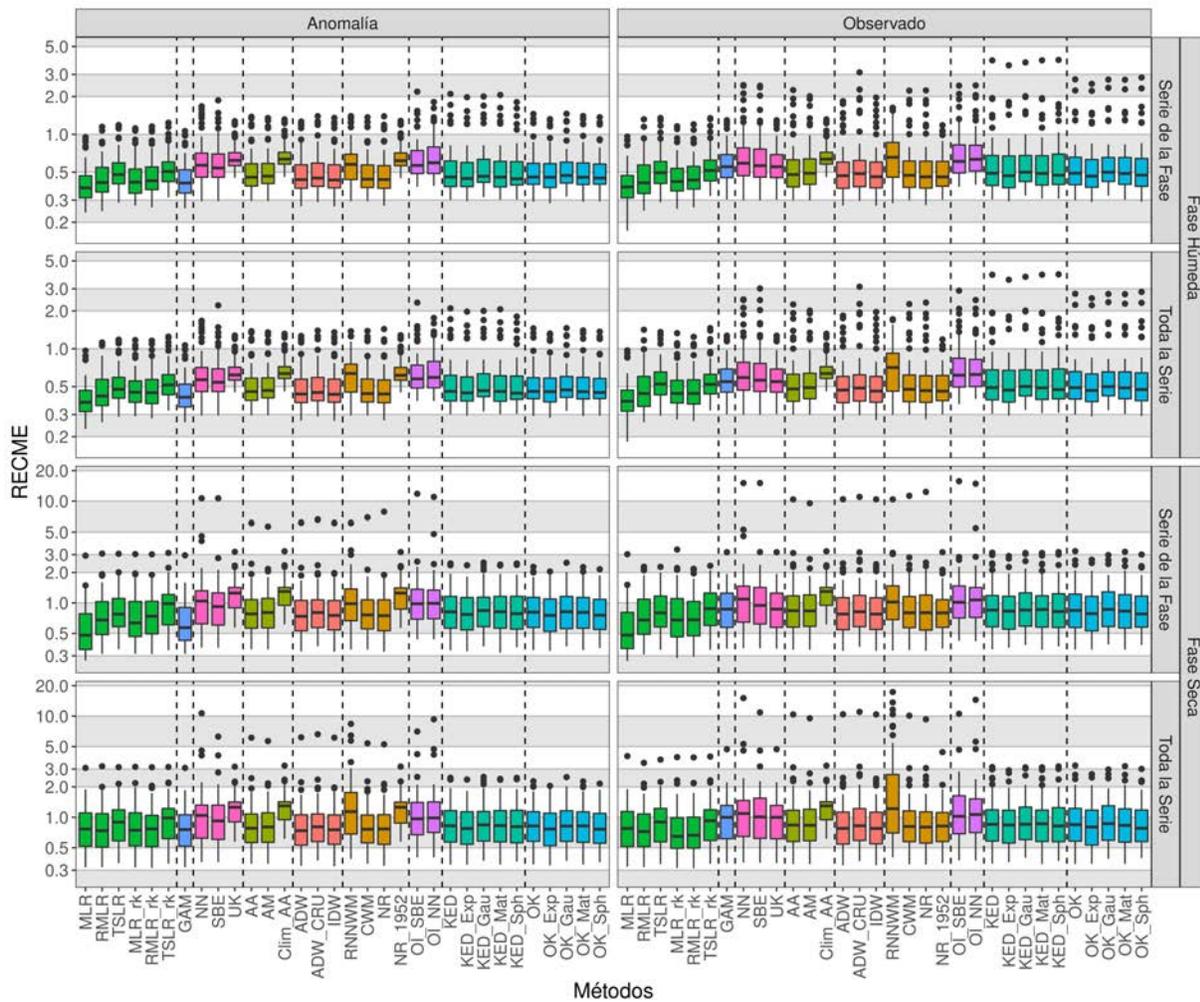


Figura 4.1: *Boxplots del RECME de todas las estaciones para cada método, separando entre cada fase del ciclo anual, y las distintas formas de aplicación: anomalías, valores observados, serie completa, o serie de cada fase.*

En la Figura 4.2 se muestra el boxplot del EME de cada estación para todos los métodos y forma de aplicación. En términos generales, GAM, MLR, NR_1952, Clim_AA y UK presentan los mejores valores (más cercanos a 0) de EME. El valor prácticamente igual a cero de Clim_AA es esperable por la propia naturaleza del método. Es notable, que los valores de EME son más cercanos a 0 para casi todos los métodos cuando se aplican sobre anomalías. En general, los métodos tienden a sobreestimar los valores observados (EME mayor a 0), siendo las regresiones robustas (MLR_rk, RMLR, RMLR_rk, TSLR, TSLR_rk) y AM las únicas que tienden a subestimar (EME menor a 0).

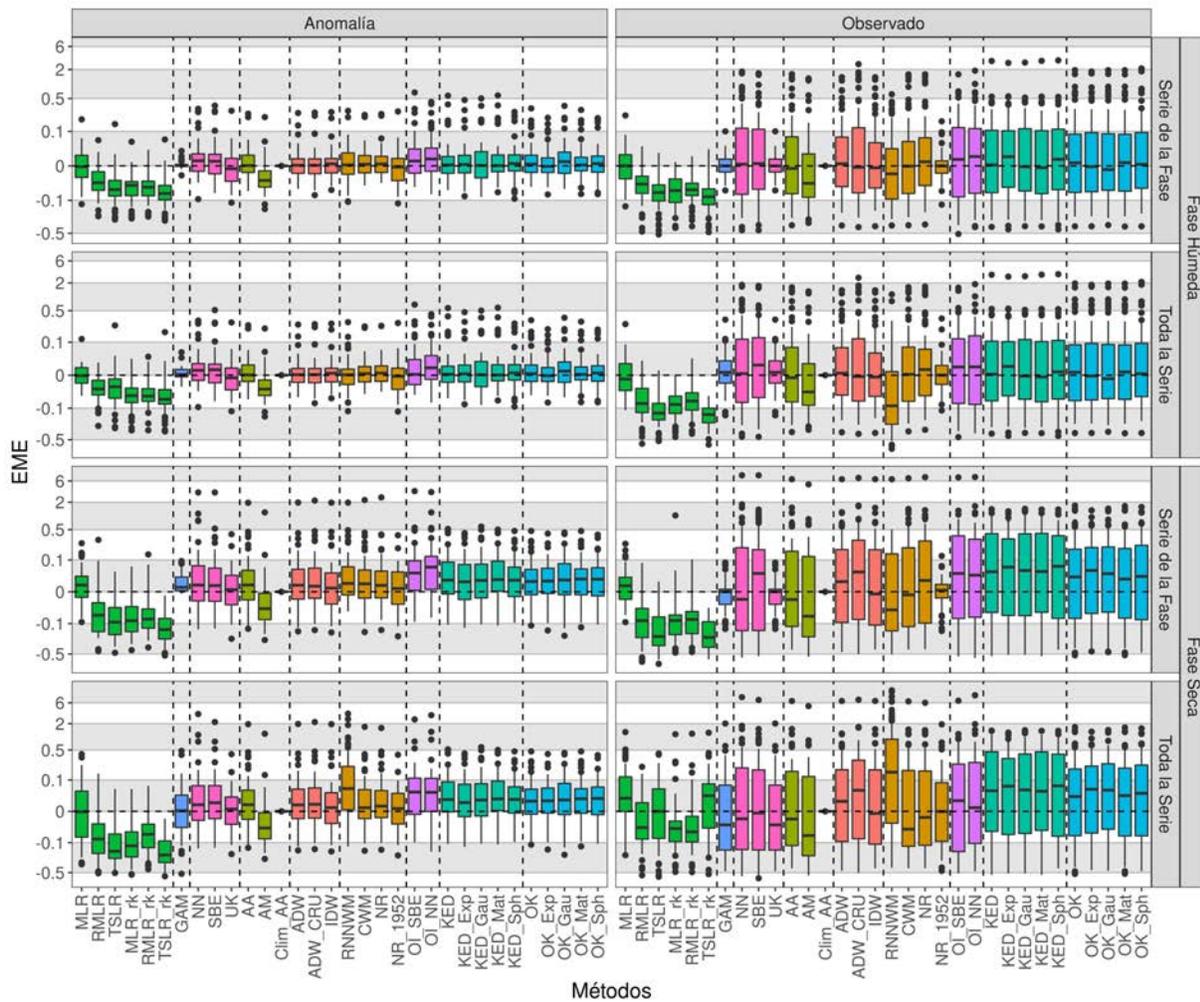


Figura 4.2: Como la Figura 4.1 pero para el EME.

Recapitulando, se puede ver que los métodos presentan menos errores de ambos tipos cuando son aplicados sobre anomalías y sobre la serie temporal de la fase correspondiente. No obstante, los métodos regresivos (MLR, MLR_rk, RMLR, RMLR_rk, TSLR y TSLR_rk) no muestran grandes diferencias entre sí al ser aplicados sobre anomalías o valores observados. Por otro lado, se ven grandes diferencias entre la fase húmeda y seca, siendo los errores de ambos tipos mayores en la fase seca.

De la Figura 4.1 se desprende que los valores de RECME en la fase seca son mayores cuando se utiliza toda la serie temporal de datos respecto a cuando se utiliza la serie temporal de la fase correspondiente. Por esto, en la Figura 4.3 se resume el boxplot del mínimo RECME de

cada estación considerando todos los métodos para cada fase del ciclo anual y para cada forma de aplicación. Se puede observar que en la fase húmeda no hay grandes diferencias, mientras que en la fase seca los RECME mínimos son considerablemente mayores al utilizar toda la serie temporal de datos. Es por esto, que se descarta de aquí en adelante el uso de toda la serie para la interpolación en la fase seca.

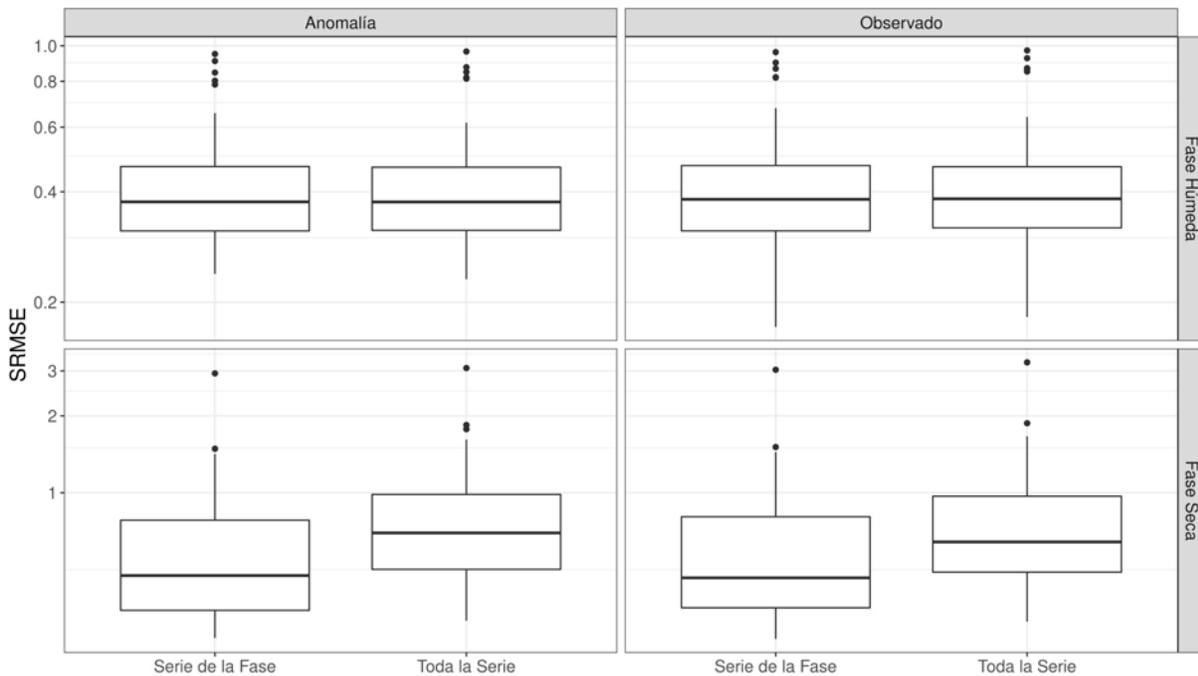


Figura 4.3: *Boxplot de los RECME mínimos de cada estación para cada fase del ciclo anual y para cada forma de aplicación.*

Para presentar de forma sintética los resultados discutidos de la Figura 4.1, se calculó el porcentaje de veces que cada método está dentro de los tres menores o mayores valores de SRMSE en una estación, y se muestra en la Figura 4.4. De la figura se desprende que el método MLR presenta el menor valor de RECME en casi todas las estaciones, en al menos 54 de las 60, y está entre los tres menores valores en 59 de 60 de las estaciones siempre. La mejora de los errores del método GAM al utilizar anomalías que se observan en las Figuras 4.1 y 4.2, se ve reflejado en un aumento de estar entre los tres mejores en 1-5 estaciones a 46-55 estaciones.

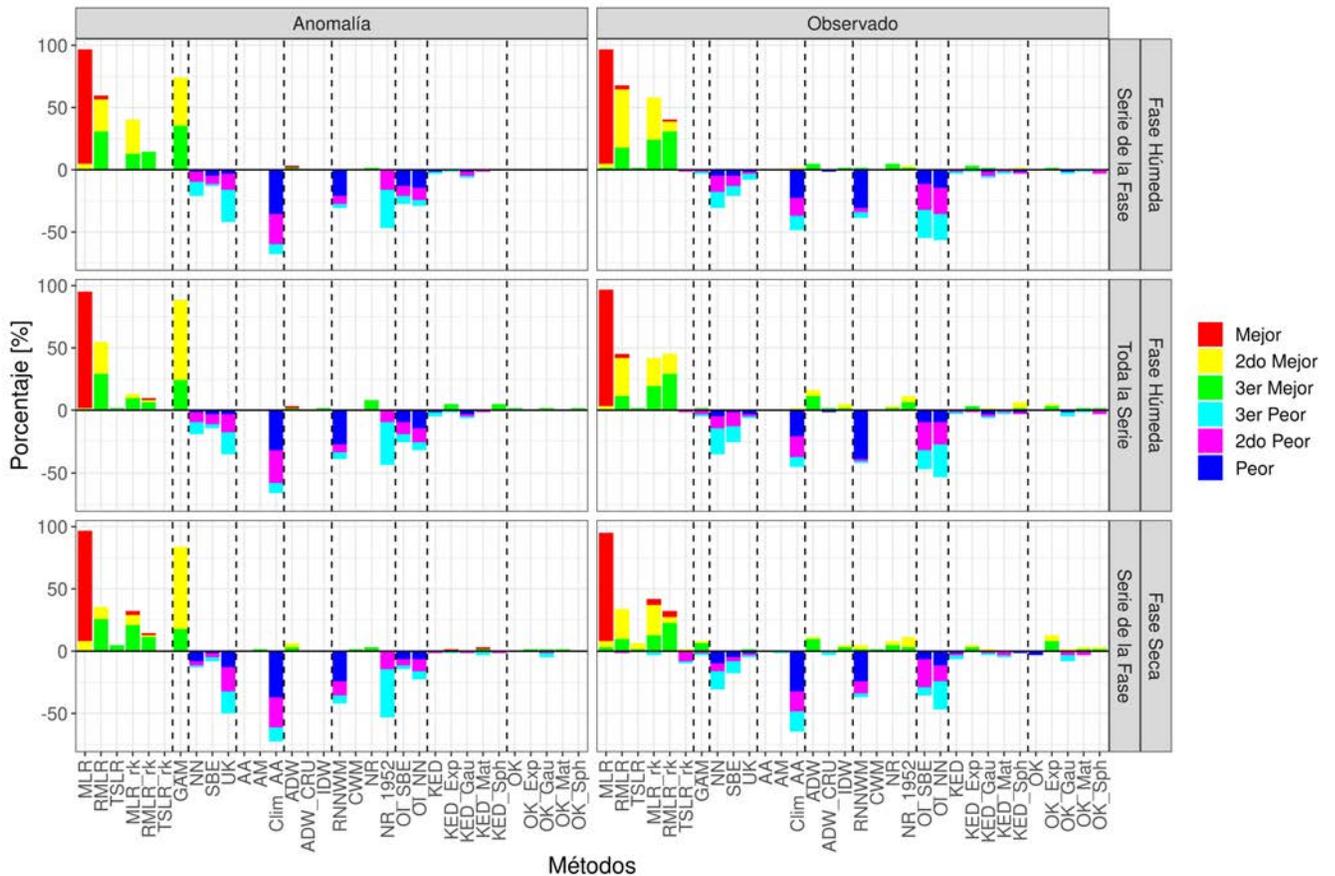


Figura 4.4: Porcentaje de veces que cada método es elegida dentro de las tres mejores o peores en términos de RECME, separando entre cada fase del ciclo anual, y las distintas formas de aplicación: anomalías, valores observados, serie completa, o serie de cada fase.

Dado que los métodos de interpolación tienden a subestimar (sobreestimar) extremos altos (bajos, Teegavarapu, 2014), se analizó el error de los métodos para distintos subconjuntos de datos acorde a percentiles de valores observados para evaluar cómo se comportan en los extremos. Para esto, se utilizó únicamente la mejor forma de aplicación de cada método considerando la “mejor” como aquella con menor RECME. En la Figura 4.5 se muestra la raíz del error cuadrático medio (RECM) global, es decir considerando todos los valores interpolados de todas las estaciones, para distintos subconjuntos de datos acorde a percentiles de valores observados. Se puede apreciar que el método MLR (GAM) presenta el menor (segundo menor) valor de RECM global considerando todos los datos, y también considerando los extremos altos (valores mayores al P75 y P90), para ambas fases del ciclo anual. Para el caso de extremos bajos de precipitación, el método MLR_{rk} muestra los mejores resultados seguido por RMLR_{rk} para ambas fases del ciclo anual. En

general, los métodos MLR y GAM muestran los mejores resultados presentando en todos los casos valores dentro de los 5 mejores. El método RMLR también presenta muy buenos resultados en todos los casos. En cambio, tanto MLR_rk como RMLR_rk presentan buenos resultados para los extremos bajos pero no así para los extremos altos.

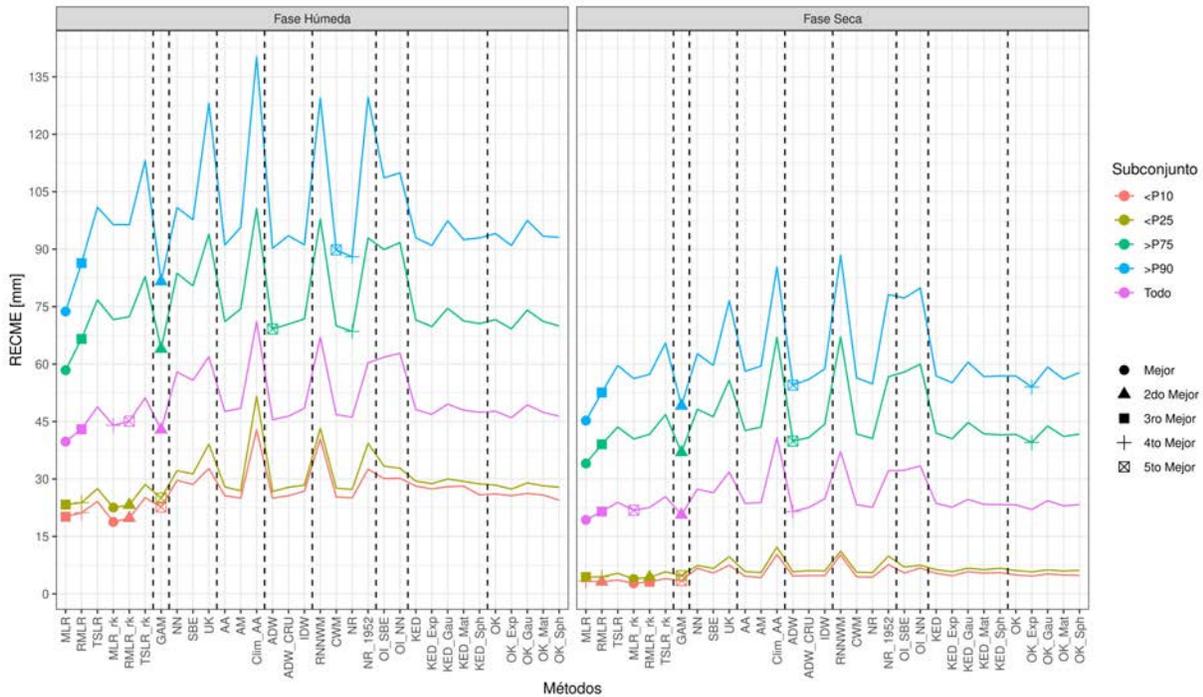


Figura 4.5: *RMSE global de cada método para la fase seca (panel izquierdo) y húmeda (panel derecho). Únicamente se muestra la mejor forma de aplicación de cada método considerando la “mejor” como aquella con menor RECME. Se marcan los 5 mejores valores (los más cercanos a cero). Los colores refieren a distintos subconjuntos de datos: < P10 (< P25) es el subconjunto de valores observados menores al P10 (P25), > P90 (> P75) es el subconjunto de valores observados mayores al P90 (P75).*

Para analizar cómo es el error respecto al valor a interpolar, se evaluó como cambia el error absoluto de cada método respecto al valor observado. En la Figura 4.6 se muestran las curvas suavizadas del error absoluto de cada método con respecto al valor observado considerando todas las estaciones. Se puede apreciar que las diferencias entre métodos es menor (mayor) para la fase seca en comparación con la fase húmeda para los extremos bajos (altos). En general, MLR tiende a ser de los métodos con menor error absoluto, y para valores de precipitación observados mayores a 155 (30) mm es el método con menor error absoluto en la fase húmeda (seca). Como era de esperar, por los resultados de la Figura 4.5, MLR_rk y RMLR_rk presentan los menores

errores absolutos para los extremos bajos.

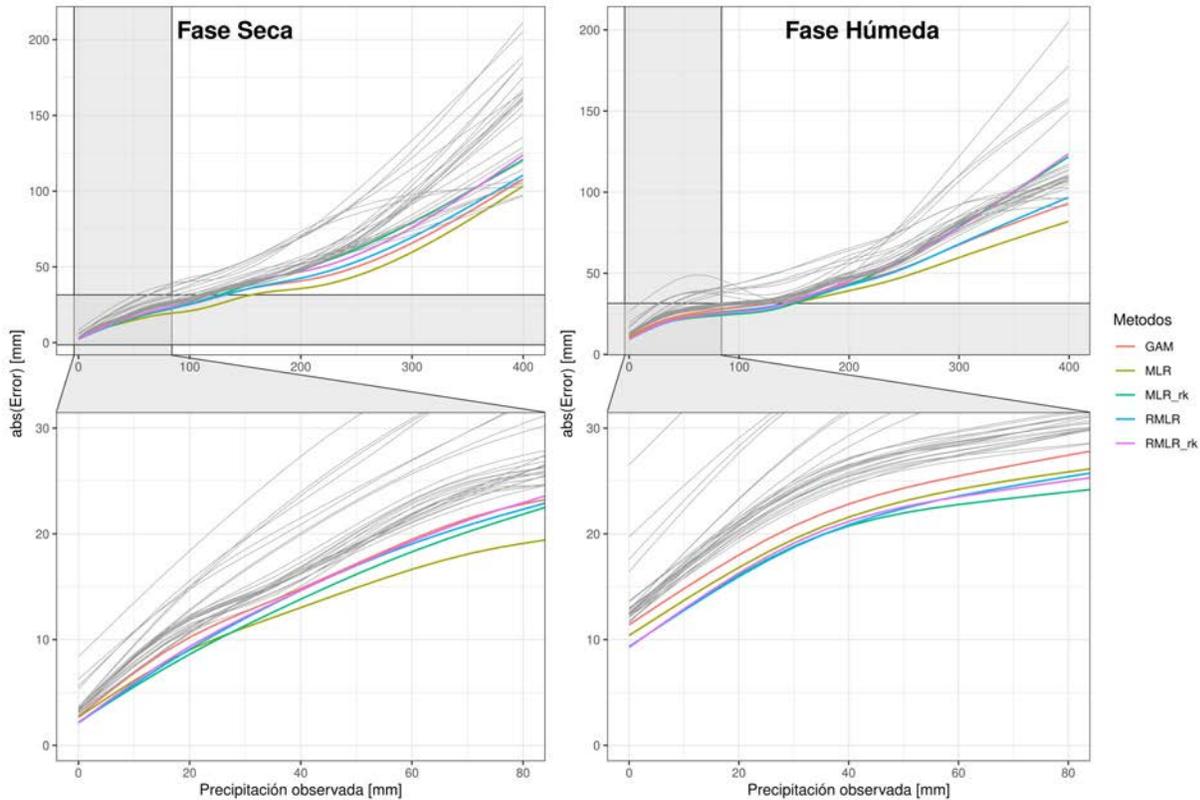


Figura 4.6: Curvas suavizadas del error absoluto de cada método con respecto al valor observado considerando todas las estaciones. Únicamente se muestra la mejor forma de aplicación de cada método considerando la “mejor” como aquella con menor *RECME*. En color se marcan los métodos *MLR*, *GAM*, *MLR_rk*, *RMLR* y *RMLR_rk*. Los paneles inferiores son una ampliación de los valores menores de precipitación. El suavizado se realizó con modelos aditivos generalizados implementados en el paquete *mgcv* (Wood, 2011).

Para estudiar si los valores interpolados representan las variaciones de la serie temporal observada, se calculó la correlación entre las series interpoladas y las series observadas (Fig. 4.7). Se puede apreciar que en términos generales el método *MLR* presenta los valores más altos de correlación, seguido por *GAM* (utilizando anomalías), y luego por los métodos *RMLR*, *RMLR_rk* y *MLR_rk*. Tanto el método *MLR* como *GAM* (utilizando anomalías), presentan, en general, correlaciones superiores a 0,8 lo que implica una varianza explicada superior a 64%. Por su parte, los métodos *UK* (utilizando anomalías), *NR_1952* (utilizando anomalías), *RNNWM* y *Clim_AA* presentan valores de correlación muy bajos y hasta negativos.

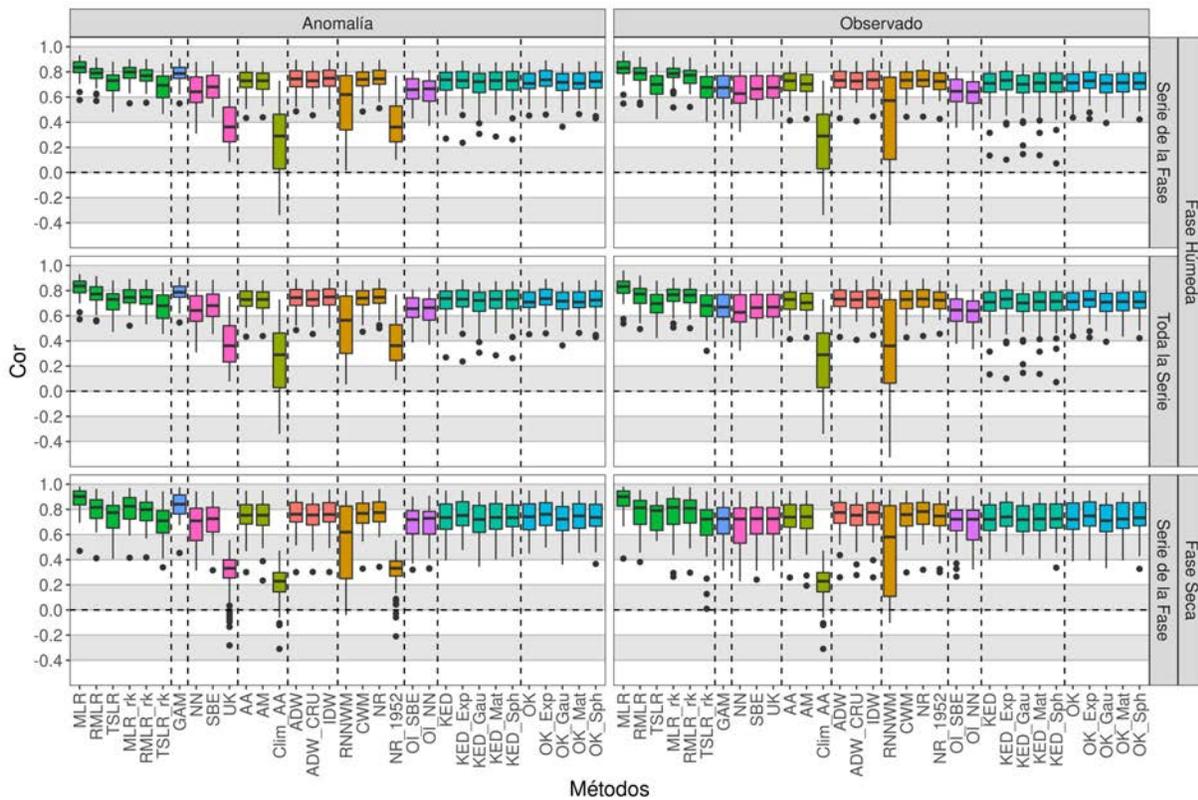


Figura 4.7: Como la Figura 4.1 pero para la correlación entre el la serie interpolada y la serie observada.

Con el fin de estudiar si los datos interpolados siguen la misma FDP que los datos observados, se calculó el test de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov entre ambas series. La hipótesis nula del test es que ambas muestras de datos provienen de una misma FDP, y la hipótesis alternativa es que la hipótesis nula es falsa. En la Figura 4.8 se muestra el porcentaje de estaciones en las que se rechaza la hipótesis nula del test de Kolmogorov-Smirnov para cada método de interpolación. Se puede observar que, en general, los métodos MLR, GAM y RMLR muestran los menores porcentajes de rechazo. El método GAM presenta un menor rechazo de la hipótesis nula cuando utiliza datos observados, aunque en términos de ambas métricas de error presenta mejores resultados al aplicarse sobre anomalías. Los métodos UK, SBE, NN y AM presentan buenos resultados para casos particulares.

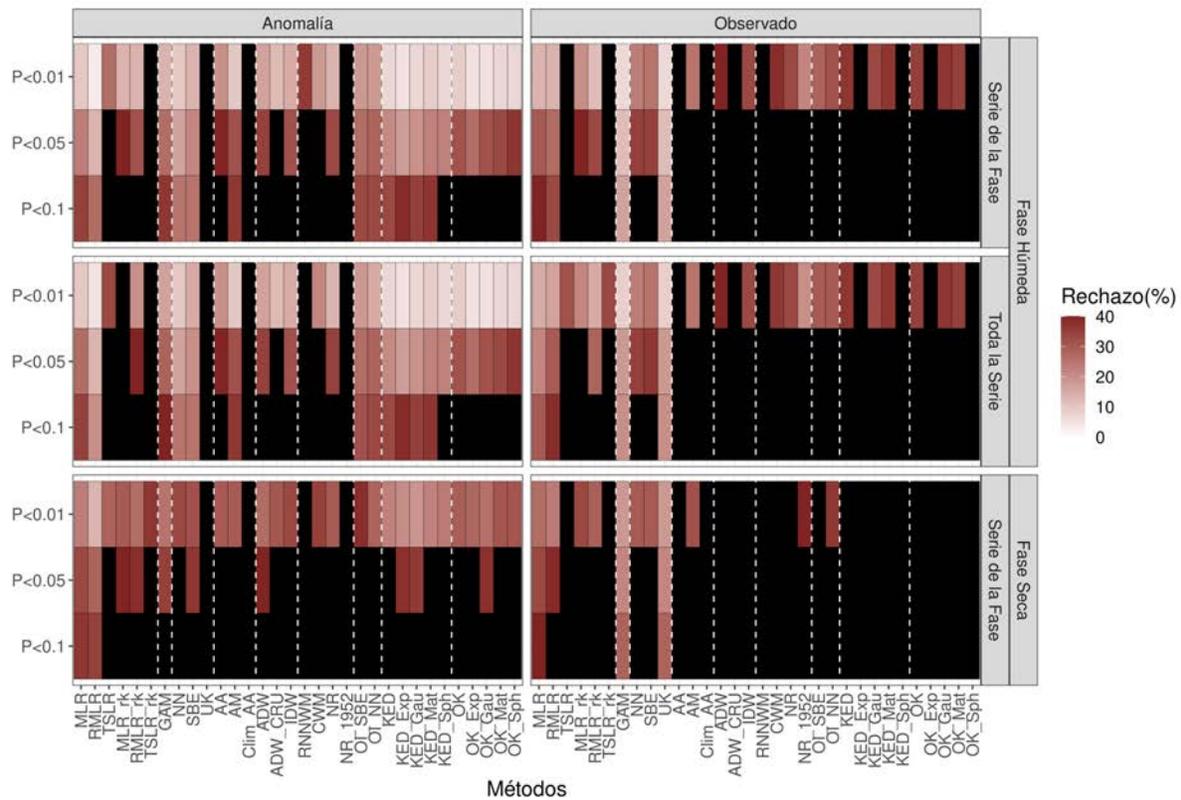


Figura 4.8: Porcentaje de veces que la hipótesis nula del test de Kolmogorov-Smirnov es rechazada entre la serie interpolada y la serie observada para tres niveles de significancia distintos (eje y). Los valores superiores a 40% son marcados en negro.

4.2. Distribución espacial de la raíz del error cuadrático medio estandarizado de MLR

De los análisis previos, se desprende que el método MLR es el mejor método considerando sus bajos valores de RECME, sus valores cercanos a cero de EME, su buen desempeño de errores en los extremos, como representa las variaciones de la serie observada y que, en general, no modifica la FDP de los datos observados. Por esto, en esta sección se analiza la distribución espacial del RECME del método MLR y en qué regiones representa una mayor mejora con respecto a los otros métodos (Fig. 4.9). Para evaluar la mejora que representa el método MLR respecto de los otros métodos se calculó la razón entre el valor medio de RECME considerando todos los métodos dividido el RECME de MLR. De esta forma, mientras mayor sea esta razón implica que

MLR representa una mejora mayor.

Se puede apreciar que los errores son mayores hacia el oeste cerca de la cordillera de los Andes con errores, en general, menores a 1,1 (1,5) en la fase húmeda (seca), y menores hacia el este en las planicies subtropicales con errores menores a 0,4 (0,5) en la fase húmeda (seca), ver paneles derechos de la Fig. 4.9. Es evidente la marcada diferencia de errores entre la fase húmeda y seca, siendo mucho mayores en la fase seca. Una gran diferencia entre la fase seca y húmeda es la distribución de los errores máximos, presentados hacia el noroeste en la fase seca (maximizando en La Quiaca) y hacia el centro y sur oeste en la fase húmeda. Los menores errores (menores a 0,3) se encuentran alrededor de $32^{\circ}S$ y entre $65^{\circ} - 60^{\circ}W$. Al seleccionar la mejor forma de implementación (anomalías y serie de la fase), se puede apreciar que todos los errores son menores a 1,1 en la fase húmeda, y menores a 1,5 en la fase seca con la excepción de la estación "La Quiaca Obs." (1°) que presenta un RECME de 2,93. De hecho, para la fase húmeda (seca) solamente cuatro estaciones presentan valores mayores a 0,8 (1,1) y en general los errores son menores a 0,4 (0,6) siendo la mediana de 0,37 (0,48).

La estación "La Quiaca Obs" (1°) presenta valores muy grandes de RECME para la fase seca siendo el menor 2,93 que es para MLR implementado sobre anomalías y con serie de la fase. Si bien este valor es muy grande, la mitad de los métodos presentan valores de RECME mayores a 10, y tres cuartos de los métodos presentan valores mayores a 5. Estos valores tan grandes se deben a la escasa o incluso falta de precipitación en la fase seca, siendo la media mensual para la fase de 1,15mm. Esto hace que un error de 3mm sea un error relativo muy grande.

Al analizar en qué regiones MLR representa una mejora con respecto a los otros métodos (paneles derechos de la Fig. 4.9) se aprecia que en general representa una mejoría en la región centro sur (donde se encuentran las sierras de Córdoba) y en el oeste (cerca de los Andes). Se puede apreciar que en la fase seca presenta mayores diferencias con los otros métodos que en la fase húmeda.

4.3. Discusión

Numerosos trabajos previos encontraron que los métodos de Kriging, en particular aquellos que utilizan la altura como variable auxiliar, son los mejores métodos de interpolación (ver Fig.

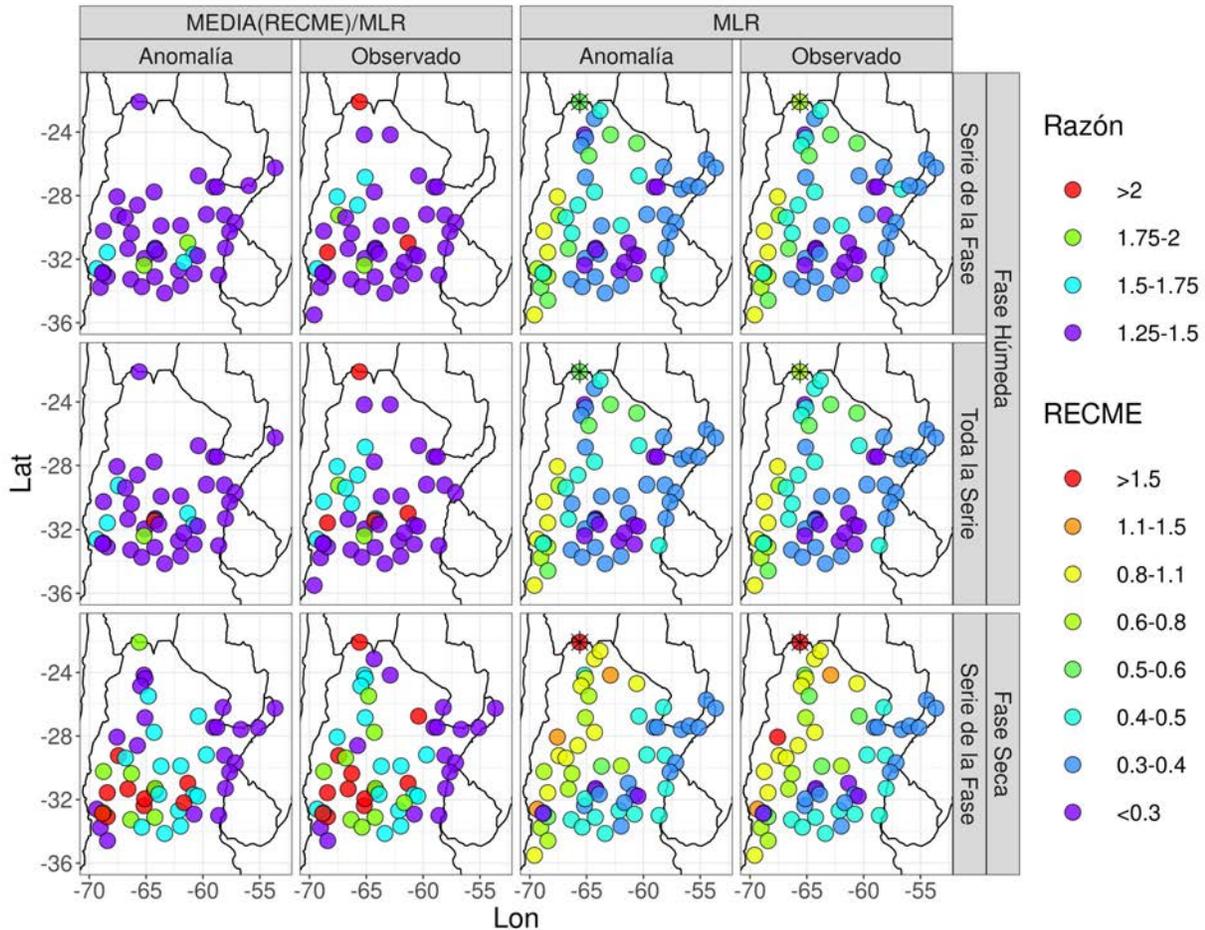


Figura 4.9: Mapas de los valores de RECME de MLR para cada estación, fase del ciclo anual y forma de aplicación (paneles derechos). Mapas de la razón entre el valor medio de RECME de todos los métodos dividido el valor de RECME de MLR para cada estación, fase del ciclo anual y forma de aplicación (paneles izquierdos). Los valores de la razón menores a 1,25 no son mostrados. La estación de “La Quiaca obs.” está marcada con un asterisco en los paneles izquierdos.

1.2; Teegavarapu & Chandramouli, 2005; Li & Heap, 2011; Di Piazza et al., 2011; Ly et al., 2013). Incluso, algunos autores enfatizan que el uso de métodos de Kriging con altura como variable auxiliar es aconsejable para regiones con escasa densidad de estaciones como lo es la región de ArST (Di Piazza et al., 2011; de Amorim Borges et al., 2016). Sin embargo los resultados aquí obtenidos difieren de estas afirmaciones, siendo los errores de kriging comparables a los del promedio espacial (AA). Incluso, KED presenta mayores errores en general y, particularmente,

cerca de los Andes (Fig. 4.10). Estos resultados son similares a los de Kajornrit et al. (2011) que encontró que OK es en general mejor que CoK con altura como variable auxiliar.

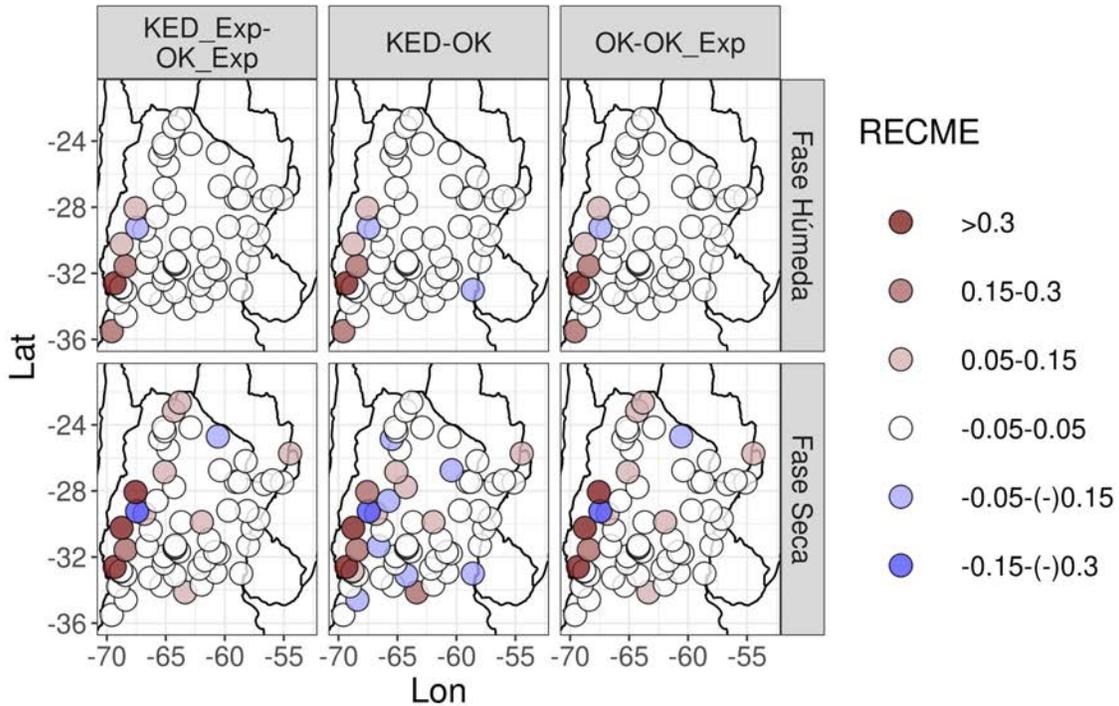


Figura 4.10: Mapas de la diferencia del valor de RECME de KED y OK (con sus distintos modelos de variogramas), aplicados sobre anomalías para cada fase del ciclo anual.

Por otro lado, los métodos de Kriging con un variograma fijo mostraron resultados similares y hasta mejores que cuando se seleccionaba en cada caso el variograma que mejor se ajustaba. Esto se puede apreciar en la Figura 4.10 donde se muestra la diferencia entre KED (OK) y KED_Exp (OK_Exp).

El mal desempeño de los métodos de Kriging pueden deberse a la baja autocorrelación espacial de la precipitación en la región en un contexto de orografía compleja. Para analizar el grado de la autocorrelación espacial de la precipitación, se calculó el I de Moran de la precipitación y se testeó que sea significativamente mayor a 0, es decir que los datos presenten autocorrelación espacial. En la Figura 4.11 se muestran los valores p del test para tres regiones distintas dentro de ArST, R1 (en las sierras de Córdoba, centro sur de ArST), R2 (en el noreste, en las planicies subtropicales) y R3 (en el noroeste, en los Andes y Yungas). Se puede apreciar que en ningún mes la precipitación en R2 y R3 presenta una autocorrelación espacial significativa a ningún nivel

de significancia. Mientras que la precipitación en R1 presenta algunos meses, aunque pocos, con autocorrelación significativa. Esta poca o nula autocorrelación espacial de la precipitación en la región se puede deber a tanto la baja densidad de datos así como a la naturaleza discreta del campo de precipitación. Por lo tanto, es de esperar que de tener una red de estaciones más densa en ArST mejore el desempeño de los métodos de Kriging.

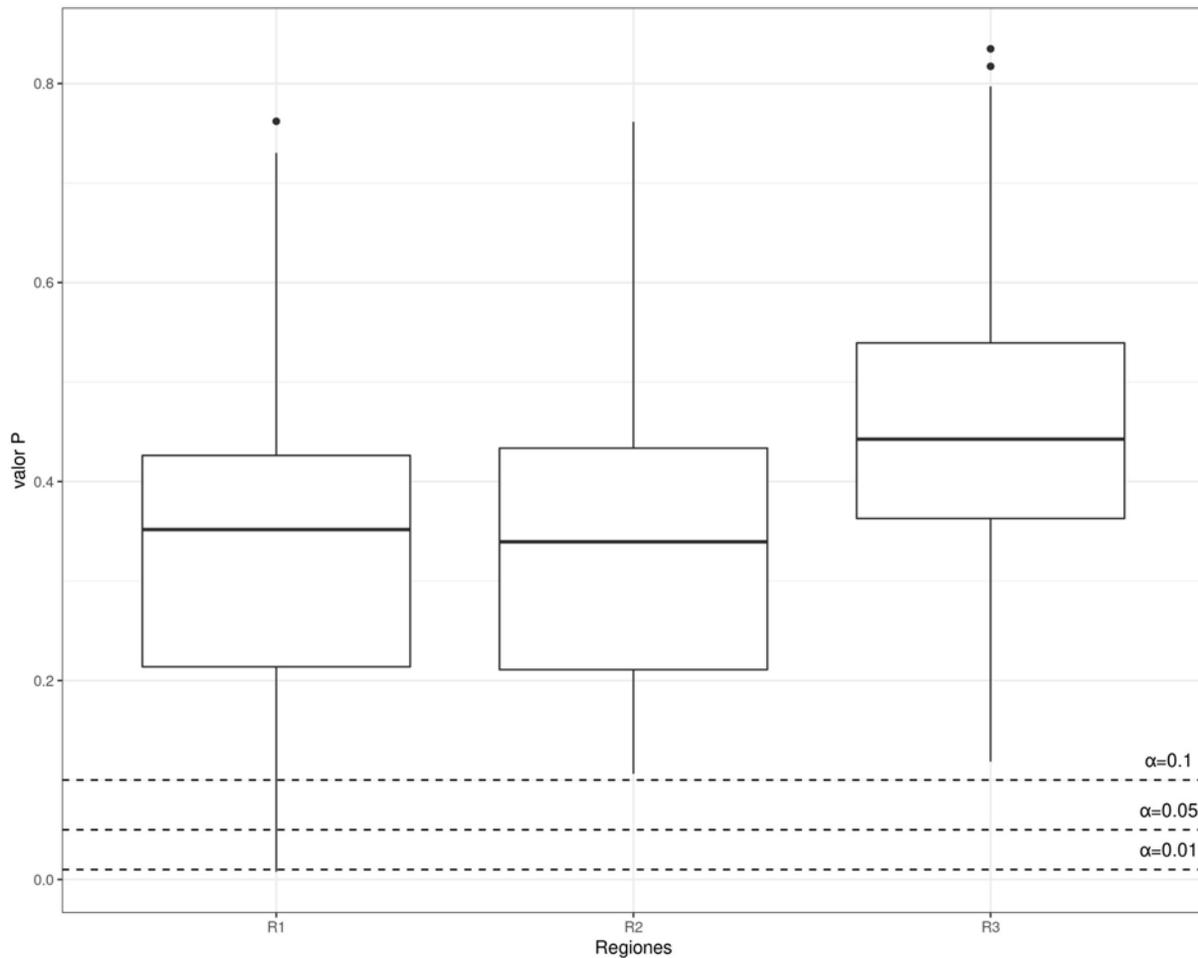


Figura 4.11: Valor P del test del I de Moran para cada mes en tres regiones distintas dentro de ArST. La hipótesis nula es que los datos no están autocorrelacionados espacialmente y su hipótesis alternativa es que los datos están autocorrelacionados espacialmente. La región R1 contiene las sierras de Córdoba, la región R2 es el noreste de ArST, y la región R3 es la región noroeste de ArST.

4.4. Resultados principales y conclusiones parciales

En este capítulo se analizaron diversos métodos de interpolación para determinar el más adecuado para el relleno de las series de datos de precipitación en ArST. Además, se evaluaron los métodos usando como variable de entrada tanto valores observados como sus anomalías, siendo estas últimas las que presentaron menores errores en casi todos los métodos. Del estudio, se encontró que el método más adecuado es MLR utilizando la serie temporal de la correspondiente fase del ciclo anual. Mas aun, el método de MLR no presentó prácticamente diferencias en el error medio de interpolación entre usar el valor observado o la anomalía, por lo que se optó por utilizar el valor observado. Aunque en la literatura el método de GAM no se ha empleado para interpolar datos mensuales de precipitación, los resultados demuestran que presenta un desempeño muy bueno similar al de MLR.

Capítulo 5

Desvíos de la precipitación bajo condiciones El Niño-Oscilación del Sur

En este capítulo se desarrolla el objetivo específico 4: “Estudiar los desvíos en la respuesta de la precipitación al fenómeno ENOS”. En primera instancia, se identifica cuál es la temporada de mayor relación entre el ENOS y la precipitación a nivel de estación en ArST. Luego, se aplica un ACP en modo T sobre la precipitación a nivel de estación para clasificar la respuesta de la precipitación en ArST en típicos, atípicos y no-típicos los eventos EN y LN. Una vez definidos estos eventos de precipitación bajo condiciones EN y LN, se analiza la circulación troposférica de los mismos. Resultados similares se encuentran publicados en (Hurtado & Agosta, 2021).

5.1. Relación lineal ENOS-precipitación

A nivel estacional la relación entre la precipitación observada y el fenómeno ENOS se explora mediante la correlación entre el índice C y la precipitación de cada estación para los distintos trimestres del año (Figura 5.1). La correlación es mayor para los trimestres septiembre-noviembre (SON), octubre-diciembre (OND) y noviembre-enero (NDE), siendo significativa en 33 de 56 estaciones. El trimestre OND es el que presenta mayores correlaciones y la mayor cantidad de

estaciones con correlación significativa. Lo anterior permite definir al período septiembre-enero (SONDE) como la temporada de mayor relación entre la precipitación y el fenómeno ENOS. Nótese que esta temporada es el inicio de la fase húmeda del ciclo anual (Fig. 2.2) y comprende la primavera austral (SON) y comienzos del verano austral (DEF). Hacia fines del verano austral la correlación decae, siendo significativa en tan solo 4 estaciones para el trimestre enero-marzo (EFM).

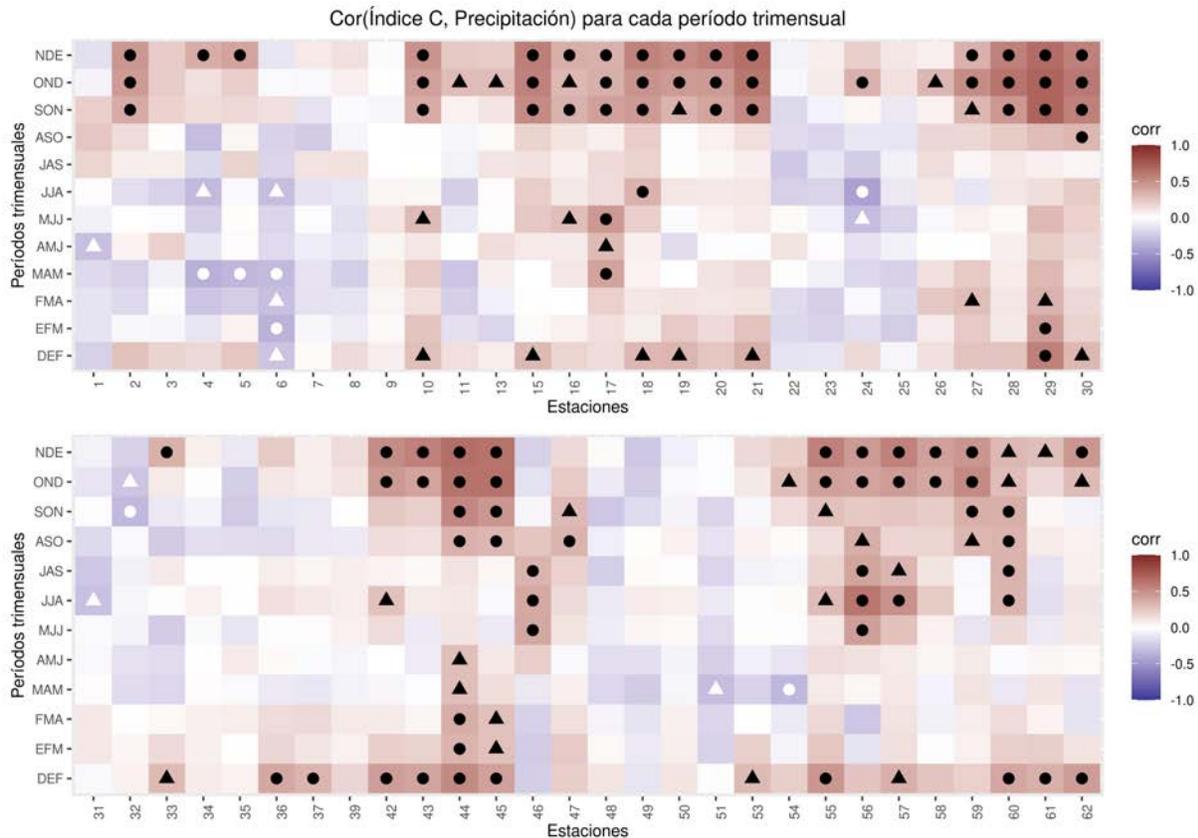


Figura 5.1: Correlación entre el índice C y la precipitación de cada estación para todo los trimestres del año para el período 1979-2016. Todas las estaciones mostradas tienen al menos 20 años de registro en el período utilizado. Círculos (Triángulos) representan valores de correlación significativos a un nivel de significancia $\alpha = 0,05$ ($\alpha = 0,10$). Para referir a los números de estación ver la Tabla 2.1.

Puesto que el fenómeno ENOS modula la precipitación en SA generando un dipolo de precipitación con un signo de anomalía sobre el este de ArST, Uruguay y sur de Brasil y otro signo de anomalía sobre la región de la ZCAS (Grimm et al., 2000; Cazes-Boezio et al., 2003; Tedeschi et al., 2015), se procedió a utilizar una base de datos de precipitación en punto de retícula

(GPCC) para capturar estas variaciones espaciales fuera del dominio de las estaciones. Para ello se evaluó la representatividad de la base de la precipitación de la base GPCC con los datos de estación. En la Figura 5.2 se muestran las correlaciones entre las estaciones en ArST y su punto de retícula más cercano del GPCC para cada trimestre de la temporada SONDE. En general, se puede observar que la mayoría de las estaciones presentan correlaciones mayores a 0.9, siendo que el 80% de las estaciones presentan correlaciones mayores a 0.8 en los tres trimestres. Además, más de la mitad de las estaciones presentan correlaciones mayores a 0.9 en los tres trimestres. Es notorio que las correlaciones son menores en el oeste de ArST, hacia la cordillera, respecto al resto de la región. Se destaca la estación de Metán (7°) que presenta en los tres trimestres correlaciones menores a 0.5, implicando una mala representación de la base de datos del GPCC de la precipitación observada para esa locación. La región comprendida entre las estaciones de Metán y Jujuy Aero (5°) es una región con grandes cambios en la orografía donde la base del GPCC presenta una mala representación de la precipitación observada. Por otro lado, se destacan dos estaciones por fuera de esta región que tienen bajas correlaciones en los tres trimestres, las estaciones de altura Uspallata (46°) y Tinogasta (22°).

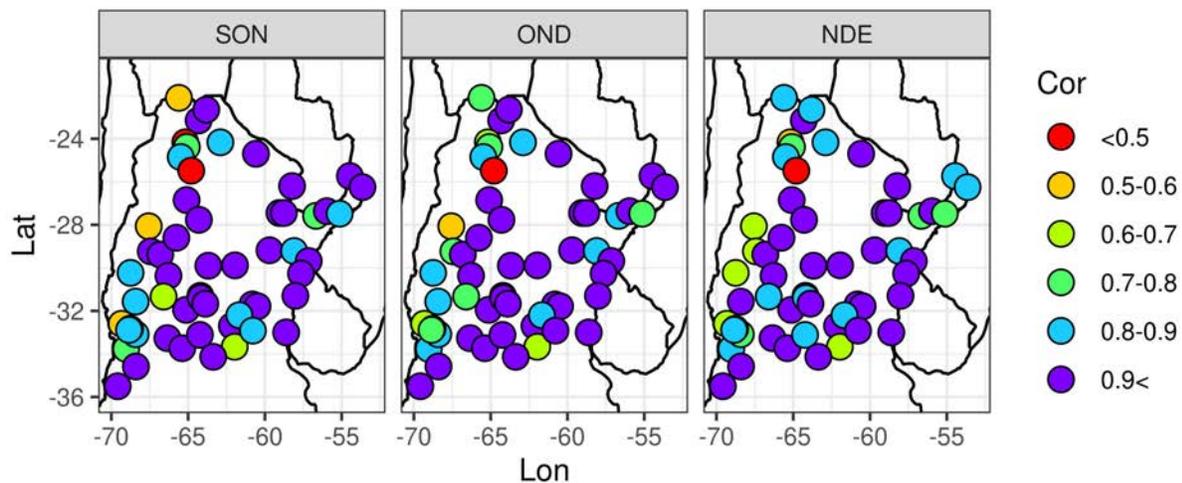


Figura 5.2: Correlación entre la precipitación de cada estación y el punto de retícula más cercano de GPCC para los tres trimestres de la temporada SONDE en el período 1979-2016. Todas las estaciones utilizadas tienen al menos 20 años de registro en el período utilizado.

Por otra parte, se calculó la correlación entre el índice C y la precipitación tanto del GPCC

como de estación para los tres trimestres que componen la temporada SONDE (SON,OND y NDE), y se muestra en Figura 5.3. Los mapas de correlación muestran un patrón similar entre GPCC y los valores observados en estación para las distintas temporadas trimensuales. Se puede observar un centro de correlación positiva alta en el este de ArST sobre la frontera con Brasil y Uruguay. Se aprecia que las correlaciones significativas positivas abarcan todo Uruguay, parte de Paraguay, sur de Brasil, el este de ArST y la región de las Yungas. Además, se encuentran valores negativos y significativos de correlación hacia el noreste del dominio, sobre los estados de Río de Janeiro y Minas Gerais, que corresponden a la región de la ZCAS. Los mapas de correlación son consistentes con las correlaciones de las estaciones, así como con los resultados de trabajos previos sobre las influencias del fenómeno ENOS en SA (por ejemplo, Grimm et al., 2000; Cazes-Boezio et al., 2003; Tedeschi et al., 2015). Esta evaluación nos permite utilizar para el estudio de la precipitación la base de datos del GPCC, con cierta precaución con aquellas áreas de menor representatividad.

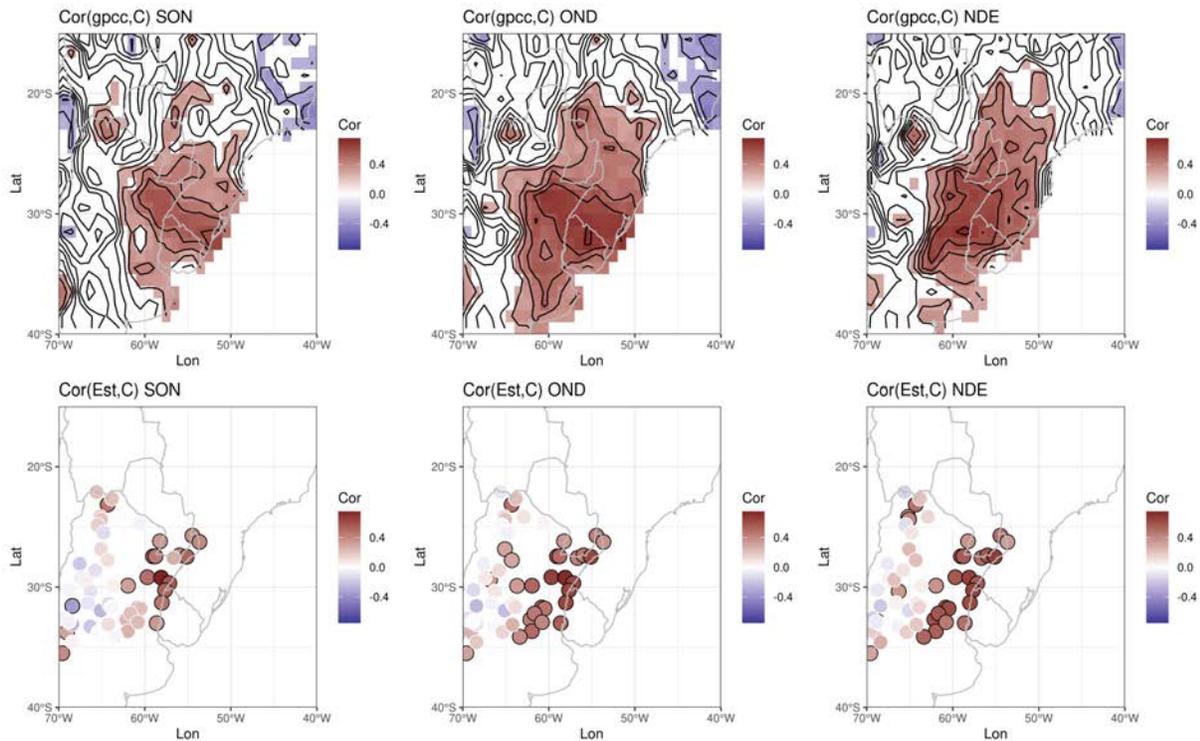


Figura 5.3: Correlación entre el índice C y la precipitación del GPCC (paneles superiores) y observada en estación (paneles inferiores) para SON (paneles izquierdos), OND (paneles centrales) y NDE (paneles derechos). Áreas con color en los paneles superiores indican correlación significativamente distinta de cero con un intervalo de confianza del 90%. Puntos remarcados con borde negro indican estaciones con correlación significativamente distinta de cero con un intervalo de confianza del 90%. La escala de color divergente está saturada en 0,75 para mejorar la visualización.

5.2. Clasificación de anomalías de precipitación para eventos El Niño y La Niña

Es sabido que las anomalías de circulación troposféricas inducidas por el fenómeno ENOS presentan una variabilidad entre eventos dando lugar a variaciones en la respuesta de la precipitación en regiones remotas (Kumar & Hoerling, 1997; Hill et al., 2009). Muchos trabajos han estudiado la influencia de los eventos EN y LN sobre la precipitación en términos medios (por ejemplo: Aceituno, 1988; Grimm et al., 1998, 2000; Cazes-Boezio et al., 2003; Vera et al., 2006; Grimm, 2011; Marengo et al., 2012; Tedeschi et al., 2015), sin estudiar posibles desvíos de esta influencia

media. Para estudiar estos desvíos, se realizó una discriminación entre temporadas SONDE en tres categorías acorde a la anomalía de precipitación en la temporada: típica (respuesta media), atípica (respuesta inversa a la típica) y no-típica (respuesta ni típica ni atípica).

Para realizar esta categorización, se computó un ACP en modo T (Compagnucci & Richman, 2008) sobre los datos a nivel de estación, utilizando como matriz de entrada las anomalías de cada trimestre SON, OND y NDE bajo condiciones EN y LN, de forma separada, para el período 1979–2016. En la Figura 5.4 se muestra la CP1 de puntaje (score en inglés) para cada trimestre (SON, OND o NDE) y evento (EN o LN). Las tres CP1 bajo condiciones EN (LN) explican en promedio 31 % (35 %) de la varianza mientras que las CP2 explican en promedio 16 % de la varianza para todos los casos. En general, en todos los casos las CP1 muestran mayores valores (en términos absolutos) sobre el centro este de ArST, en el norte de Entre Ríos y Corrientes. Se puede observar que las CP1 está asociada a valores positivos (negativos) en el este de ArST, y a valores negativos (positivos) en el oeste de ArST bajo condiciones EN (LN).

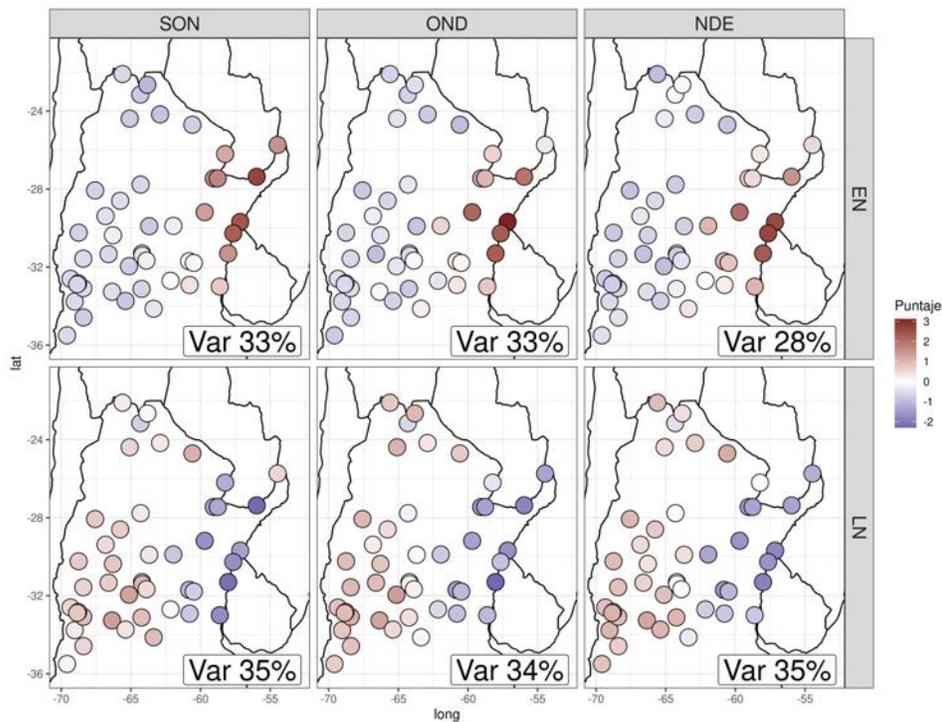


Figura 5.4: *Componente de puntaje de la CP1 de la precipitación trimensual para el trimestre SON (izquierda), OND (centro) y NDE (derecha), y bajo condiciones El Niño (arriba) y La Niña (abajo). En color se muestra el valor del puntaje y abajo a la derecha de cada panel se muestra la varianza explicada por la respectiva CP1.*

Tabla 5.1: Temporadas SONDE típicas y atípicas bajo condiciones El Niño y La Niña, y la varianza explicada por la CP1 para cada trimestre. En la última columna se muestran las temporadas no-típicas. En negrita se resaltan los valores de varianza explicada por la CP1 que son los mayores con respecto a las otras CP del mismo trimestre y año.

	Años	Típicos Var [%] CP1			Años	Atípicos Var [%] CP1			No-Típicos Años
		SON	OND	NDE		SON	OND	NDE	
El Niño	1990/1991	46 %	34 %	21 %	1987/1988	38 %	63 %	9 %	1982/1983
	1997/1998	38 %	54 %	70 %		1986/1987			
	2002/2003	43 %	65 %	74 %		1991/1992			
	2009/2010	67 %	49 %	69 %		1994/1995			
	2014/2015	13 %	51 %	61 %		2004/2005			
La Niña	1983/1984	35 %	40 %	9 %				1998/1999	
	1984/1985	9 %	28 %	58 %				2000/2001	
	1988/1989	4 %	49 %	42 %				2007/2008	
	1999/2000	55 %	54 %	51 %				2010/2011	
	2005/2006	60 %	44 %	17 %				2011/2012	
	2008/2009	37 %	72 %	68 %					

Se definieron así las temporadas SONDE típicas, no-típicas y atípicas acorde a la varianza explicada y el signo de la relación de la CP1 de cada trimestre. Una temporada SONDE típica (atípica) fue definida como aquella en la cual en al menos dos de los tres trimestres la CP1 es la CP que mayor varianza explica en relación directa (inversa). Una relación directa (inversa) implica un valor de carga (loading) positivo (negativo), entonces las temporadas SONDE típicas (atípicas) presentan patrones de anomalías directas (inversas) respecto a la componente de puntaje (score) CP1. En este sentido, las temporadas no-típicas son aquellas temporadas que no son definidas ni típicas ni atípicas. Esto implica que el patrón de anomalías de precipitación en temporadas no-típicas es diferente a la componente de puntaje (score) CP1. En la Tabla 5.1 se muestra cada temporada SONDE bajo eventos EN y LN, y su respectiva clasificación. Dentro de los trece eventos EN que ocurrieron en el período 1979–2016, cinco (una) temporadas SONDE son clasificadas como típicas (atípica). Mientras que, dentro de los once eventos LN que ocurrieron en el período 1979–2016, seis (cero) temporadas SONDE son clasificadas como típicas (atípicas). Es notable, que los eventos EN presentan más eventos no-típicos que típicos e incluso un evento atípico mientras que los eventos LN presentan más eventos típicos y ningún evento atípico. Esto resalta que la respuesta en la precipitación para eventos EN en la región tiene mucha variabilidad

entre eventos, siendo más estable para LN.

En la siguientes secciones se analizarán las diferencias entre los trimestres SON, OND y NDE típicos y no-típicos, así como el evento atípico identificado. Como no todos trimestres de los eventos típicos se asocian a la PC1, y algunos eventos no-típicos tienen un trimestre asociado a la PC1, de aquí en adelante las composiciones de trimestres típicos (no-típicos) es considerando solamente aquellos años que la PC1 (no) explica la mayor varianza. En este sentido, por ejemplo, para el trimestre SON típico bajo condiciones EN no se considera el evento 2014/15 (Tabla 5.1).

5.3. Patrones de precipitación para años típicos y no-típicos

En la Figura 5.5 se muestran las composiciones de anomalía de precipitación para los casos típicos y no-típicos, para cada trimestre de eventos EN. Para eventos EN típicos se puede observar un centro de anomalías de precipitación positivas al este de ArST, Uruguay y sur de Brasil en los tres trimestres. A su vez para estos eventos se observan anomalías negativas hacia el noreste del dominio asociado al bien documentado dipolo sudoeste-noreste de precipitación entre ArST y la región de la ZCAS. Por su parte, los eventos EN no-típicos presentan anomalías significativas y positivas sobre Paraguay en los tres trimestres, que se extienden hasta Misiones en el trimestre NDE. En general, los eventos no-típicos no presentan anomalías significativas sobre ArST y sus anomalías en todo el dominio son menos intensas con respecto a los eventos típicos.

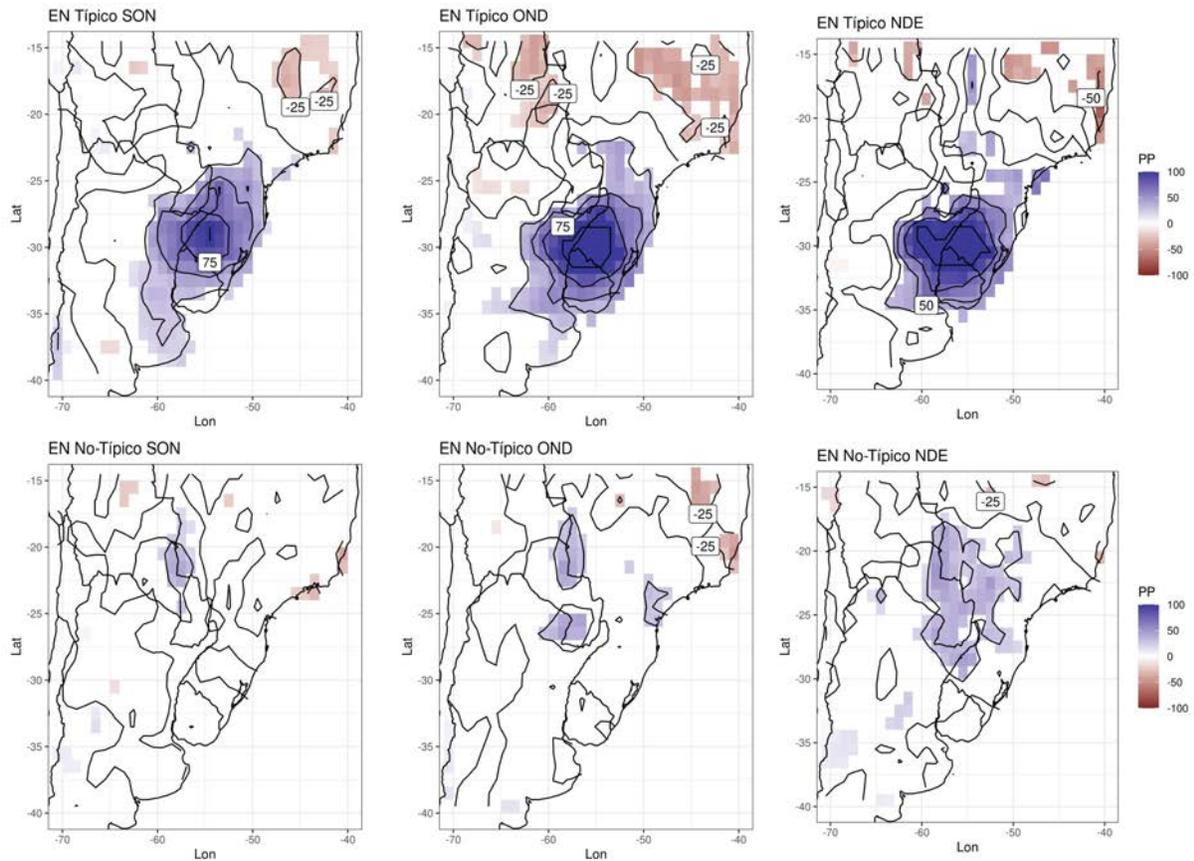


Figura 5.5: Composición de anomalías de precipitación en punto de retícula del GPCP para los trimestres SON (paneles izquierdos), OND (paneles centrales) y NDE (paneles derechos), en temporadas SONDE típicas (paneles superiores) y no-típicas (paneles inferiores) durante El Niño. Áreas con líneas en diagonal son regiones con anomalías significativas con un intervalo de confianza del 90 %. Línea base para las anomalías 1981-2010.

En cuanto a los eventos LN, la Figura 5.6 muestra las composiciones de anomalía de precipitación para los casos típicos y no-típicos, para cada trimestre de eventos LN. Los eventos LN típicos se caracterizan en los tres trimestres por anomalías negativas de precipitación en el este de ArST y Uruguay, y en menor medida al sur de Brasil. Este núcleo de anomalías está desplazado al oeste respecto a los eventos EN típicos. En eventos LN típicos entre $30^{\circ}S$ y $35^{\circ}S$ se observa un gradiente anomalía de precipitación en ArST con mayores precipitaciones en el oeste y menores en el este, que es más intenso en el trimestre NDE. Por su parte, los eventos no-típicos no presentan una estructura común entre los distintos trimestres, a excepción de un centro anómalo negativo sobre Brasil en $20^{\circ}S$ y $52^{\circ}O$. Las anomalías de precipitación en el trimestre SON para eventos no-típicos es prácticamente nula en casi todo el dominio, con pequeños valores aislados significativos. En

cambio, durante OND y NDE las anomalías de precipitación muestran condiciones secas en el centro y este de ArST, aunque estas son débiles y aisladamente significativas.

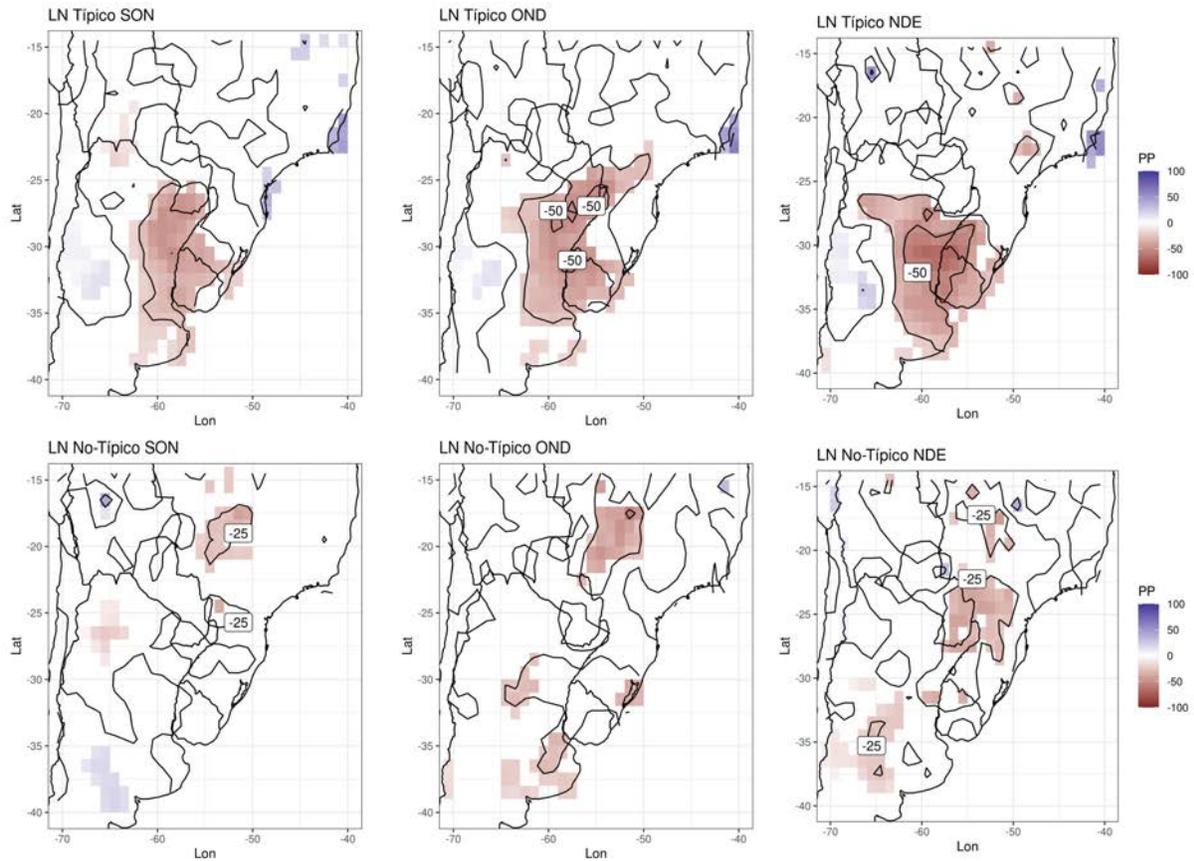


Figura 5.6: Como la Fig. 5.5 pero para eventos La Niña.

5.4. Eventos típicos bajo condiciones EN y LN

Para entender qué procesos dan lugar a las anomalías de precipitación observadas en eventos EN y LN típicos, se procedió a estudiar la circulación troposférica mediante composiciones. Como los campos compuestos para eventos EN típicos y LN típicos son simétricos, se muestran y analizan los campos de diferencia compuesta. En la Figura 5.7 se muestran los campos de diferencia compuesta de AG 850 hPa y FH entre eventos EN y LN típicos para cada trimestre de la temporada SONDE. Se observa en los tres trimestres FH anómalo del norte sobre ArST, intensificando (debilitando) el transporte de humedad desde la Amazonia hacia ArST en eventos EN (LN) típicos (Fig. 5.7). Esta intensificación (debilitamiento) anómala de FH del norte para

eventos EN (LN) típicos es consistente con los resultados de Montini et al. (2019) sobre los cambios en el CCCBSA para el fenómeno ENOS. Este FH anómalo del norte está asociado a anomalías negativas de AG sobre ArST y a anomalías positivas de AG en el sudeste de Brasil. Las anomalías positivas de AG sobre Brasil son más débiles en el trimestre SON (Fig. 5.7 panel a) y se van intensificando siendo máximas en el trimestre OND (Fig. 5.7 panel c).

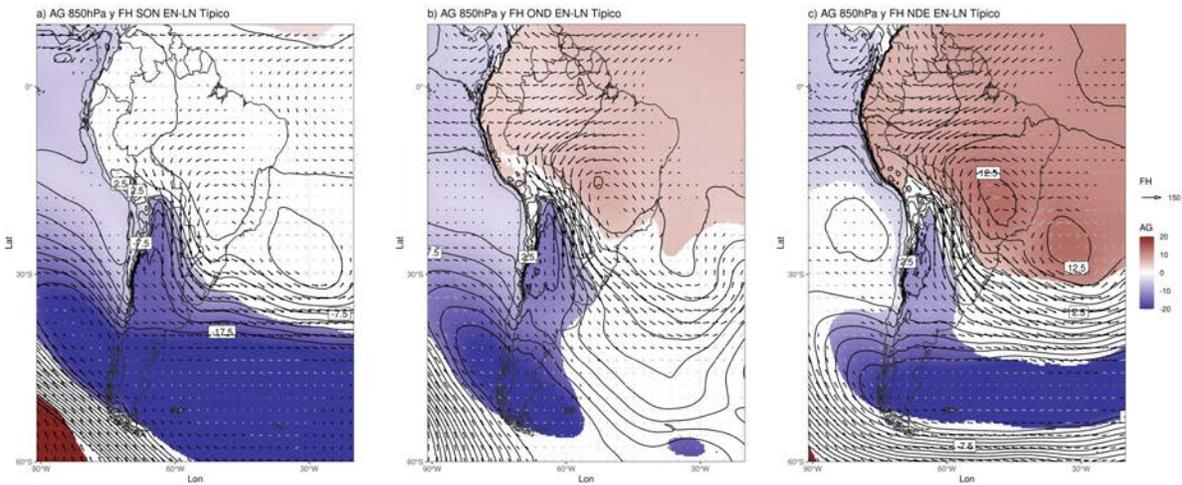


Figura 5.7: Diferencia compuesta de AG (color y contornos) en 850 hPa y FH (vectores) entre eventos EN y LN típicos para el trimestre SON (panel a), OND (panel b) y NDE (panel c). Áreas con color indican diferencias de AG significativamente distintas con un intervalo de confianza del 90%. Vectores negros muestran diferencias de FH significativamente distintas con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

Para estudiar el mecanismo que da a lugar a esta circulación regional, en la Figura 5.8 se muestran los campos de diferencia compuesta de AG y FO en 250 hPa entre eventos EN y LN típicos para cada trimestre de la temporada SONDE. Se puede apreciar, en los tres trimestres, un tren de ondas de Rossby extratropical cuasi-estacionario que se propaga desde el sur de Australia y desde el Pacífico occidental (alrededor de $170^{\circ}O$) a través del océano Pacífico hasta SA. Sobre las regiones donde se origina la onda de Rossby se observa flujo divergente intenso y significativo, indicativo de la fuente de la onda de Rossby (Fig. 5.9 paneles izquierdos). Esta divergencia se asocia a la convección anómala del fenómeno ENOS disparada por las anomalías de TSM (Cai et al., 2020), que se aprecia en los campos de OLS (Fig. 5.9 paneles derechos).

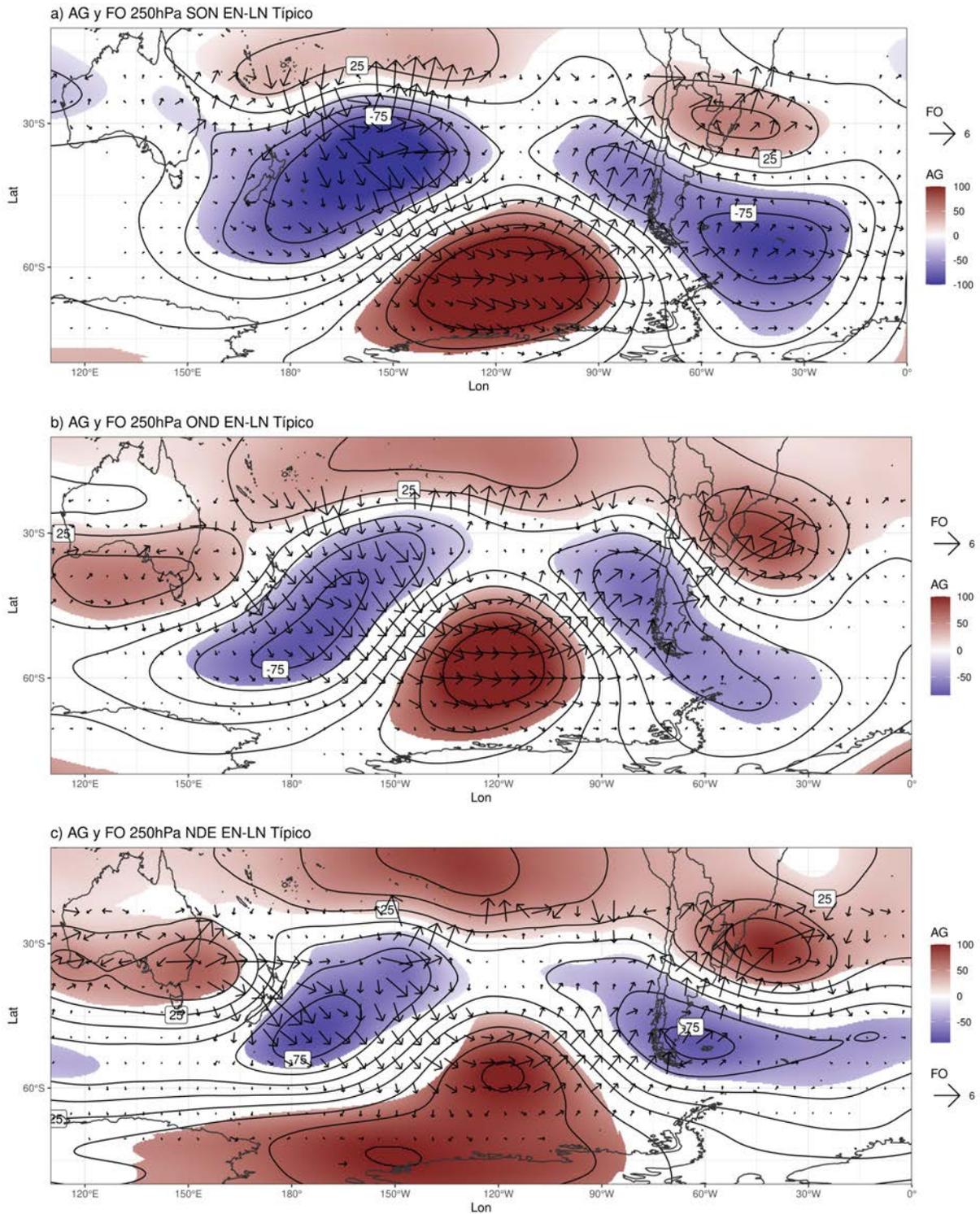


Figura 5.8: Diferencia compuesta de AG (color y contornos) y FO (vectores) en 250 hPa entre eventos EN y LN típicos para el trimestre SON (panel a), OND (panel b) y NDE (panel c). Áreas con color indican diferencias de AG significativamente distintas con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

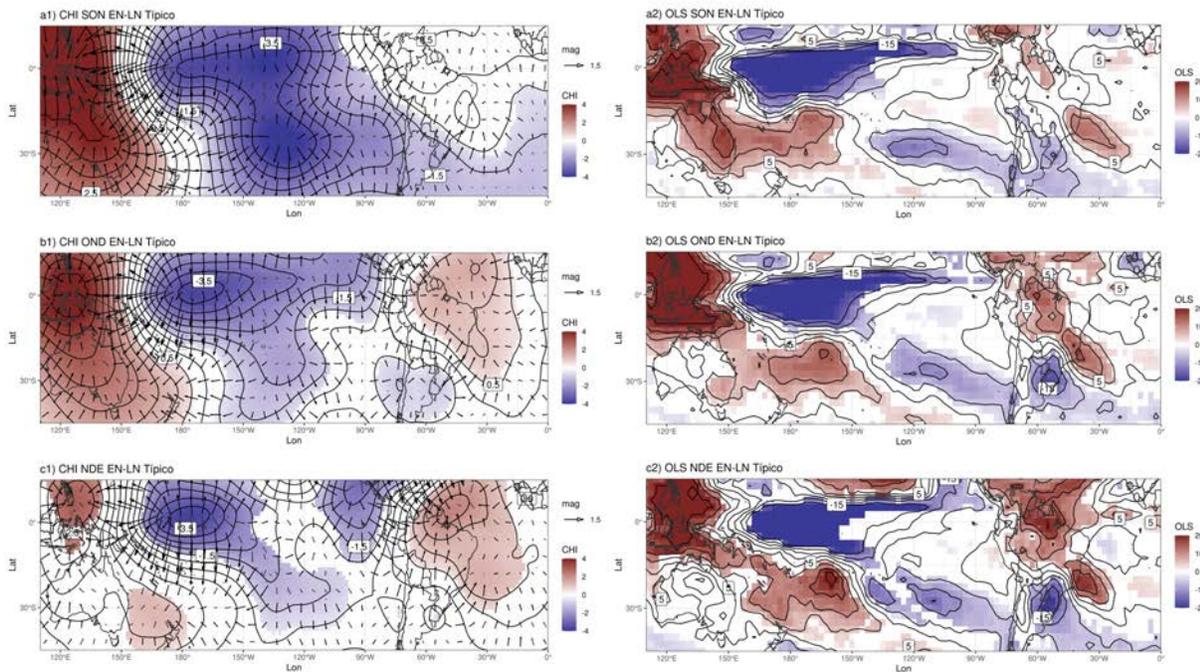


Figura 5.9: Diferencia compuesta de CHI y viento divergente en 250 hPa (paneles 1) y OLS (paneles 2) entre eventos EN y LN típicos para el trimestre SON (paneles a), OND (paneles b) y NDE (paneles c). Áreas con color indican diferencias de CHI significativamente distintas con un intervalo de confianza del 90%. Vectores negros muestran diferencias de viento divergente significativamente distintas con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

De lo anterior, vemos que los casos típicos se corresponden a la existencia de teleconexiones de onda cuasi-estacionarias de Rossby forzadas por convección anómala asociada al fenómeno ENOS. Estas ondas cuasi-estacionarias de Rossby imponen anomalías regionales de circulación en las inmediaciones de SA alterando el flujo medio de humedad desde latitudes bajas hacia la región, modulando la precipitación en ArST en la temporada SONDE. Estos resultados son consistentes con los encontrados por Cazes-Boezio et al. (2003); Grimm (2003); Grimm & Zilli (2009); Tedeschi et al. (2015), entre otros.

5.5. Eventos no-típicos bajo condiciones EN y LN

Como se analizó para los eventos típicos, en primera instancia se evalúa la circulación regional asociada a eventos EN/LN no-típicos. En la Figura 5.10 se muestran los campos de anomalía

compuesta de AG 850 hPa y FH para cada trimestre de la temporada SONDE durante eventos EN (paneles superiores) y LN (paneles inferiores). En los tres trimestres para eventos EN no-típicos se puede observar anomalías de FH del noroeste sobre Paraguay y Bolivia, aunque estas son significativas en el trimestre NDE y aisladamente en el trimestre SON (Fig. 5.10 paneles a1-a3). Este FH anómalo es consistente con las composiciones de precipitación para eventos EN no-típicos que muestran en los tres trimestres mayores precipitaciones sobre Paraguay, siendo mayores estas anomalías en el trimestre NDE (Fig. 5.5). Por su parte, los eventos LN no-típicos presentan en los tres trimestres un FH anómalo del sudeste sobre Paraguay y Bolivia, inhibiendo el FH desde la Amazonía (Fig. 5.10 paneles b1-b3). Este FH anormal es consistente con las anomalías negativas de precipitación sobre Brasil y Paraguay observadas en los eventos LN no-típicos (Fig. 5.6). Si bien, tanto en los eventos EN y LN no-típicos el FH anómalo es consistente con las anomalías de precipitación, el mismo es débil, localizado y sin estar asociado a estructuras regionales de circulación. Esta ausencia de anomalías significativas que estructuren la circulación troposférica a nivel regional indica la gran variabilidad de la misma en las inmediaciones de SA en eventos no típicos de EN y LN.

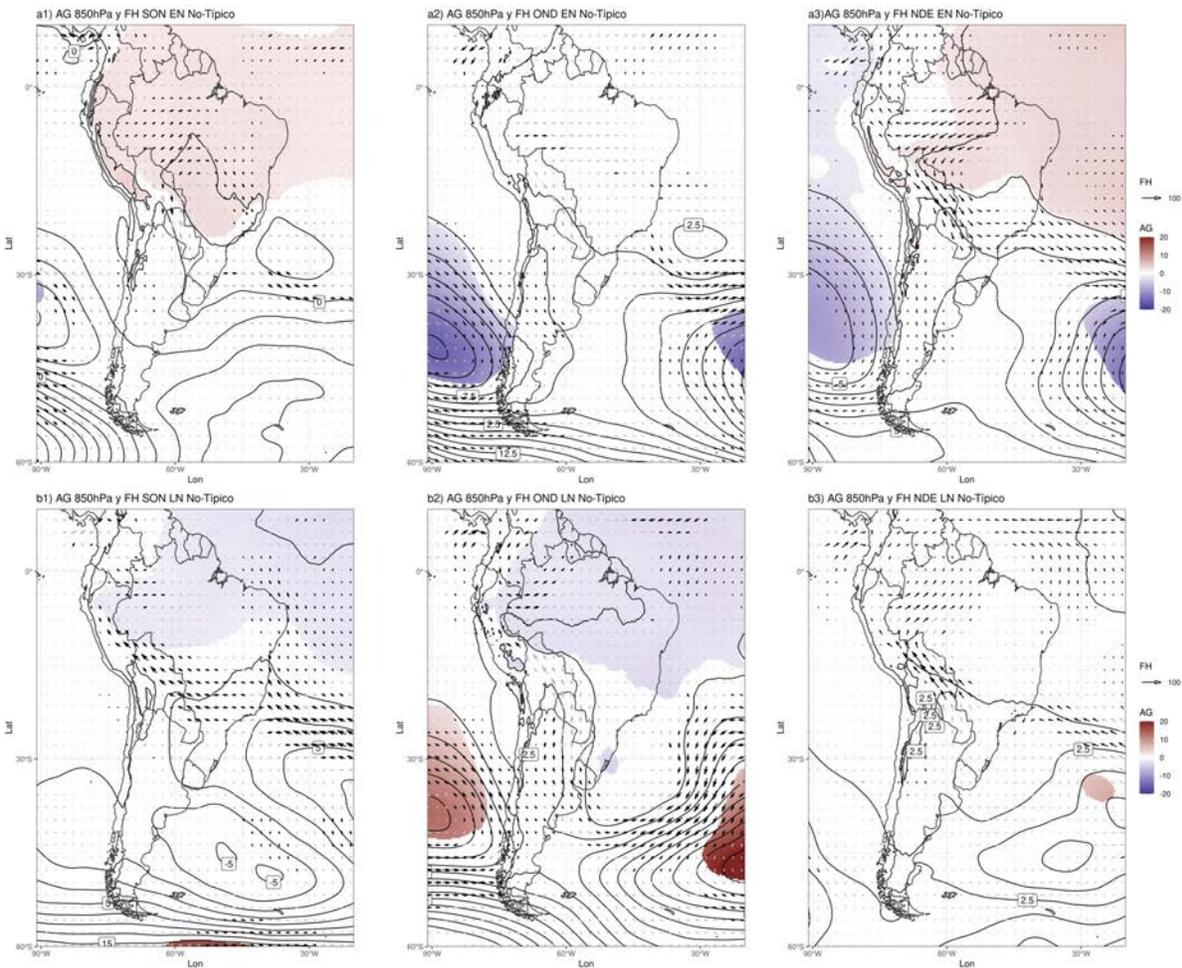


Figura 5.10: Campos de anomalía compuesta de AG (color y contornos) en 850 hPa y FH (vectores) para eventos EN (paneles **a**) y LN (paneles **b**) no-típicos en el trimestre SON (paneles 1), OND (paneles 2) y NDE (paneles 3). Áreas con color indican anomalías de AG significativamente distintas con un intervalo de confianza del 90%. Vectores negros muestran anomalías de FH significativamente distintas con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

En los eventos EN no típicos, los campos compuestos de circulación en troposfera superior para cada trimestre muestran patrones de onda con una estructura similar a la de los eventos típicos pero mucho más débil, presentando menores anomalías en el trimestre NDE (Fig. 5.11). La propagación de onda estacionaria se observa sobre el océano Pacífico Sur sin alcanzar SA (Fig. 5.11). En el trimestre SON esta onda parecería tener dos regiones de origen una en el Pacífico Sur tropical occidental y otra en el Índico tropical oriental (Fig. 5.11 panel a). Estas diferencias observadas en la propagación de onda con respecto a los eventos típicos pueden deberse a cambios

en las regiones fuente de onda (asociados a anomalías de convección) y/o a variaciones en el estado medio de la atmósfera por variabilidad natural.

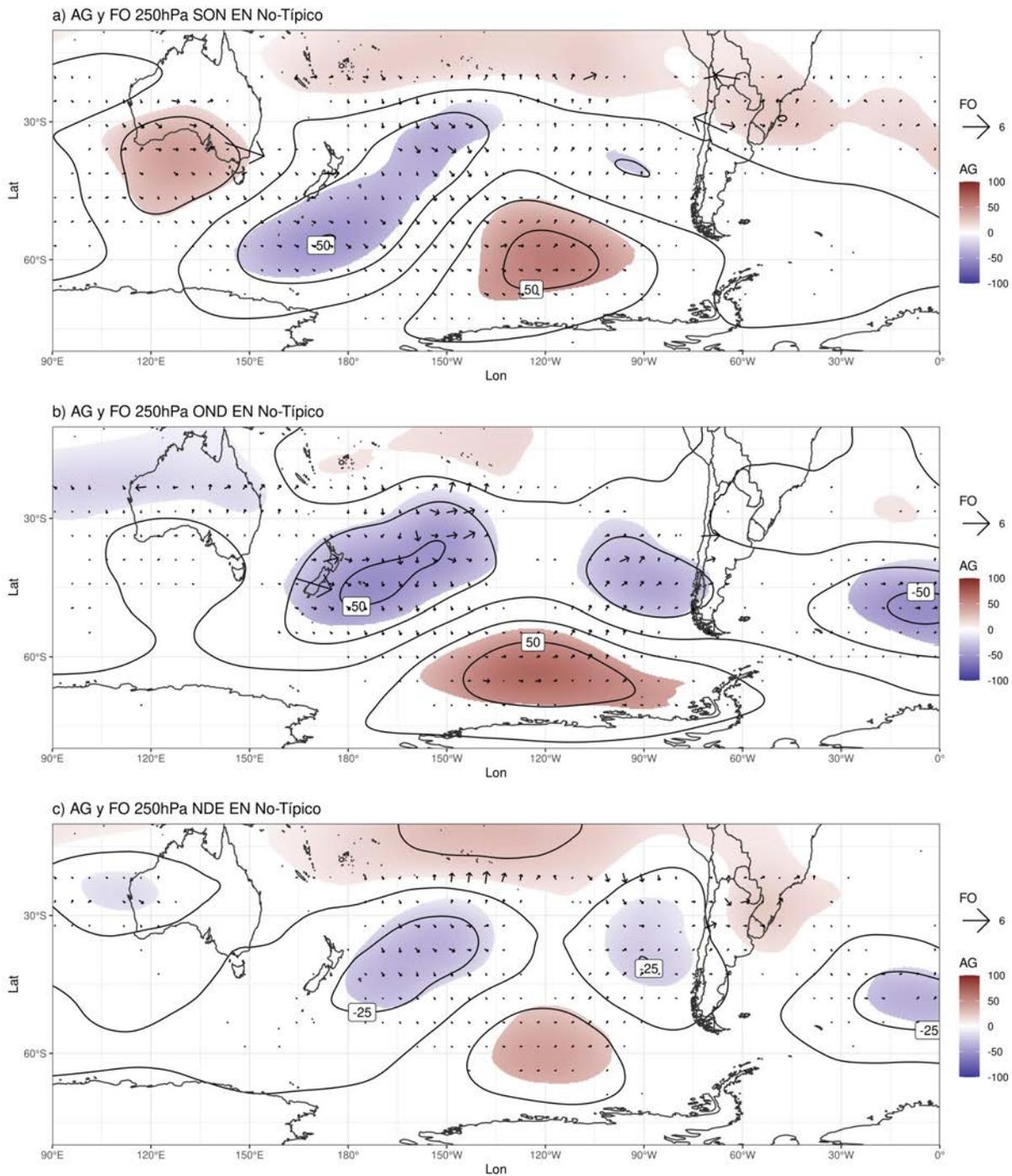


Figura 5.11: Campos de anomalía compuesta de AG (color y contornos) y FO (vectores) en 250 hPa para eventos EN no-típicos en el trimestre SON (panel a), OND (panel b) y NDE (panel c). Áreas con color indican anomalías de AG significativamente distintas con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

Al comparar los campos de OLS y CHI entre eventos EN típicos y no-típicos en el trimestre SON se puede observar que en los eventos no-típicos la convección asociada a EN en el Pacífico ecuatorial es menos intensa y más acotada zonalmente respecto a los típicos (Fig. 5.12 paneles a1-a2), lo que se ve reflejado en menores anomalías de CHI (Fig. 5.12 paneles b1-b2). Este cambio en la convección asociada al evento EN puede deberse a los cambios en las anomalías de TSM, ya que se observa una disminución en el gradiente zonal anómalo de TSM (Fig. 5.12 paneles c1-c2). Cambios en el gradiente zonal de TSM se asocian a modificaciones en la convección activada (Sabin et al., 2013). A su vez, para el trimestre SON no-típico se observa convección anómala sobre el Índico ecuatorial occidental, entre $60^{\circ}E$ y 80° , característica no observada en eventos típicos (Fig. 5.12 paneles a1-a2). Esta convección anómala genera flujo divergente anómalo en altura con intensa convergencia superior en el Índico ecuatorial oriental (Fig. 5.12 paneles a1-a2), lo cual daría cuenta de la emanación de la onda que se observa propagándose desde el Índico tropical oriental hacia el Pacífico. En este sentido, los cambios observados en los eventos no-típicos comparados con los típicos podrían deberse a cambios en las anomalías de convección sobre el Pacífico ecuatorial y el Índico oriental.

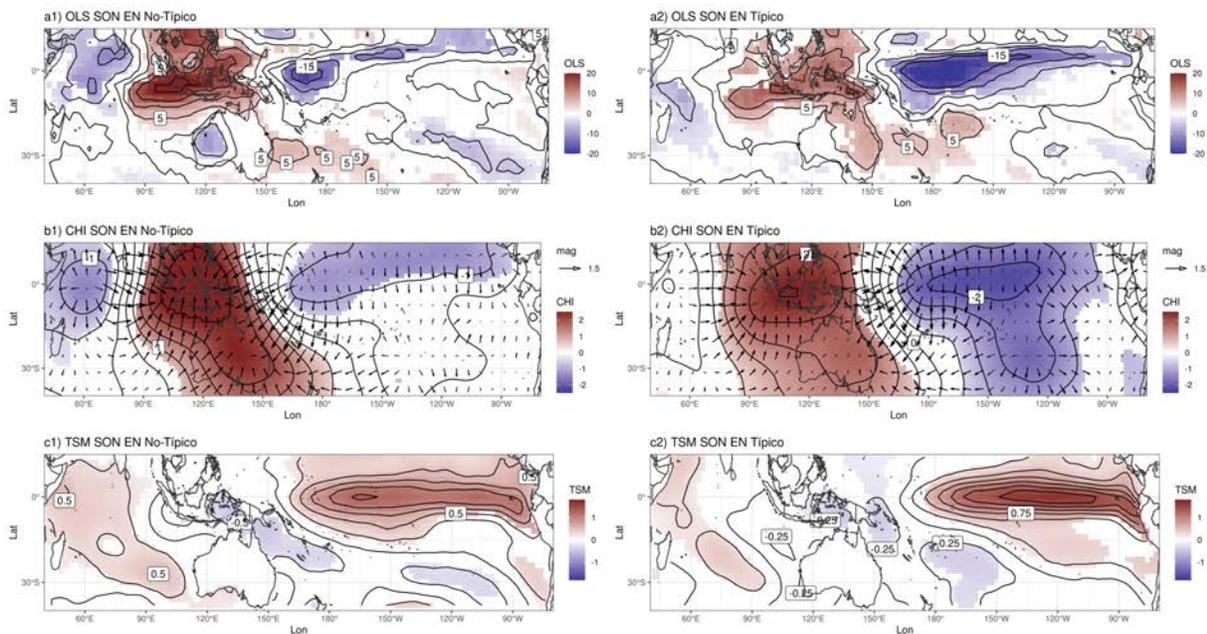


Figura 5.12: Campos de anomalía compuesta de OLS (paneles superiores), CHI y viento divergente en 250hPa (paneles centrales) y TSM (paneles inferior) para eventos EN no-típicos (paneles izquierdos) y típicos (paneles derechos) en el trimestre SON. Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

En el trimestre OND y NDE no se observan grandes cambios entre eventos EN típicos y no-típicos vinculados a la convección y el flujo divergente en el Pacífico ecuatorial y Continente Marítimo (Fig. 5.13 y Fig. 5.14). Sin embargo, para el trimestre OND en eventos EN no-típicos no se observa la intensificación de la convergencia en altura sobre SA (Fig. 5.13 panel b1), que es característico en eventos EN, asociado a la celda anómala de Walker (Cai et al., 2020). En el trimestre NDE no-típicos la convección es levemente más intensa en el Pacífico ecuatorial occidental (Fig. 5.13 a1-a2) y la convergencia en altura es más intensa sobre el Continente Marítimo (Fig. 5.13 b1-b2). Estos cambios observados en la convección y flujo divergente en altura junto a variaciones en el estado básico podrían explicar los cambios observados en las ondas quasi-estacionarias de Rossby.

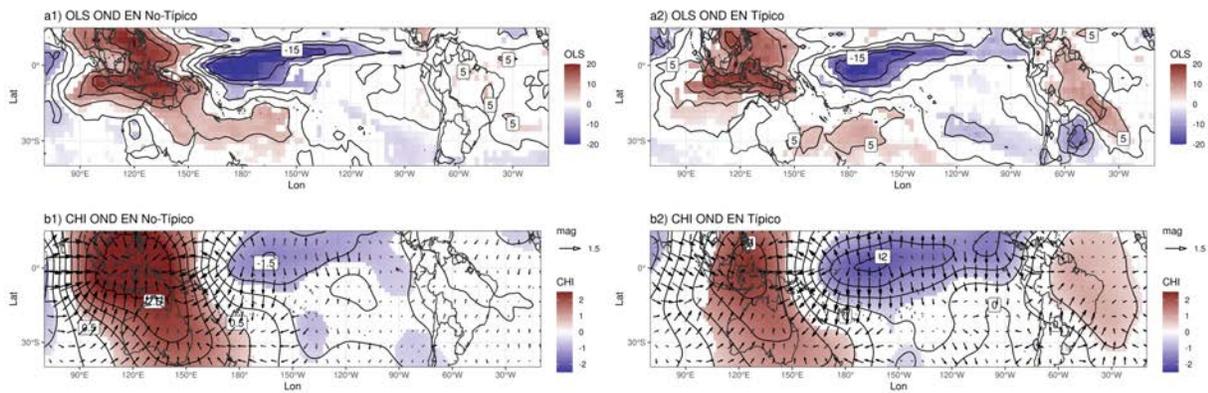


Figura 5.13: Campos de anomalía compuesta de OLS (paneles superiores) y CHI y viento divergente en 250hPa (paneles inferiores) para eventos EN no-típicos (paneles izquierdos) y típicos (paneles derechos) en el trimestre OND. Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

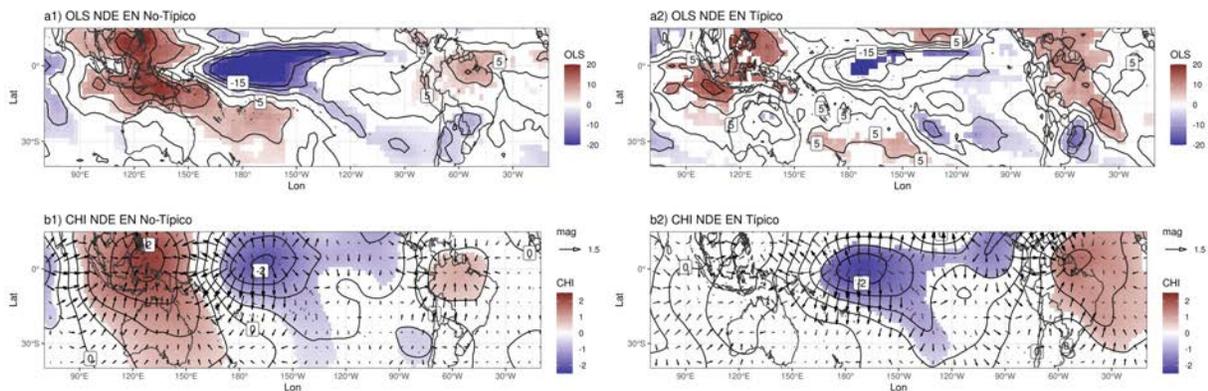


Figura 5.14: Como la Fig. 5.13 pero para NDE

En los eventos LN no-típicos, los campos compuestos de circulación en troposfera superior para cada trimestre no muestran ningún patrón de teleconexión discernible (Fig. 5.15). Asimismo, la inspección individual de cada trimestre muestra una amplia variedad de anomalías, en parte asociadas a ondas de Rossby cuasi-estacionarias con diversa regiones fuentes, que anulan la composición (no mostrado). Por otra parte, no se observan diferencias significativas en las TSM ecuatoriales respecto a eventos LN típicos (Fig. 5.16). En general, puede decirse que en los tres trimestres las anomalías compuesta de OLS y de CHI en los eventos LN no-típicos difieren significativamente con respecto a los eventos LN típicas en áreas tropicales del Pacífico y el Continente Marítimo, que son críticas para la emanación de ondas de Rossby hacia SA (Fig. 5.17 y 5.18).

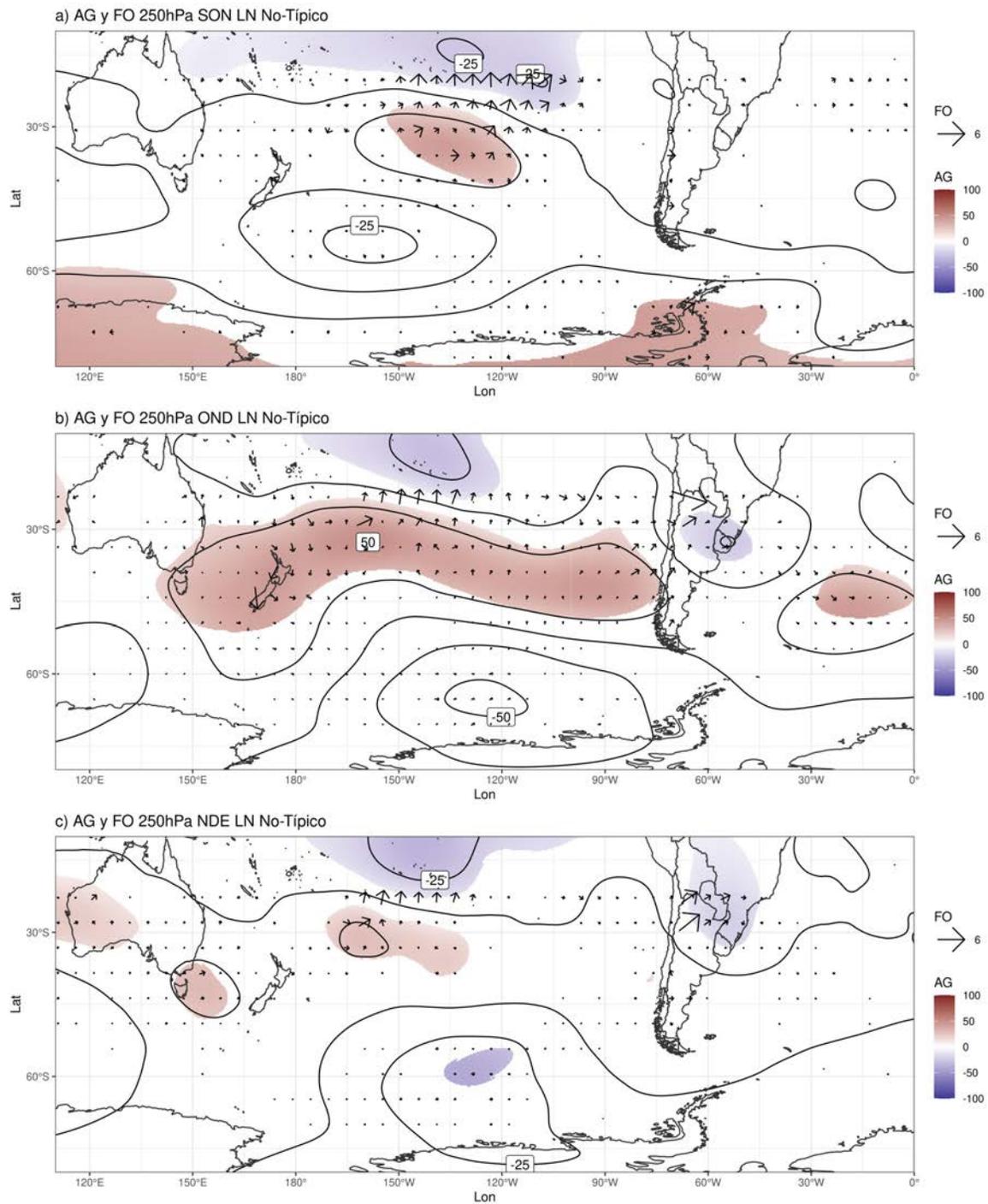


Figura 5.15: Campos de anomalía compuesta de AG (color y contornos) y FO (vectores) en 250 hPa para eventos LN no-típicos en el trimestre SON (panel a), OND (panel b) y NDE (panel c). Áreas con color indican anomalías de AG significativamente distintas con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

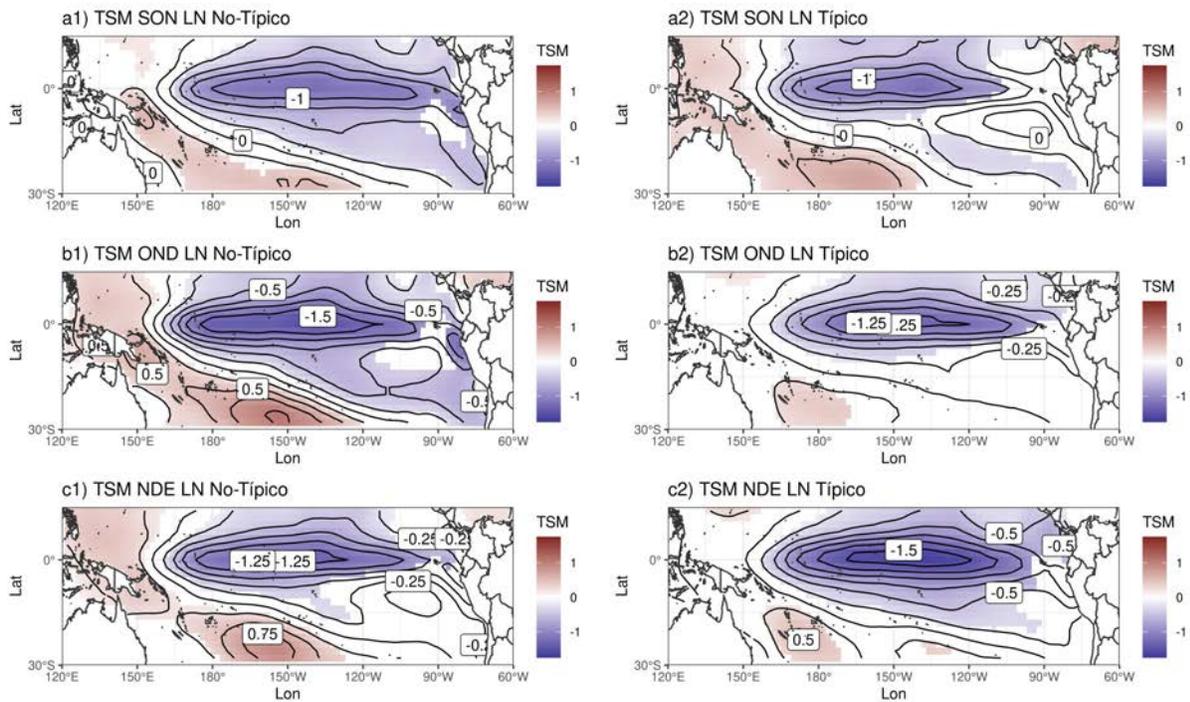


Figura 5.16: Campos de anomalía compuesta de TSM en el trimestre SON (paneles **a**), OND (paneles **b**) y NDE (paneles **c**) para eventos LN no-típicos (paneles **1**) y LN típicos (paneles **2**). Áreas con color indican anomalías de AG significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

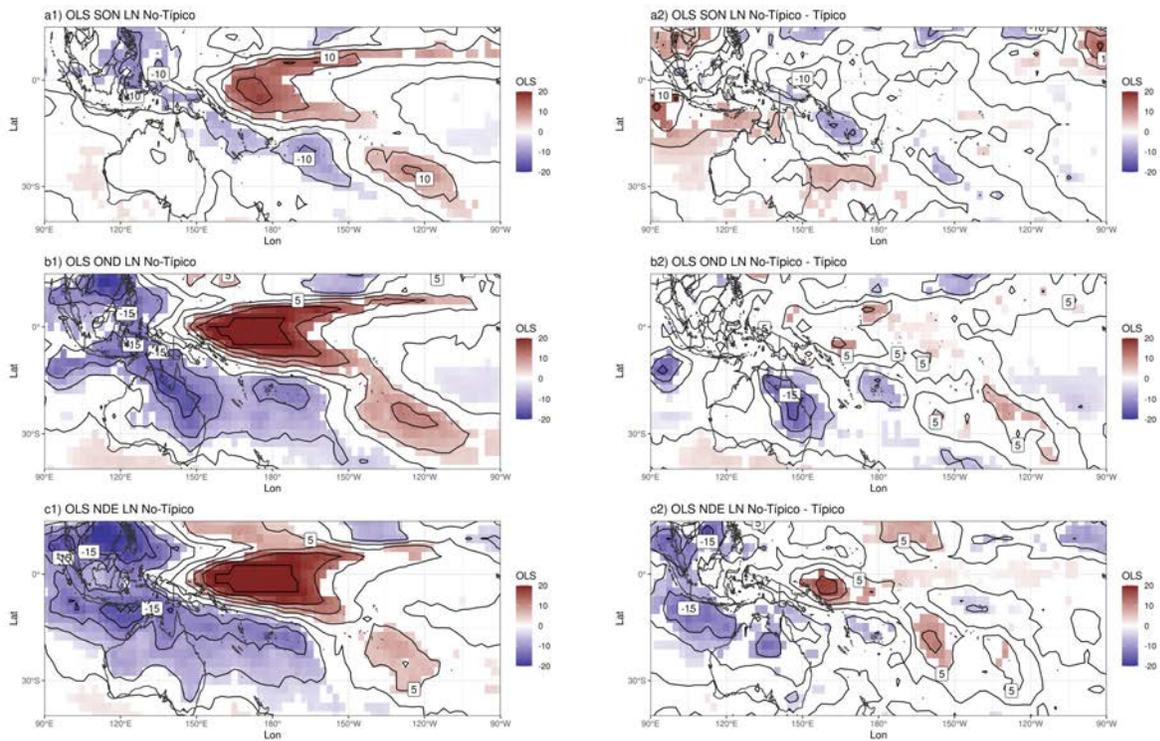


Figura 5.17: Campos de anomalía compuesta de OLS para eventos LN no-típicos (paneles izquierdos) y su diferencia con los eventos LN típicos (paneles derechos) en el trimestre SON (paneles superiores), OND (paneles centrales) y NDE (paneles inferiores). Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

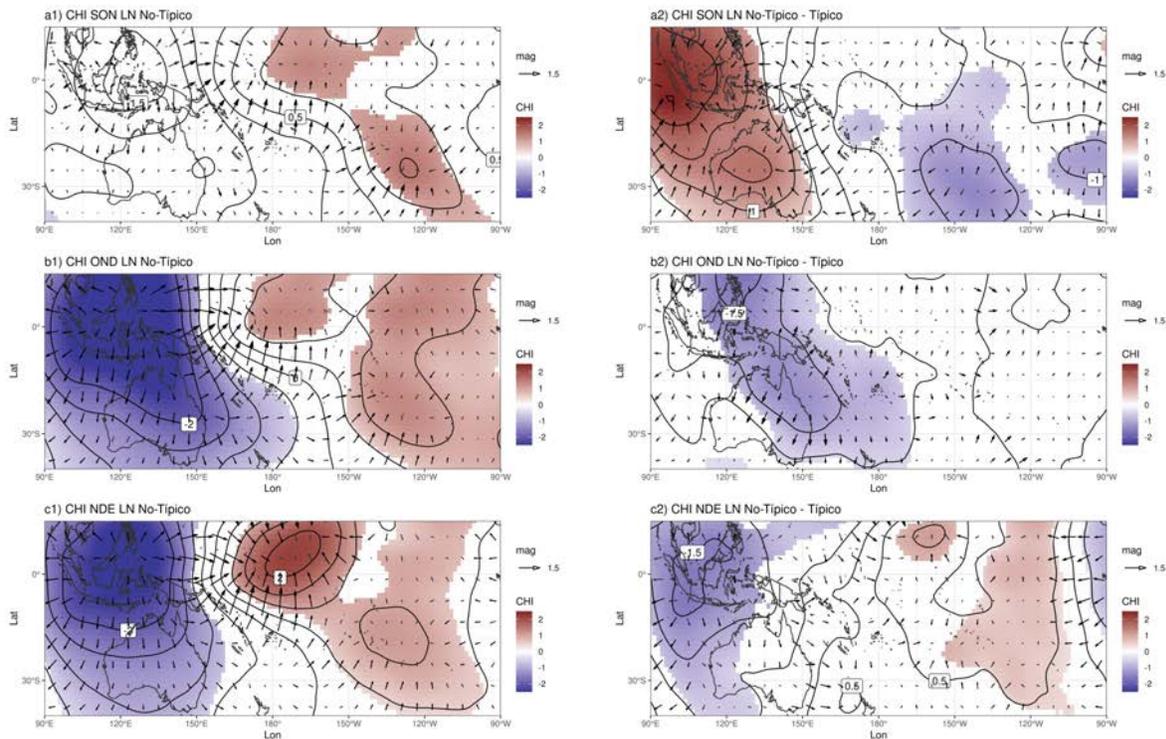


Figura 5.18: Campos de anomalía compuesta de CHI y viento divergente en 250hPa para eventos LN no-típicos (paneles izquierdos) y su diferencia con los eventos LN típicos (paneles derechos) en el trimestre SON (paneles superiores), OND (paneles centrales) y NDE (paneles inferiores). Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

5.6. El evento atípico 1987/88 bajo condiciones El Niño

Como se muestra en la Tabla 5.1, la temporada SONDE 1987/88 bajo condiciones EN quedó definida como atípica, ya que los trimestres SON y OND, presentan su mayor varianza representada por la CP1 pero en modo inverso. En la Figura 5.19 se muestra el campo de anomalías de precipitación para cada mes de la temporada SONDE 1987/88. Como es de esperar, se observan condiciones secas generalizadas desde septiembre a diciembre, mayormente hacia el este de ArST. Las condiciones secas son más intensas y abarcan mayores regiones en septiembre y octubre (Fig. 5.19 paneles a-b). Por otro lado, el campo de precipitación para enero presenta anomalías positivas, como en eventos EN típicos, con condiciones más húmedas de lo normal en el este de ArST, Uruguay y sur de Brasil.

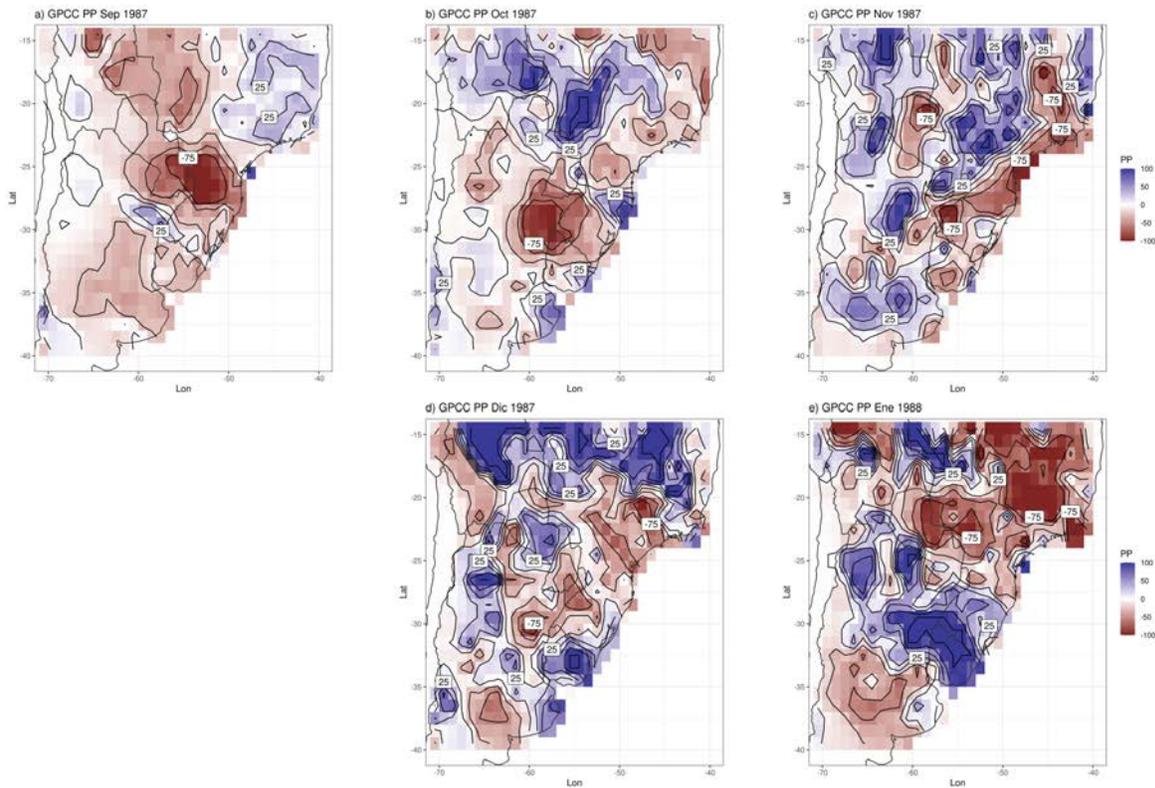


Figura 5.19: Campos de anomalía de precipitación del GPCP mes a mes para el evento EN atípico 1987/88. Línea base para las anomalías 1981-2010.

Al observar los campos regionales de AG en 850hPa y FH, se puede observar que los meses asociados a condiciones secas, de septiembre a diciembre, presentan FH anómalo del sur sobre ArST (Fig. 5.20 paneles a-d). Este FH anómalo del sur sobre ArST es opuesto al FH climatológico, por lo que inhibe el transporte de humedad desde la Amazonia hacia la región, propiciando de esta manera condiciones más secas. Asociado al FH del sur se observa en todos los meses anomalías AG positivas sobre el oeste de ArST (Fig. 5.20 paneles a-d) y de septiembre a noviembre, además, anomalías de AG negativas sobre el Atlántico Sur subtropical (Fig. 5.20 paneles a-c). Por su parte, el mes de enero presenta condiciones similares de circulación troposférica a las observadas regionalmente en eventos EN típicos, con anomalías de AG positivas sobre Brasil y negativas sobre el oeste de ArST favoreciendo el FH intensificado del norte en ArST (Fig. 5.20 panel e).

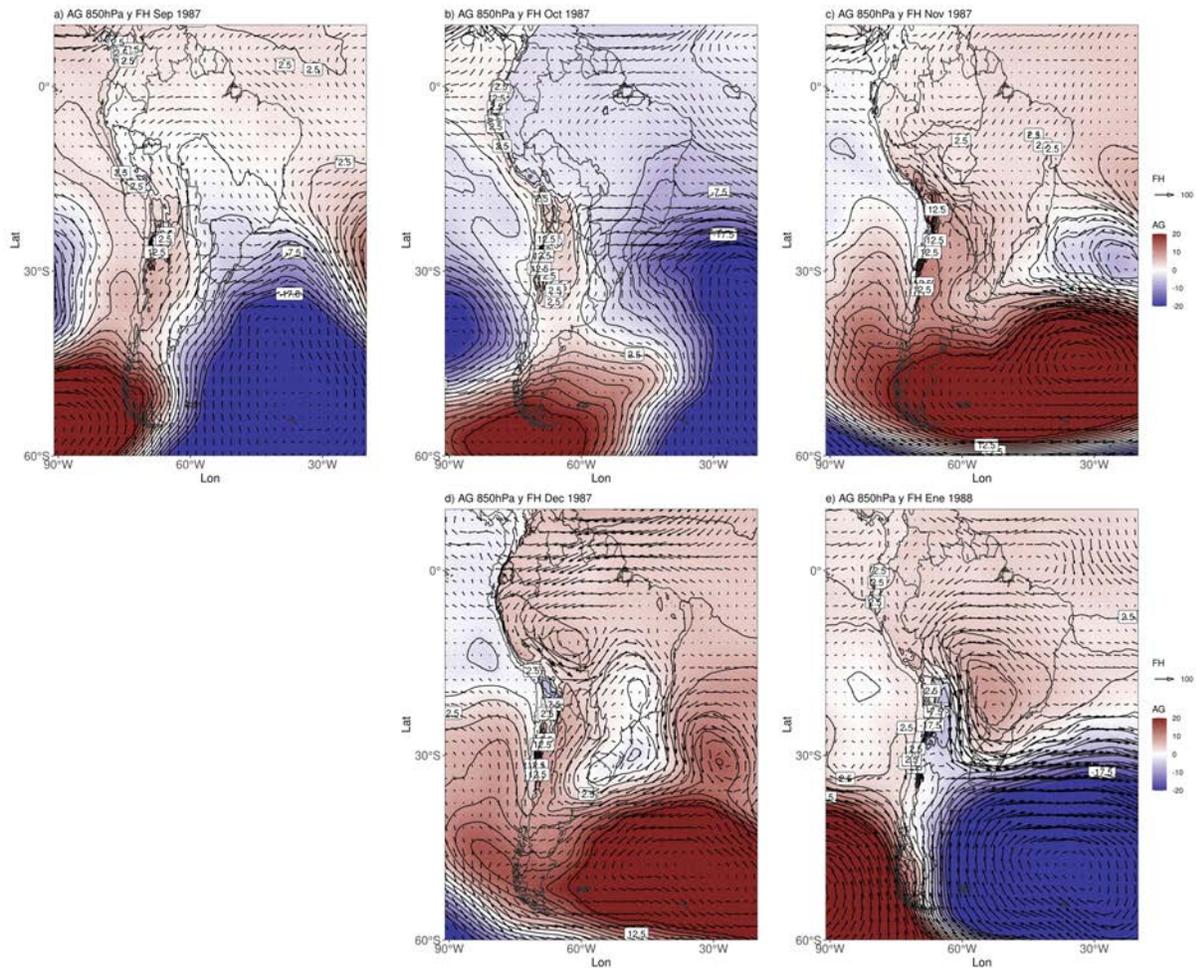


Figura 5.20: Campos de anomalía de AG 850hPa y FH mes a mes para el evento EN atípico 1987/88. Línea base para las anomalías 1981-2010.

Al comparar los campos de TSM mes a mes del evento EN atípico 1987/88 con los campos mensuales compuestos de EN típico, se puede apreciar que de octubre a enero el Pacífico ecuatorial presenta condiciones más frías, de hasta -1°C (Fig. 5.21 paneles b1-e1). En cambio el mes de septiembre presenta condiciones más cálidas (Fig. 5.21 panel a1). Es decir, el evento EN atípico 1987/88 presenta el máximo calentamiento anómalo de las TSM del Pacífico central ecuatorial en septiembre y éste disminuye rápidamente hacia el verano. Estas variaciones en las TSM del Pacífico ecuatorial en la primavera e inicio del verano austral de 1987/88 están acompañadas por anomalías de convección del flujo divergente en troposfera superior que se apartan de las observadas en esta temporada durante EN típico. (Fig. 5.21 paneles a2-e2).

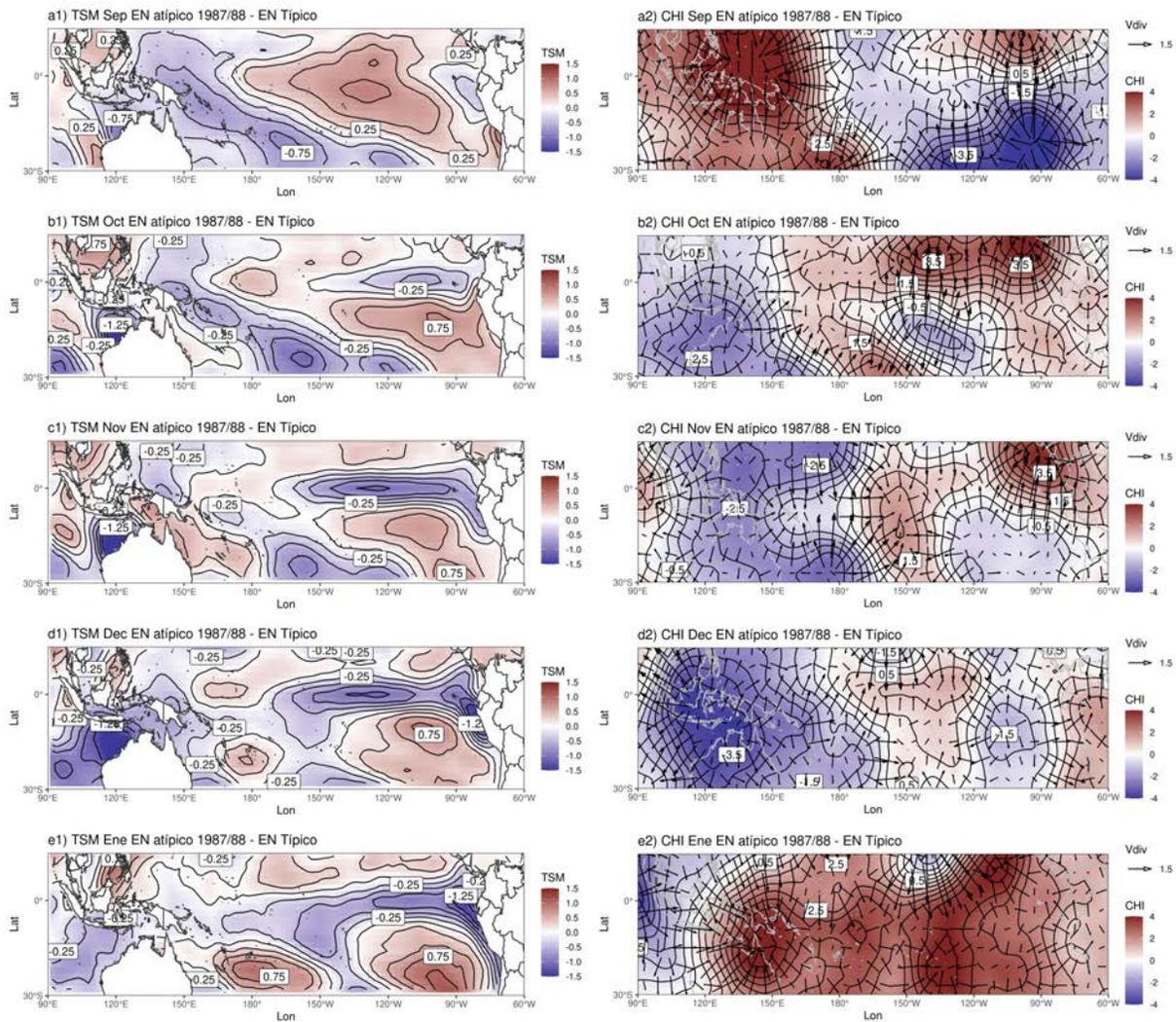


Figura 5.21: Campos de diferencia de TSM (paneles izquierdos), y CHI y viento divergente (paneles derechos) mes a mes para el evento EN atípico 1987/88 menos los eventos EN típicos.

Por otra parte, cabe destacar que las anomalías compuestas mensuales y trimestrales de circulación troposférica regional observadas de septiembre a diciembre, no presentan teleconexiones asociadas al fenómeno ENOS, algo esperable debido a las anomalías mensuales observadas en las TSM y CHI mensuales. Sólo se observa un tren de onda de Rossby cuasi-estacionario en enero, pero esta teleconexión no está asociada al ENOS (Fig. 5.22). La onda de Rossby cuasi-estacionaria evidenciada por las anomalías de AG en altura en el campo mensual (Fig. 5.22 panel c), se debe a convección activada desde fines de diciembre a principios de enero en el Pacífico tropical occidental, al sur del ecuador (Fig. 5.22 panel d). Las inspección de los campos diarios en baja

frecuencia (periodicidades mayores a 10 días utilizando el filtro descrito en la Sección 2.2.2) de AG en tropósfera superior promediados entre el 1 y 15 de enero y entre el 16 y el 31 de enero, permiten apreciar, en cambio, la presencia de un tren de ondas de Rossby sub-mensuales que propaga lentamente desde Australia hacia SA a lo largo de todo el mes de enero (Fig. 5.22 paneles a y b). En las inmediaciones del subtrópico de SA, el arribo del tren de ondas propicia las anomalías regionales de circulación troposférica en enero previamente descritas (Fig. 5.20 panel e).

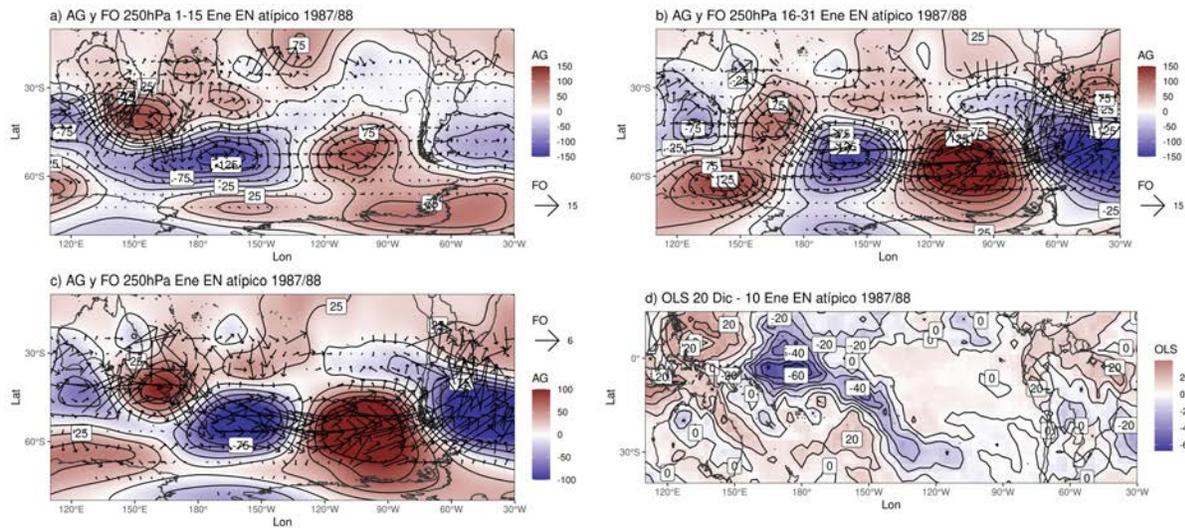


Figura 5.22: *Panel a y b:* Campos de anomalía de AG y FO 250hPa en baja frecuencia para distintos períodos de días. El panel **a** muestra el campo compuesto desde el 1 al 15 de enero de 1988. El panel **b** muestra el campo compuesto desde el 16 al 31 de enero de 1988. **Panel c:** Campos de anomalía de AG y FO en 250hPa para enero de 1988. **Panel d:** Campos de anomalía de OLS para el período 20 de diciembre de 1987 al 10 de enero de 1988. Los datos de AG y viento fueron previamente filtrados para capturar únicamente periodicidades mayores a 10 días utilizando el filtro descrito en la sección 2.2.2. Línea base para las anomalías 1981-2010.

En los meses de septiembre a diciembre de 1987 en dos ocasiones se aprecian trenes de ondas de Rossby sub-mensuales que son responsables de las anomalías mensuales de circulación troposféricas observadas en las inmediaciones de SA extratropical. En la Figura 5.23 se muestran los promedios diarios de AG y FO en 250hPa en baja frecuencia para estas situaciones. La primera ocurre del 10 al 30 de septiembre; el tren de onda de Rossby emana desde un área de convección anómala en el Pacífico Sur tropical occidental hacia el Atlántico Sur extratropical (Fig. 5.23 panel a1-a2). La otra situación ocurre del 10 al 30 de noviembre, en la que el tren de onda se propaga desde el este de Australia hacia SA (Fig. 5.23 panel b1). En días previos al inicio de

la propagación de onda, se activa convección anómala sobre el subtrópico, al este de Australia, desde donde emana la onda (Fig. 5.23 panel b2). En ambas situaciones en las que hay ondas de Rossby sub-mensuales, éstas no están asociadas a convección anómala vinculada al evento EN.

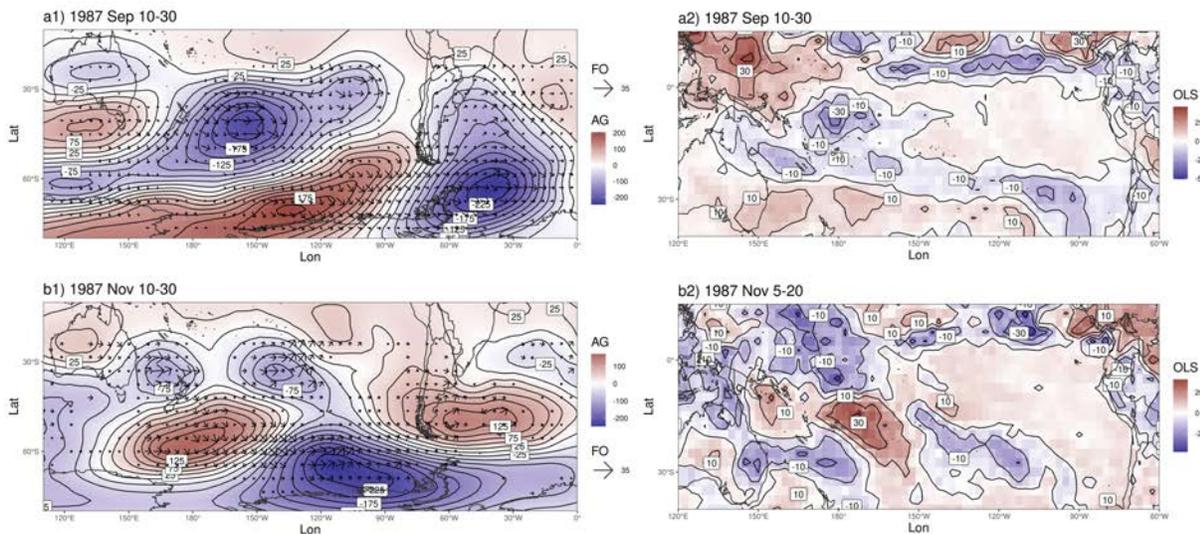


Figura 5.23: Campos de anomalía de AG y FO 250hPa en baja frecuencia (paneles izquierdo) y anomalía de OLS diaria (paneles derechos) para distintos períodos de días. El panel **a1** y **a2** muestra el campo compuesto desde el 10 al 30 de septiembre de 1987. El panel **b1** muestra el campo compuesto desde el 10 al 30 de noviembre de 1987. El panel **b2** muestra el campo compuesto desde el 5 al 20 de noviembre de 1987. Los datos de AG y viento fueron previamente filtrados para capturar únicamente periodicidades mayores a 10 días utilizando el filtro descrito en la sección 2.2.2. Línea base para las anomalías 1981-2010.

5.7. Resultados principales y conclusiones parciales

Se estudió la manera en que el fenómeno ENOS afecta la precipitación en ArST para el período 1979–2016, con especial énfasis en los desvíos de la respuesta media. La mayor relación lineal entre la precipitación en ArST y el fenómeno ENOS es en la temporada SONDE. En general, se encontró que el fenómeno EN (LN) en la temporada SONDE está asociado a mayores (menores) precipitaciones en las planicies subtropicales y menores (mayores) precipitaciones en la región de la ZCAS, en concordancia con trabajos previos (Cazes-Boezio et al., 2003; Grimm & Zilli, 2009; Grimm, 2019; Tedeschi et al., 2015).

Se propuso una forma objetiva de categorizar los eventos EN y LN acorde a los patrones

trimestrales de precipitación anómala en ArST en SONDE para cada evento, basado en un análisis de componentes principales en modo T. De esta forma se distinguen tres categorías: temporadas SONDE típicas, que implican un patrón de precipitación “esperado” (similar a la respuesta lineal); temporadas SONDE atípicas, que implican un patrón de precipitación inverso al “esperado”; y temporadas SONDE no-típicas, que implica que no responden a ninguna de las dos categorías anteriores. De esta categorización, se desprende que alrededor del 50 % de los eventos ENOS son no-típicos, lo que implica una gran variabilidad entre eventos. Las temporadas no-típicas muestran, en términos medios, anomalías de precipitación más débiles y desplazadas al norte respecto a las típicas. Cabe mencionar que de los 13 eventos EN, sólo 1 evento fue categorizado como atípico y 7 como no-típicos, mientras que de los 11 eventos LN ninguno fue categorizado como atípico y 5 como no-típico. Esto muestra que la respuesta de la precipitación en ArST en la temporada SONDE tiende a ser más estable durante eventos LN que eventos EN.

Los eventos LN no-típicos no presentan cambios en las TSM respecto a los eventos LN típicos, tampoco se observan trenes de onda de Rossby cuasi-estacionarias (trimestrales o mensuales). Se aprecian variaciones significativas en las anomalías de OLS y CHI respecto a LN típicas, lo cual es crítico para la región fuente de ondas de Rossby.

Por otro lado, los eventos EN no-típicos presentan ondas de Rossby, aunque estas son débiles respecto a las de eventos EN típicos y no llegan a SA. Estos cambios en las ondas de Rossby en eventos EN no-típicos están relacionados con variaciones en la convección anómala sobre el Pacífico ecuatorial e Índico oriental, en parte asociado a cambios en las TSM del Pacífico ecuatorial.

Por su parte, el evento EN atípico 1987/88 presenta grandes cambios en las TSM del Pacífico ecuatorial respecto a los eventos típicos. A su vez, solamente en enero se observa una onda de Rossby cuasi-estacionaria similar a las de eventos EN típicos. Por otro lado, en los meses de septiembre y noviembre se observan trenes de onda de Rossby sub-mensuales que propician condiciones anormalmente secas en ArST. No obstante, la convección anómala asociada a la emanación de estos trenes de onda de Rossby no está asociada al evento EN.

En general, los desvíos respecto de los eventos típicos se deben a variaciones en la convección sobre las regiones fuente de onda. Condiciones del flujo básico diversas a las observadas durante EN/LN típicos y no favorables para la propagación de onda de Rossby podría llegar a ser una

causa, como fue sugerido por Kumar & Hoerling (1997).

Capítulo 6

Forzantes de la precipitación de verano

En este capítulo se desarrolla el objetivo específico 5: “Estudiar los forzantes de la circulación troposférica asociados a las variaciones de la precipitación de verano mes a mes a nivel de subregiones de ArST”. Para esto, las estaciones del SMN en ArST son agrupadas para cada mes del verano austral (diciembre, enero y febrero) acorde a su co-variabilidad. Una vez obtenidas las subregiones se analiza el índice regional de precipitación (IRP) de cada subregión para poder detectar sus forzantes atmosféricos. Este análisis se hace en una primera instancia mediante la correlación con índices climáticos del sistema acoplado océano-atmósfera, y en una segunda instancia mediante la confección de campos compuestos de diversas variables atmosféricas de valores altos y bajos de los IRP.

6.1. Regionalización de la precipitación de diciembre

Para tener índices representativos de regiones coherentes en términos de variabilidad inter-anual de la precipitación de diciembre, se regionalizó la precipitación observada a nivel de estación utilizando el método descrito en el capítulo 2.2.7, utilizando como umbral de correlación: $r_c = 0,75$. Es importante remarcar que por cómo es la metodología implementada, no todas las estaciones utilizadas se agregan a una región. Para el mes quedaron definidas cuatro regiones con sus

respectivas series temporales de IRP (Fig. 6.1). La región 1 (R1) comprende el noreste del país (principalmente la provincia de Misiones y parte de Corrientes), la región 2 (R2) abarca el sudeste de ArST (principalmente la provincia de Entre Ríos y parte sur de Corrientes), la región 3 (R3) comprende el centro sur de ArST (principalmente la provincia de Córdoba), y la región 4 (R4) comprende la región suroeste de ArST (Mendoza, San Luis y La Rioja).

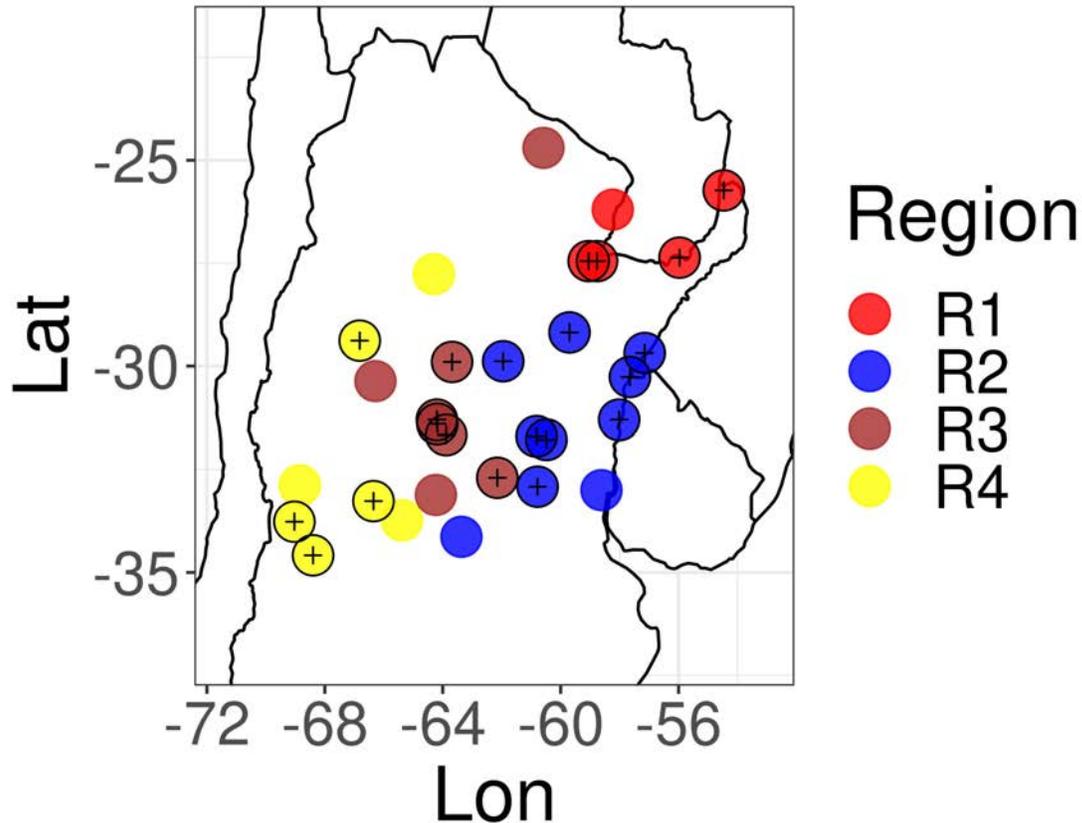


Figura 6.1: Mapa de las estaciones que pertenecen a cada región coherente de variabilidad inter-anual de la precipitación de diciembre en ArST. Las estaciones pertenecientes a cada región se muestran con un círculo de color (referente a cada región) remarcado y una cruz negra. Las estaciones que no forman parte de ninguna región pero que presentan una correlación moderada ($> 0,5$) con el índice de precipitación de la región están marcadas con el color referente a la región.

En la Figura 6.2 se muestran las marchas inter-anales de los IRP de cada región. Las cuatro regiones presentan varianza similar en términos de desvío estándar, aunque R3 presenta ligeramente menor varianza. Los valores más bajos de IRP de cada región se observan todos en

eventos LN, para R3 y R4 en el evento LN 1988/89, para R2 en el evento LN 2008/09, y para R1 en el evento LN 2011/12. Por su parte los valores más altos de IRP de cada región se observan en general en eventos EN, para R2 y R3 en el evento EN 1997/98, para R4 en el evento EN 2002/03, y para R1 en 1996 (año no categorizado como evento EN/LN). El evento EN 1997/98 que está asociado al máximo valor para R2 y R3 es uno de los mayores EN registrados, llamado en la literatura como “súper El Niño” junto con los eventos 1982/83 y 2015/16 (Ren et al., 2017).

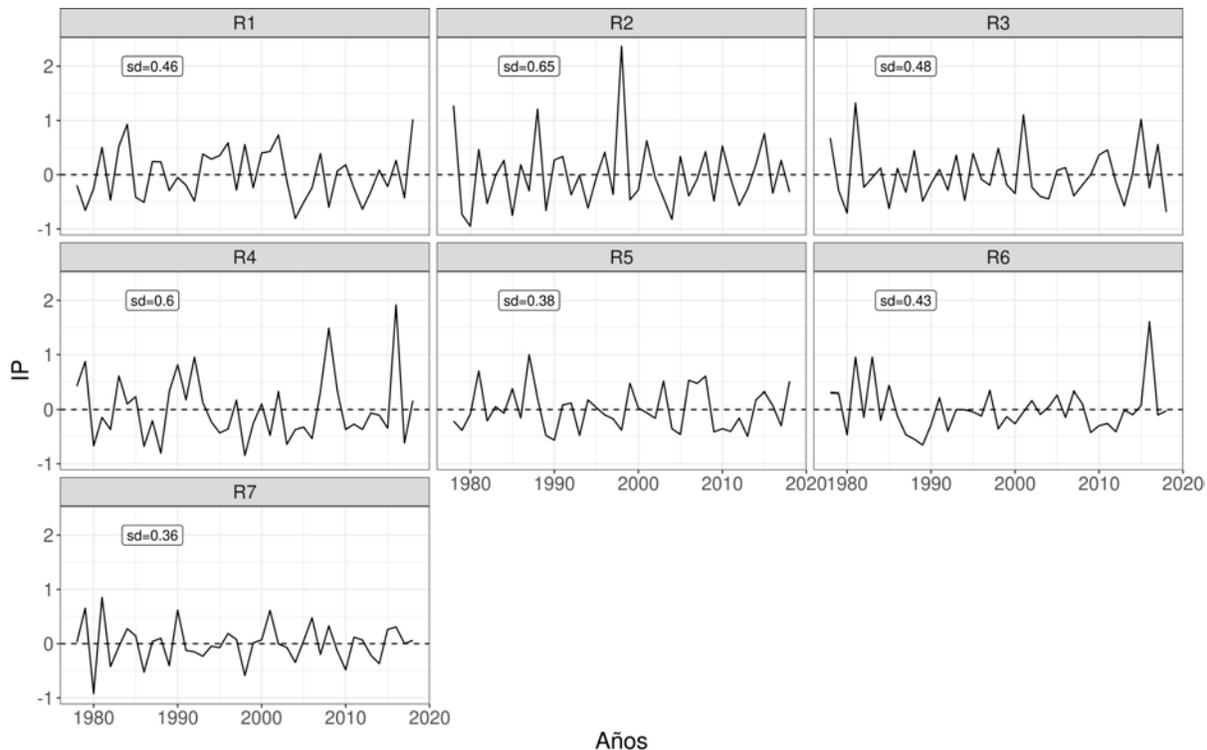


Figura 6.2: Serie inter-anual de los índices regionales de precipitación (IRP) adimensionales de cada región definida en la Figura 6.1. Se muestra además el desvío estándar (*sd*) de cada serie temporal. Línea base para las anomalías 1979-2017.

En la Figura 6.3 se muestra la correlación lineal del primer momento de Pearson entre los IRP y distintos índices del sistema acoplado océano-atmósfera para el mes de diciembre. Las cuatro regiones presentan correlaciones positivas y significativas con los índices NINO3, NINO4 y C, implicando cierta asociación lineal con el fenómeno ENOS, en concordancia con lo encontrado en el capítulo anterior. El IRP en R2 presenta la mayor correlación con todos los índices del ENOS con valores alrededor de 0.6, mientras que las demás regiones presentan valores de correlación entre 0.3 y 0.4. Además, el IRP en R2 (R3) presenta correlaciones positivas (negativas) y significativas

con el IOD (MAS). Para examinar la relación física entre los IRP y factores forzantes, como puede ser el fenómeno ENOS, se estimaron los campos de diferencia compuesta de diversas variables climáticas del sistema acoplado océano-atmósfera entre valores altos (mayores al P75) y bajos (menores al P75) del IRP de cada región. Si el forzante es lineal y la respuesta es simétrica, el campo de anomalía compuesta obtenido (altos menos bajos) maximizará las amplitudes de la señal. En el caso en que las anomalías compuestas no son simétricas, se estimaron los campos anómalos compuestos, altos y bajos, separadamente.

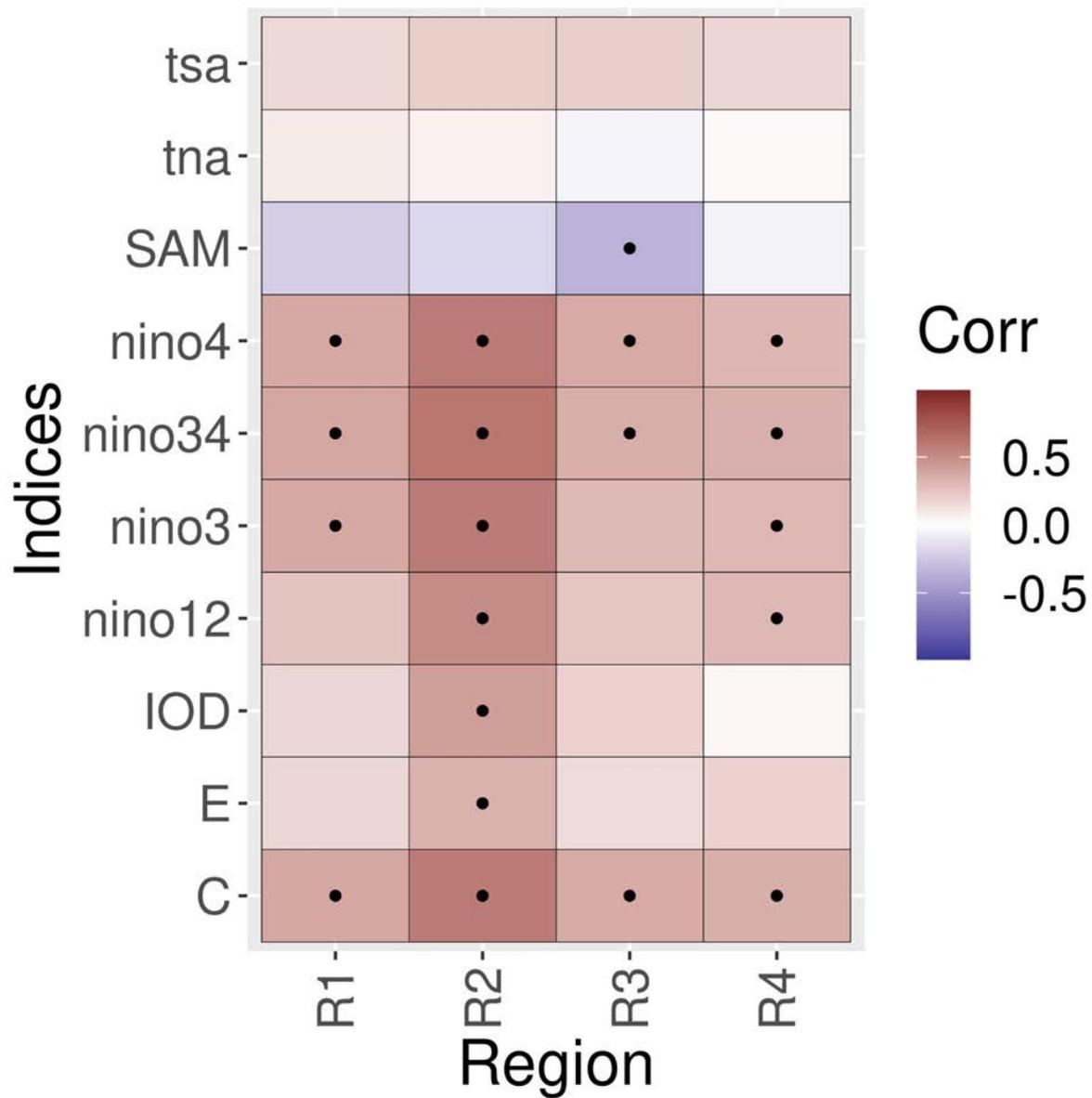


Figura 6.3: Matriz de correlación entre los índices regionales de precipitación (IRP) regionales y diversos índices del sistema acoplado océano-atmósfera para el mes de diciembre. Correlaciones significativas con un nivel de significancia $\alpha = 0,05$ se marcan con puntos.

En la Figura 6.4 se muestra el campo de la diferencia compuesta de TSM asociado al IRP de diciembre en cada región. Para las cuatro regiones, las anomalías compuestas más importantes aparecen en el Pacífico central ecuatorial. Esta señal es más fuerte en la R2 (+2,5°C), y más débil en la R3 (+1°C). Las señales son consistentes con las correlaciones obtenidas más arriba.

Así, se encuentra que condiciones tipo EN (LN) en el Pacífico ecuatorial central están asociadas a mayores (menores) precipitaciones en diciembre sobre ArST. A su vez, los campos de CHI en altura presentan anomalías negativas sobre el Pacífico ecuatorial central y anomalías positivas sobre SA sobre la región ecuatorial (Fig. 6.5), situación consistente con una celda anómala de Walker y característica de eventos ENOS (Cai et al., 2020). La celda anómala de Walker asociada a un evento EN, está definida por ascensos en el Pacífico ecuatorial central y África occidental, y por descensos sobre SA y Continente Marítimo (Cai et al., 2020). Los campos anómalos de CHI asociados a R2 representan claramente esta característica. En las demás regiones también está presente la celda anómala de Walker aunque algo menos definida fuera del área de calentamiento anómalo del Pacífico central ecuatorial. Esta circulación anómala de Walker es consistente con los campos anómalos de diferencia compuesta de OLS relacionados con las áreas de convección activada en los trópicos (Fig. 6.6).

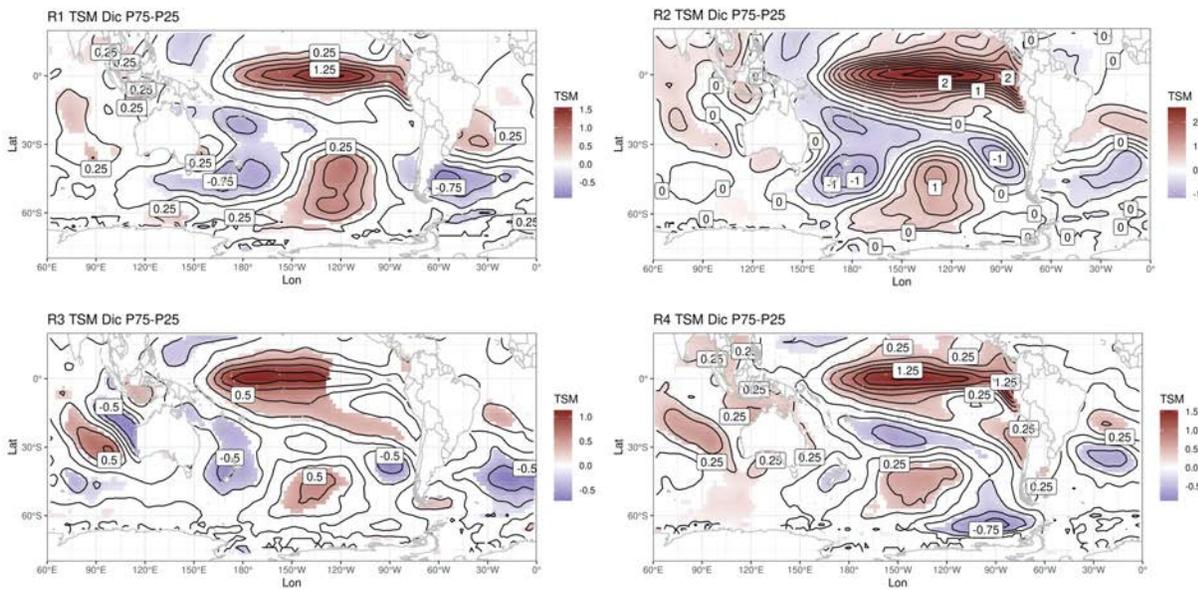


Figura 6.4: Diferencia compuesta de TSM entre valores altos (mayores al P75) y bajos (menores al P75) del IRP de cada región definida para diciembre. Áreas con color indican diferencias significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90 %.

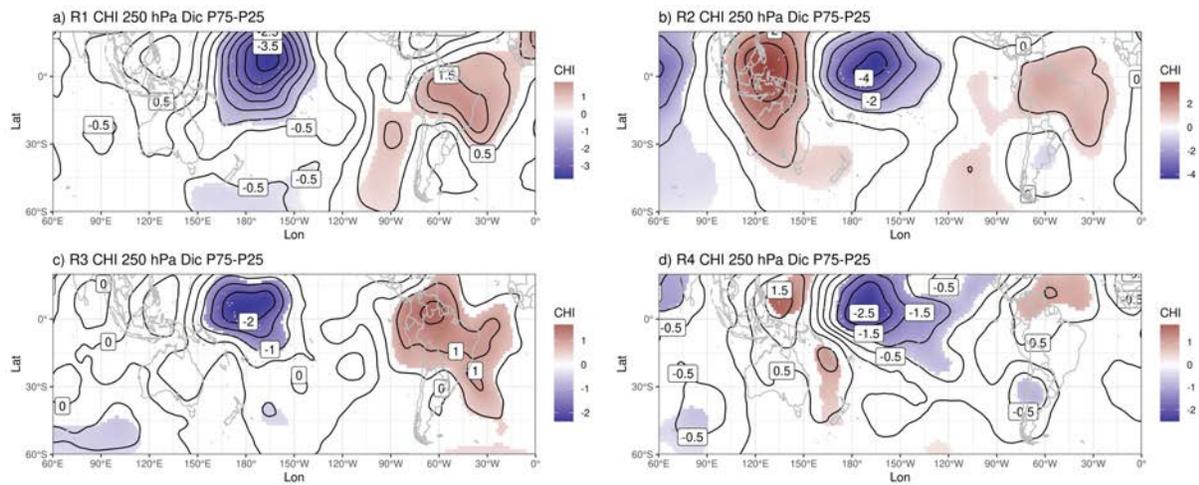


Figura 6.5: Diferencia compuesta de CHI en 250 hPa entre valores altos (mayores al P75) y bajos (menores al P75) del IRP de cada región definida para diciembre. Áreas con color indican diferencias significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90 %.

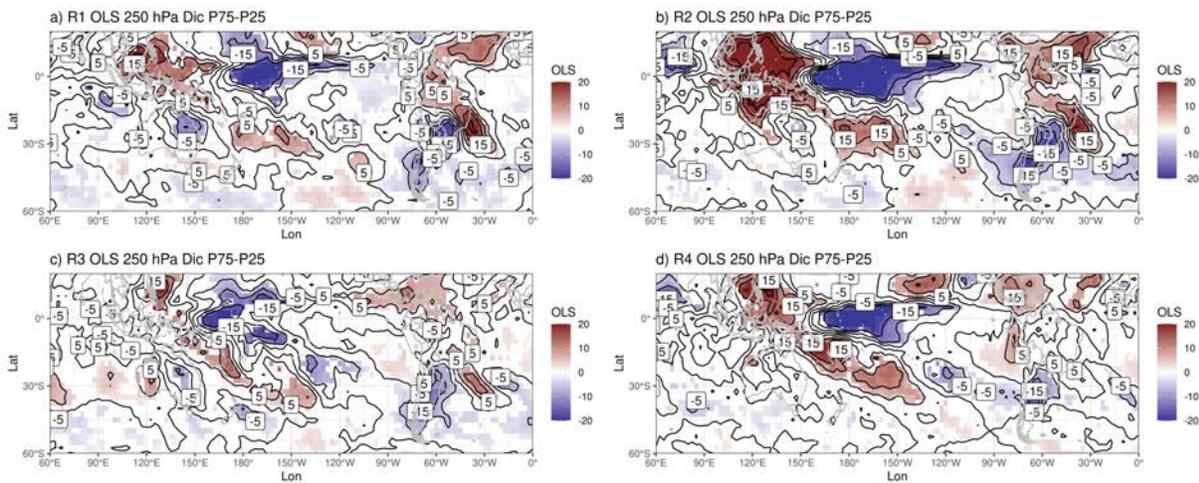


Figura 6.6: Diferencia compuesta de OLS entre valores altos (mayores al P75) y bajos (menores al P75) del IRP de cada región definida para diciembre. Áreas con color indican diferencias significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90 %.

Los campos de diferencia compuesta de AG y FO en tropósfera superior muestran para las regiones R1, R2 y R3 la presencia de un tren de ondas de Rossby extratropical cuasi-estacionario que propaga desde el Pacífico occidental hacia SA (Fig. 6.7 paneles a-c). Este tren de ondas presenta características similares a las observadas para eventos típicos de EN en noviembre y diciembre (ver capítulo anterior), especialmente para R2. En tropósfera inferior el campo de

diferencia compuesta de AG presenta una anomalía ciclónica estacionaria en latitudes medias de Chile, Argentina y Mar Argentino, y una anomalía anticiclónica estacionaria sobre el sudeste de Brasil que intensifica el flanco occidental del AAS (Fig. 6.8 paneles a-c). Esta configuración propicia la intensificación del FH anómalo desde la Amazonia hacia el este de ArST, propiciando la convergencia de humedad y precipitación en esta región, lo cual se evidencia en las anomalías de OLS (Fig. 6.6 paneles a-c). El dipolo anómalo de OLS es consistente con el dipolo de precipitación asociado al fenómeno ENOS (ver capítulo anterior).

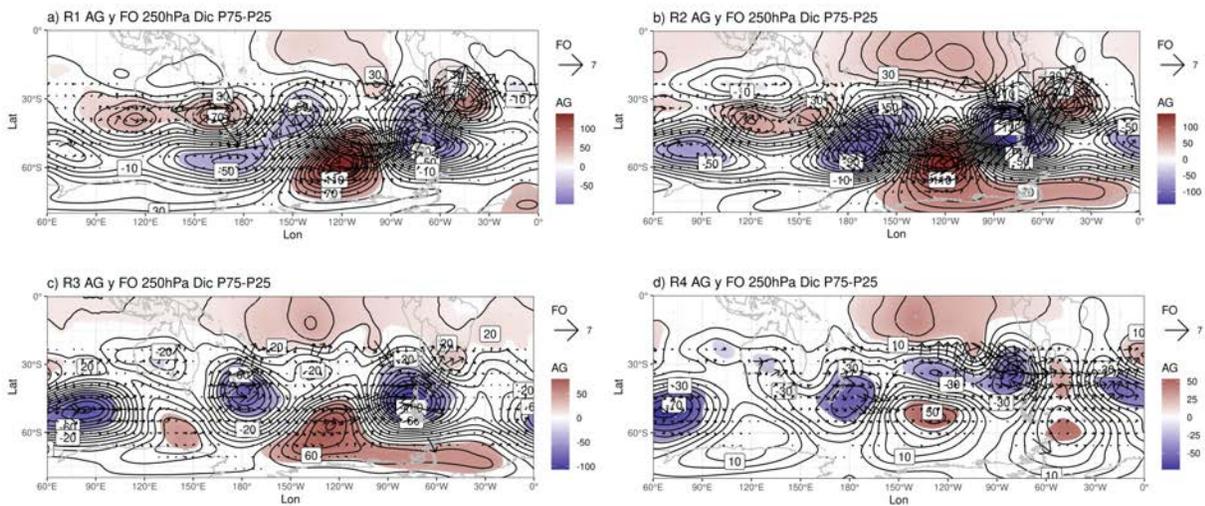


Figura 6.7: Diferencia compuesta de AG y FO en 250 hPa entre valores altos (mayores al P75) y bajos (menores al P75) del IRP de cada región definida para diciembre. Áreas con color indican diferencias significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%.

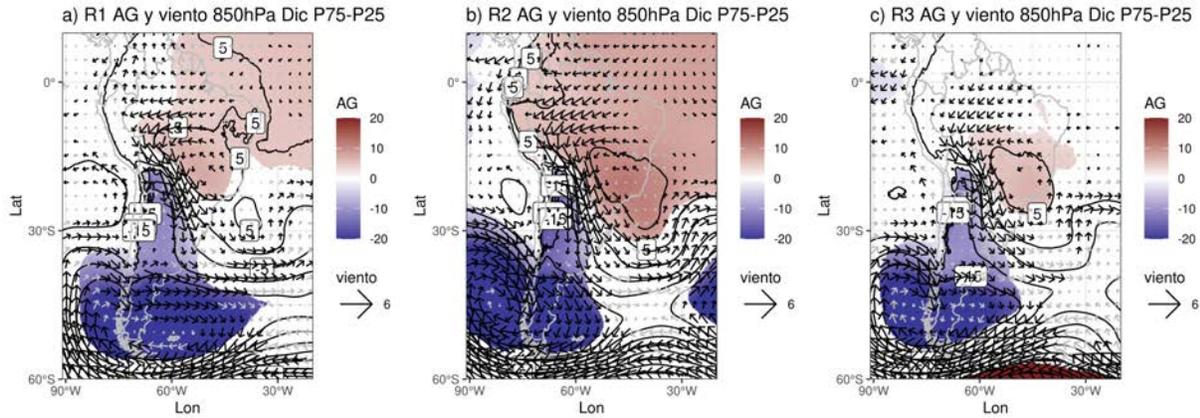


Figura 6.8: *Diferencia compuesta de AG y viento en 850 hPa (paneles superiores) y OLS (paneles inferiores) entre valores altos (mayores al P75) y bajos (menores al P75) del IRP de las regiones R1, R2 y R4 en diciembre. Áreas con color indican diferencias significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Vectores en negro indican diferencias de viento significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%.*

Por su parte, la R4 presenta un campo compuesto con perturbaciones poco discernibles en comparación a las otras regiones (Fig. 6.7 panel d). En este caso, al observar los campos compuestos para valores altos y bajos separadamente, se distingue que no hay simetría en la señal de respuesta al forzante, es decir, hay dos trenes de ondas de Rossby cuasi-estacionario distintos. Para valores altos, el campo compuesto de anomalía de AG y FO en diciembre asociado al IRP de R4 muestra una baja anómala estacionaria al oeste de los Andes sobre el Pacífico Sur y una alta anómala estacionaria en el sur de Brasil relacionada con una onda de Rossby subtropical que se origina entre $100^{\circ}O$ y $90^{\circ}O$ y $30^{\circ}S$ sobre el Pacífico y se propaga hacia el sur de Brasil (Fig. 6.9 panel a). Lo anterior está acompañado en niveles bajos de troposfera por un centro de anomalía negativo de PNM sobre el Pacífico Sur que debilita el Anticiclón semipermanente del Pacífico Sur, y un centro anómalo anticiclónico en el sur de Brasil, que intensifican el FH del norte sobre ArST (Fig. 6.10 panel a).

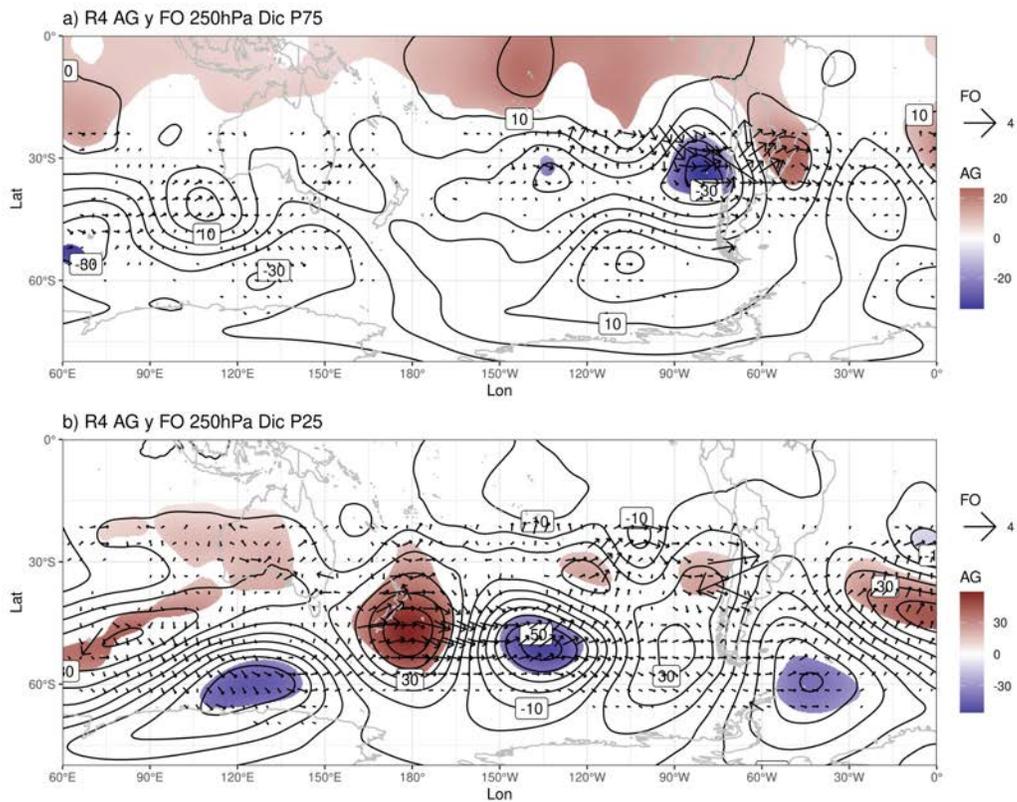


Figura 6.9: Composición de anomalías de AG y FO en 250 hPa para valores altos (panel **a**) y bajos (panel **b**) del IRP de R4 en diciembre. Áreas con color indican diferencias significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

Por otro lado, para valores bajos de IRP de diciembre en R4, se observa en tropósfera superior un tren de ondas de Rossby extratropical que propaga zonalmente desde el Pacífico Sur occidental hacia latitudes medias de SA (Fig. 6.9 panel b). Este tren de onda de Rossby establece una anomalía ciclónica estacionaria de PNM sobre el Mar Argentino, la cual impone un debilitamiento del FH del norte sobre toda Argentina subtropical (Fig. 6.10 panel b).

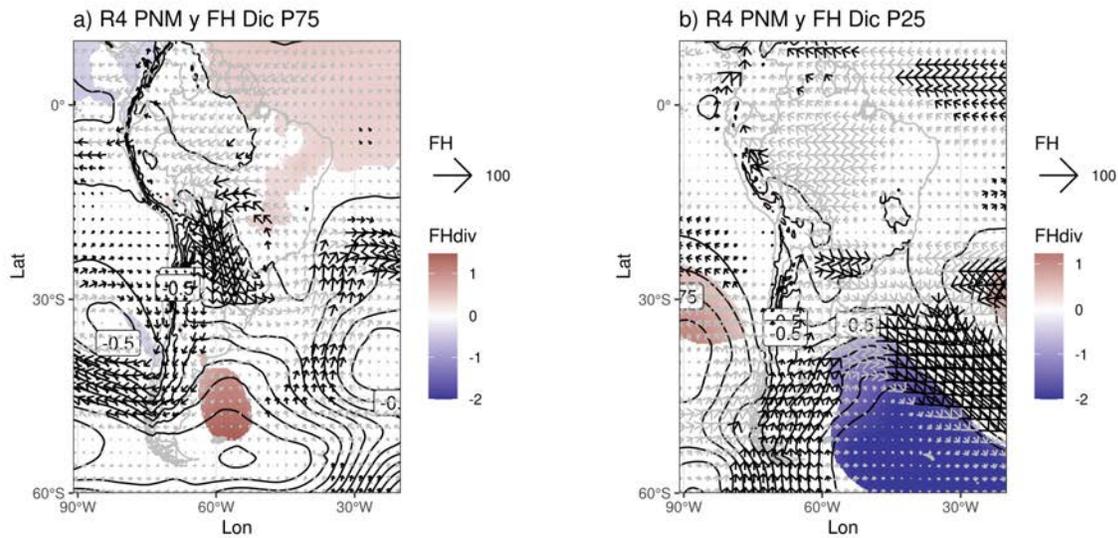


Figura 6.10: Composición de anomalías de PNM y FH para valores altos (panel **a**) y bajos (panel **b**) del IRP de R4 en diciembre. Áreas con color indican diferencias significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

6.2. Regionalización de la precipitación de enero

Para tener índices representativos de regiones coherentes en términos de variabilidad interanual de la precipitación de enero, se procedió de la misma forma que para diciembre (Sección 6.1) pero utilizando la precipitación mensual de enero. Para el mes quedaron definidas 7 regiones con sus respectivas series temporales de IRP (Fig. 6.11). La región 1 (R1) comprende el noreste del país (principalmente las provincias de Misiones y Corrientes), la región 2 (R2) abarca el este de ArST (principalmente la provincia de Entre Ríos), la región 3 (R3) abarca el sureste de ArST (centro sur de Santa Fe y sur de Entre Ríos), la región 4 (R4) comprende la región suroeste de ArST sobre la cordillera (San Juan y norte de Mendoza), la región 5 (R5) comprende el norte del país (centro oeste de Formosa y este de Salta, en la región del Impenetrable), la región 6 (R6) comprende el centro sur de ArST (principalmente la provincia de San Luis y centro de Mendoza), y la región 7 (R7) comprende el centro de ArST (principalmente la provincia de Córdoba).

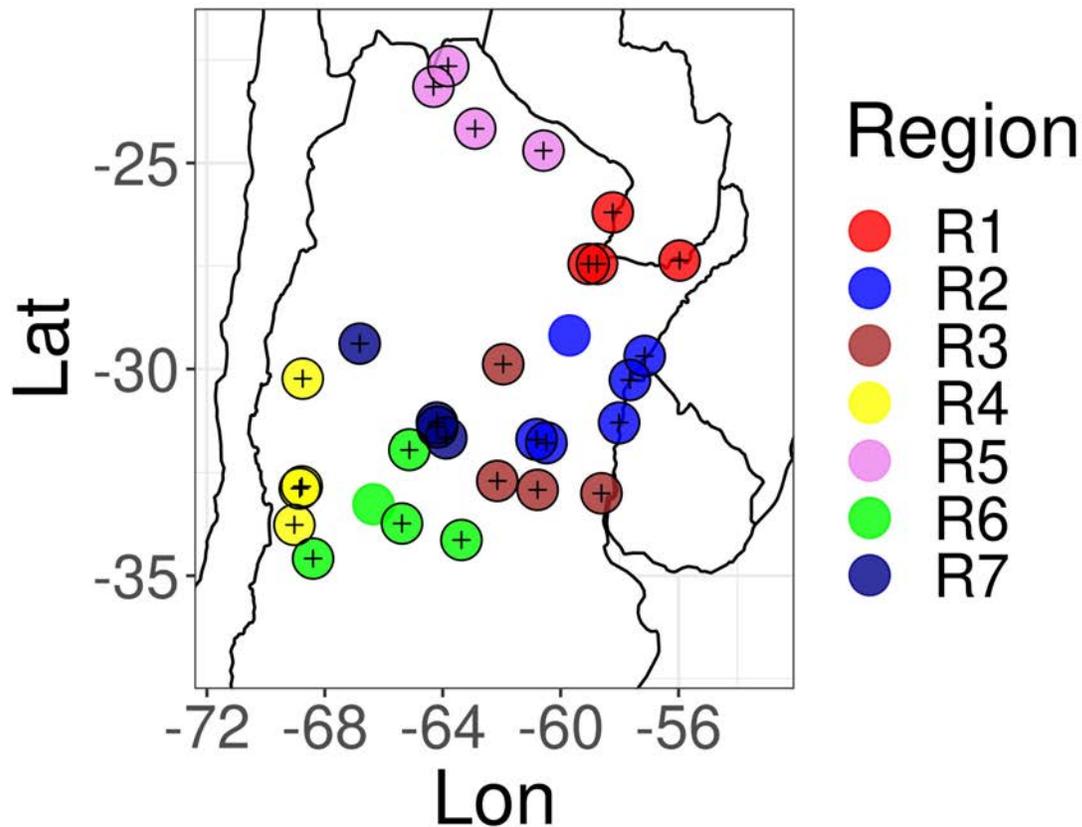


Figura 6.11: Como la Figura 6.1 pero para enero.

En la Figura 6.12 se muestran las marchas inter-anales de los IRP de cada región. R2 y R4 (R5 y R7) presentan la mayor (menor) varianza en términos de desvío estándar, que es evidente al observar la serie temporal. A su vez, R2 y R3 parecieran exhibir mayor variabilidad en la alta frecuencia, es decir más cambios año a año. R2 y R7 presentan un valor de IRP cercano a -1 ($-0,92$ y $-0,95$, respectivamente), lo que implica un mes anómalamente muy seco, ya que el valor -1 de IRP refiere a ausencia de precipitación. Estos valores tan bajos se dieron en 1980 año EN (1979/80), y en este mismo año se registró además el mínimo valor de IRP en R5 y R3. A su vez, R2 presenta un pico marcado con un valor de IRP de $2,37$ en 1998, año del “súper El Niño” 1997/98 evento en el cual también se presentaron los valores máximos para las regiones R2 y R3 en diciembre.

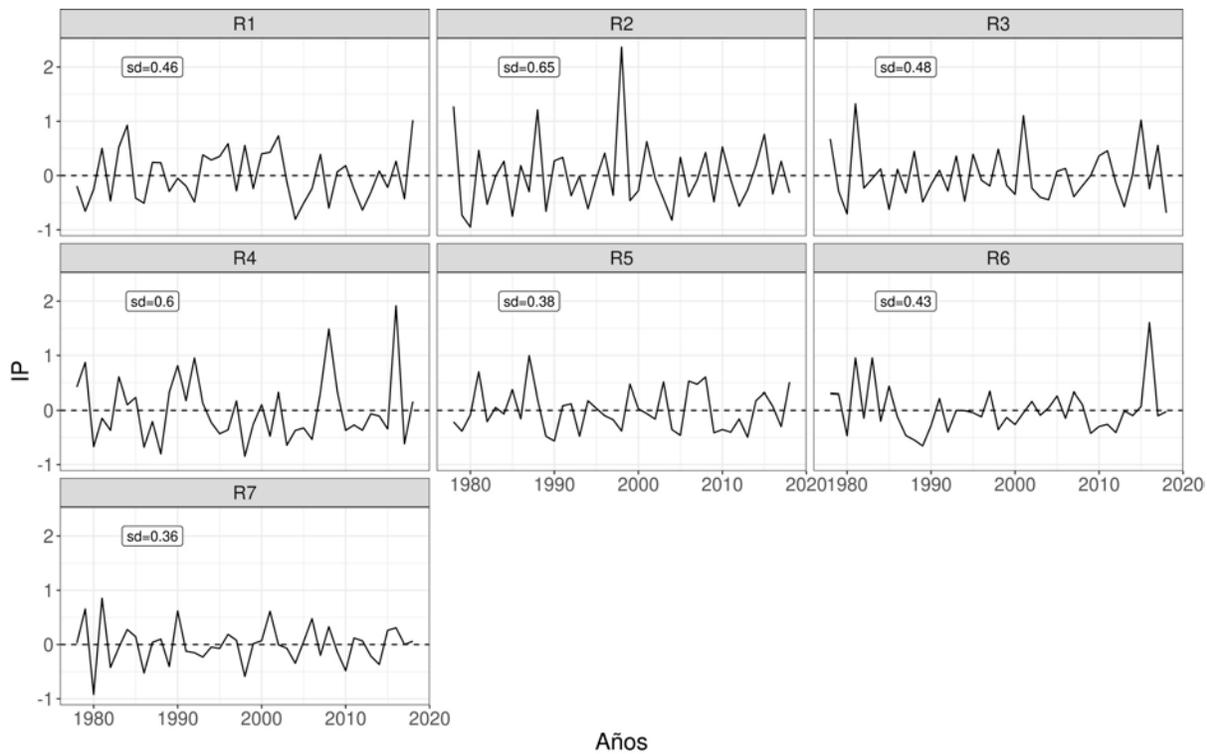


Figura 6.12: Como la Figura 6.2 pero para enero.

En la Figura 6.13, panel a, se muestra la correlación lineal del primer momento de Pearson entre los IRP y distintos índices del sistema acoplado océano-atmósfera. Se puede apreciar que la mayor parte de las correlaciones no son significativas, a excepción de las regiones R2 y R6 que presentan correlaciones significativas y positivas con índices del fenómeno ENOS.

Debido a que la posible relación entre la precipitación en ArST y el fenómeno ENOS parece no ser contundente en enero, se procedió a discriminar los valores altos (mayores al P75) y bajos (menores al P25) de IRP en condiciones ENOS neutros (NN^1), EN y LN (Fig. 6.13 panel b). Se puede apreciar que en general EN está asociado a valores altos de los IRP, principalmente en las regiones al sur y este del ArST. Sin embargo, la región 6 presenta 50% de los valores bajos de IRP bajo condiciones EN. Los eventos LN no parecieran estar asociados a anomalías altas o bajas, salvo en dos casos particulares. Esta relación con EN pero no con LN puede ser la causa de las bajas correlaciones lineales, ya que implicaría una relación no lineal. Los valores bajos de IRP están, en general, relacionados a años NN, mientras que los valores altos no. Debido a esto, a continuación se analizará en mayor detalle los valores bajos de IRP en enero asociados a

¹NN en este capítulo es “ENOS neutros” y no el NN definido en el capítulo 4

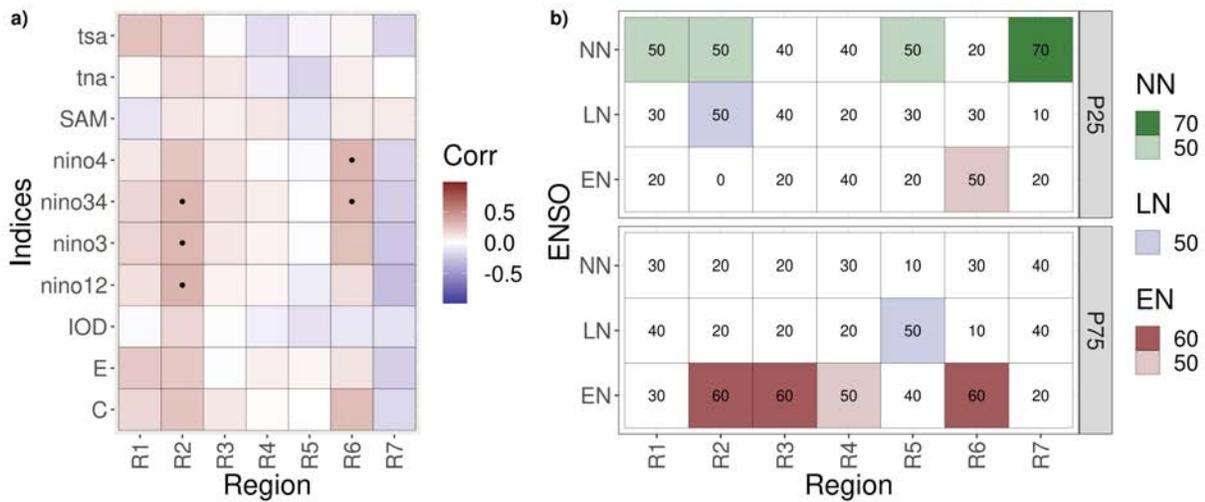


Figura 6.13: Panel a: Matriz de correlación entre los índices regionales de precipitación (IRP) regionales y diversos índices del sistema acoplado océano-atmósfera para el mes de enero. Correlaciones significativas con un nivel de significancia $\alpha = 0,05$ se marcan con puntos. **Panel b:** Porcentaje de casos con valores menores (mayores) al P25 (P75) bajo condiciones El Niño (EN), La Niña (LN) o ENOS neutro (NN). Los casos que son mayores o iguales al 50% son marcados con color.

condiciones EN y NN.

6.2.1. Precipitación en condiciones EN

Para explorar los forzantes hemisféricos de la precipitación de enero bajo condiciones EN, primero se compusieron diversas variables del sistema acoplado océano-atmósfera para los eventos EN asociados a valores bajos o altos de IRP en las regiones R2, R3, R4 y R6 (no mostrado). En estas composiciones se encontraron señales atmosféricas muy débiles por lo que se procedió a inspeccionar los campos anómalos año a año para encontrar posibles rasgos de comunes anomalías. Aquí se evaluaron los 13 eneros EN relacionados a anomalías tanto negativas como positivas de precipitación según la región. Se encontró que 6 casos, asociados principalmente a anomalías positivas, presentan un dipolo de anomalías de OLS similar al que se observa en OND durante EN, con anomalías negativas de OLS sobre el este de ArST y Uruguay y positivas en la región de la ZCAS. Mientras que los 7 casos restantes, asociados principalmente a anomalías negativas de precipitación en enero, presentan el mismo dipolo pero inverso. Estos casos podrían responder al cambio local de la circulación troposférica en niveles bajos para EN que encontró Grimm (2003).

Al componer diversos campos atmosféricos para enero en estos dos grupos se obtuvieron señales coherentes físicamente y significativas estadísticamente por lo que se procedió a estudiar estos dos grupos que llamamos Directo (6 casos), e Inverso (7 casos) respecto al dipolo de OLS anómala típicamente observado en OND. Los años del grupo Directo están asociados principalmente a valores altos de IRP en las regiones R2 y R3, y a valores bajos en R6. Por su parte, el grupo Inverso está asociado a valores altos de IRP en las regiones R4 y R6.

6.2.1.1. Casos del grupo Directo en EN

En la Figura 6.14 se muestran las composiciones de AG y viento en 850 hPa, FH y su divergencia, omega en 500 hPa y OLS para los eneros del grupo Directo de OLS bajo condiciones EN. En niveles bajos de tropósfera se observan anomalías anticiclónicas de circulación con eje sobre el sudeste de Brasil, extendidas sobre el Atlántico Sur, que intensifican el AAS, y anomalías negativas en latitudes medias sobre el Atlántico Sur (Fig. 6.14 panel a). Esta circulación anómala en niveles bajos induce una intensificación anómala de FH desde la Amazonía hacia el este de ArST (R1, R2 y R3) generando una convergencia anómala de humedad en esta región y, por ende, condiciones anómalamente más húmedas (Fig. 6.14 panel b). Al mismo tiempo se propicia menor FH desde la Amazonía hacia la región de la ZCAS, generando divergencia anómala de humedad y condiciones anómalamente más secas (Fig. 6.14 panel b). Además, la circulación anómala compuesta propicia ascensos anómalos en el este de ArST y descensos anómalos en la región de la ZCAS, evidenciados por los campos anómalos de omega en niveles medios (Fig. 6.14 panel c). Estas anomalías de convergencia (divergencia) de humedad acompañadas de ascensos (descensos) anómalos, incrementan (inhiben) anómalamente la convección sobre el este de ArST (ZCAS; Fig. 6.14 panel d). Además, esta circulación anómala induce un FH del oeste en el sur de ArST, generando divergencia anómala de humedad sobre el sudoeste de ArST (R4 y R6; Fig. 6.14 panel b). Todo esto es consistente con condiciones más húmedas en las regiones R2 y R3 (este de ArST) y condiciones más secas en las regiones R4 y R6 (sudoeste de ArST).

Al observar los campos anómalos de PNM (Fig. 6.15 panel a) y AG en niveles bajos (no mostrado), ampliados sobre las cuencas oceánicas del Pacífico y Atlántico, se aprecian anomalías positivas significativas de masa en el Atlántico Sur tropical y subtropical así como en gran parte de Brasil. Asimismo, se observa para las mismas latitudes anomalías negativas y significativas en el Pacífico Sur desde $150^{\circ}O$ hasta la costa de SA. Esta asimetría zonal de anomalías de masa

está acompañada por una asimetría zonal de anomalías CHI en niveles altos (Fig. 6.15 panel b). La configuración asimétrica de estas anomalías tropicales sugiere una circulación anómala de Walker. El corte vertical de velocidad vertical y divergencia de masa entre $150^{\circ}E$ y $360^{\circ}E$ sobre el trópico del HS pone de manifiesto la circulación asimétrica de Walker (Fig. 6.15 panel c). Esta circulación anómala de Walker con ascensos en el Pacífico central ecuatorial y descensos en SA es una característica típica y ampliamente estudiada de los eventos EN (Cai et al., 2020). Todo indica que la rama descendente de la celda anómala de Walker sobre SA parece ser responsable de imponer la circulación anómala compuesta que propicia condiciones anómalamente más húmedas en ArST para estos casos del grupo Directo.

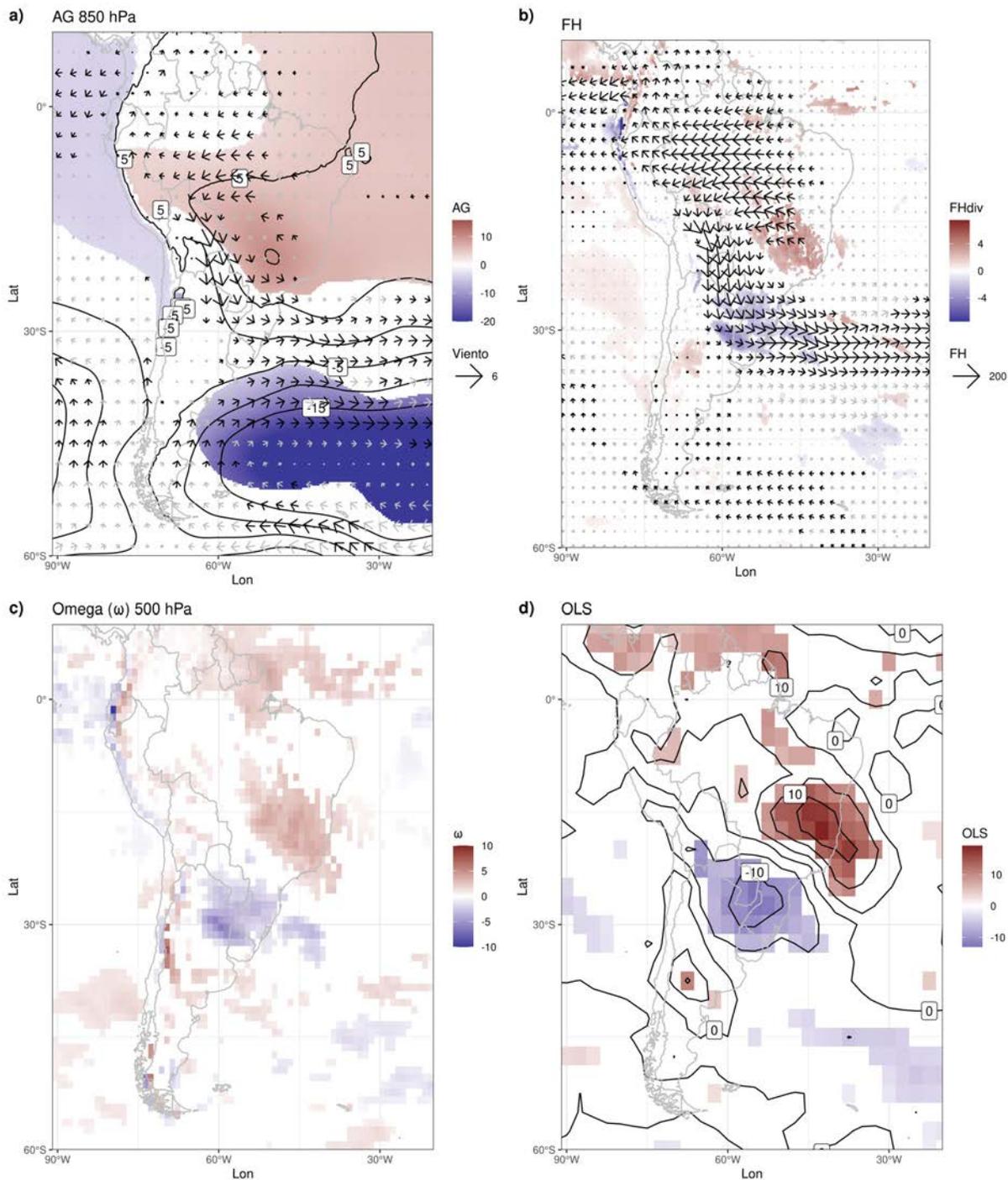
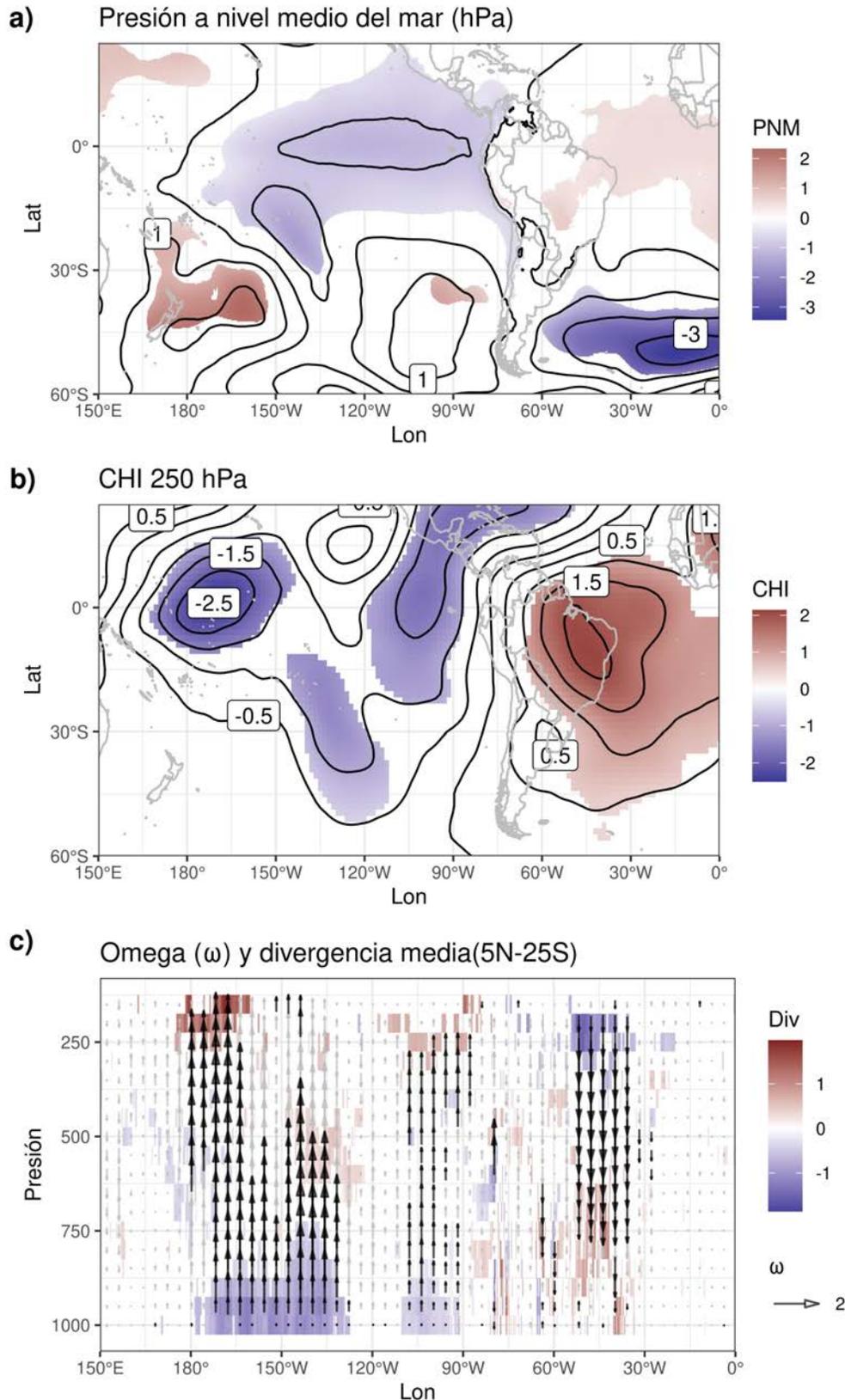


Figura 6.14: Campos compuestos de anomalías de AG y viento en 850 hPa (panel a), FH y su divergencia (panel b), omega en 500 hPa (panel c) y OLS (panel d) para los eneros del grupo Directo de OLS bajo condiciones EN. Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Vectores en negro implican anomalías de FH (viento horizontal) diferentes a la media climatologica con un nivel de significancia $\alpha = 0,1$. En el panel a (d) cada contorno es cada 5m ($5W/m^2$). Los valores de omega están en $10^{-2}Pa/s$. Línea base para las anomalías 1981-2010.

**Figura 6.15:**

Campos compuestos de anomalías de PNM (panel a), CHI en 250 hPa (panel b), y corte vertical de omega y divergencia del viento promediado entre 5°N y 25°S (panel c) para los eneros del grupo Directo de OLS bajo condiciones EN. Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Vectores en negro implican anomalías de omega diferentes a la media climatologica con un nivel de significancia $\alpha = 0,1$. En el panel a (b) cada contorno es cada 20hPa ($10^{-6} s^{-1}$). Línea base para las anomalías 1981-2010.

6.2.1.2. Casos del grupo Inverso en EN

En la Figura 6.16 se muestran las composiciones de AG y viento en 850 hPa, FH y su divergencia, omega en 500 hPa y OLS para los enero del grupo Inverso de OLS bajo condiciones EN. En niveles bajos de tropósfera se observa una anomalía ciclónica centrada en el sudeste de Brasil que debilita el flanco occidental del AAS (Fig. 6.16 panel a). Esta circulación anómala en niveles bajos induce un debilitamiento anómalo de FH desde la Amazonía hacia el este de ArST generando una divergencia anómala de humedad en esta región y, por ende, condiciones anómalamente más secas (Fig. 6.16 panel b). Al mismo tiempo se propicia más FH desde la Amazonía hacia la región de la ZCAS, generando convergencia anómala de humedad y condiciones anómalamente más húmedas (Fig. 6.16 panel b). Además, la circulación anómala compuesta propicia descensos anómalos en el este de ArST y ascensos anómalos en la región de la ZCAS, evidenciados por los campos anómalos de omega en niveles medios (Fig. 6.16 panel c). Estas anomalías de convergencia (divergencia) de humedad, acompañadas de ascensos (descensos) anómalos, inhiben (intensifican) anómalamente la convección sobre el este de ArST (región de la ZCAS; Fig. 6.16 panel d). Además, esta circulación anómala induce FH del este sobre el centro y este de ArST que propicia la convergencia de humedad sobre el sudoeste de ArST (R4 y R6, Fig. 6.16 panel b). Lo anterior muestra que sobre el sudeste de Brasil la circulación troposférica anómala del tipo ciclónica propicia campos anómalos de FH inversos con respecto a los típicos de EN en primavera y de enero del grupo Directo en EN. Simulaciones numéricas realizadas por (Grimm et al., 2007) muestran que condiciones secas en la primavera austral (noviembre) anteceden a condiciones húmedas en enero sobre el centro-este de Brasil debido a procesos locales, relación que se intensifica en eventos EN. Los autores proponen que esta inversión de las anomalías entre la primavera austral y enero se debe principalmente a que las condiciones anómalas de bajas precipitaciones en el centro-este de Brasil durante la primavera generan calentamiento anómalo e inducen una baja térmica en enero propiciando condiciones más húmedas en el centro este de Brasil.

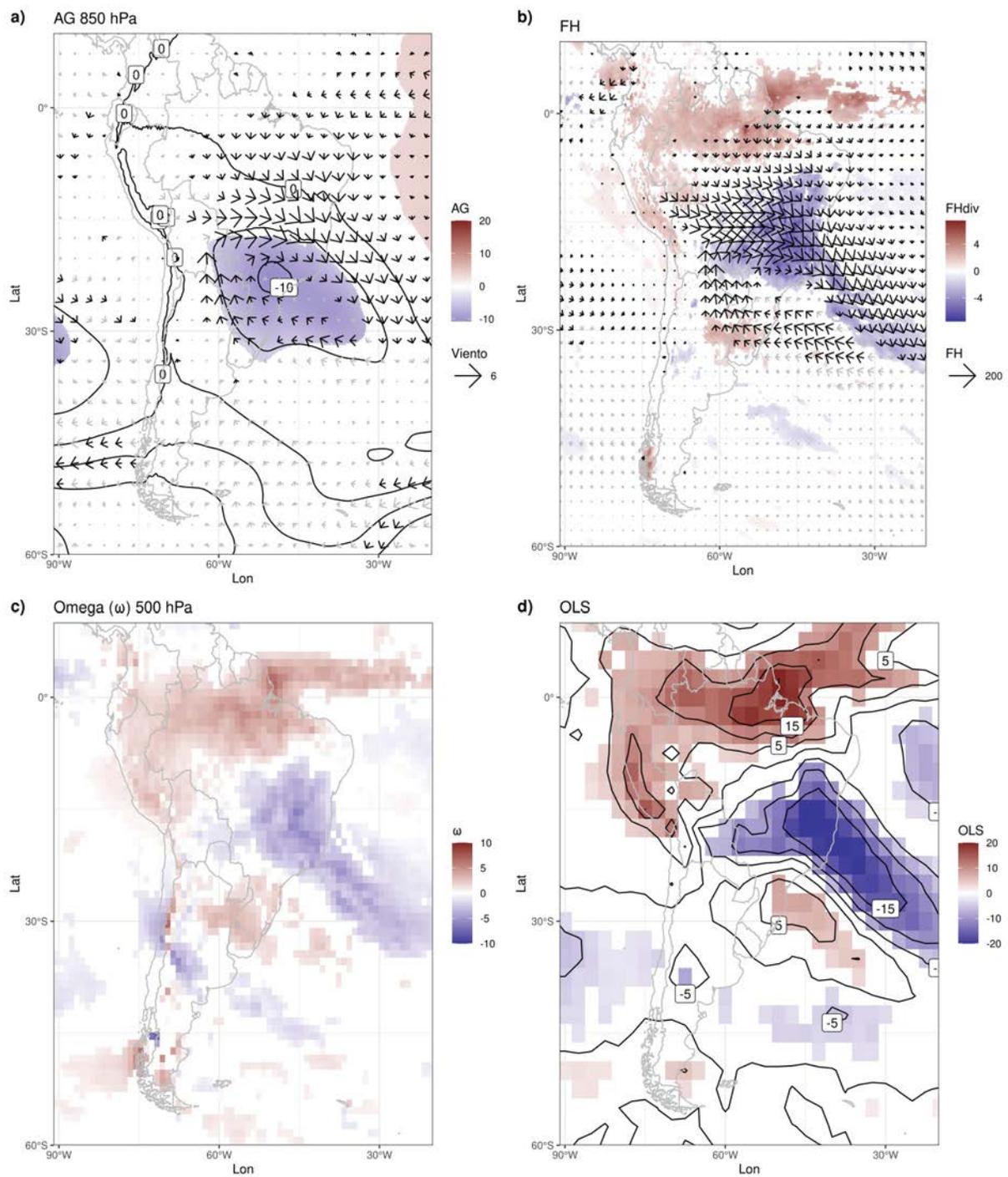


Figura 6.16: Como la Figura 6.14 pero para los eneros del grupo Inverso de OLS bajo condiciones EN.

6.2.1.3. Precursores en la primavera austral

Para evaluar si hay algún comportamiento distintivo entre las series temporales de índices climáticos para los grupos Inversos y Directos se compararon visualmente las series. La Figura 6.17 muestra la marcha mes a mes desde noviembre a febrero de los valores de varios índices climáticos para cada año perteneciente a los los grupos Directo e Inverso. Se puede apreciar que hay mucha dispersión entre los distintos años dentro de cada grupo, sin exhibir una característica distintiva entre los grupos Inverso y Directo.

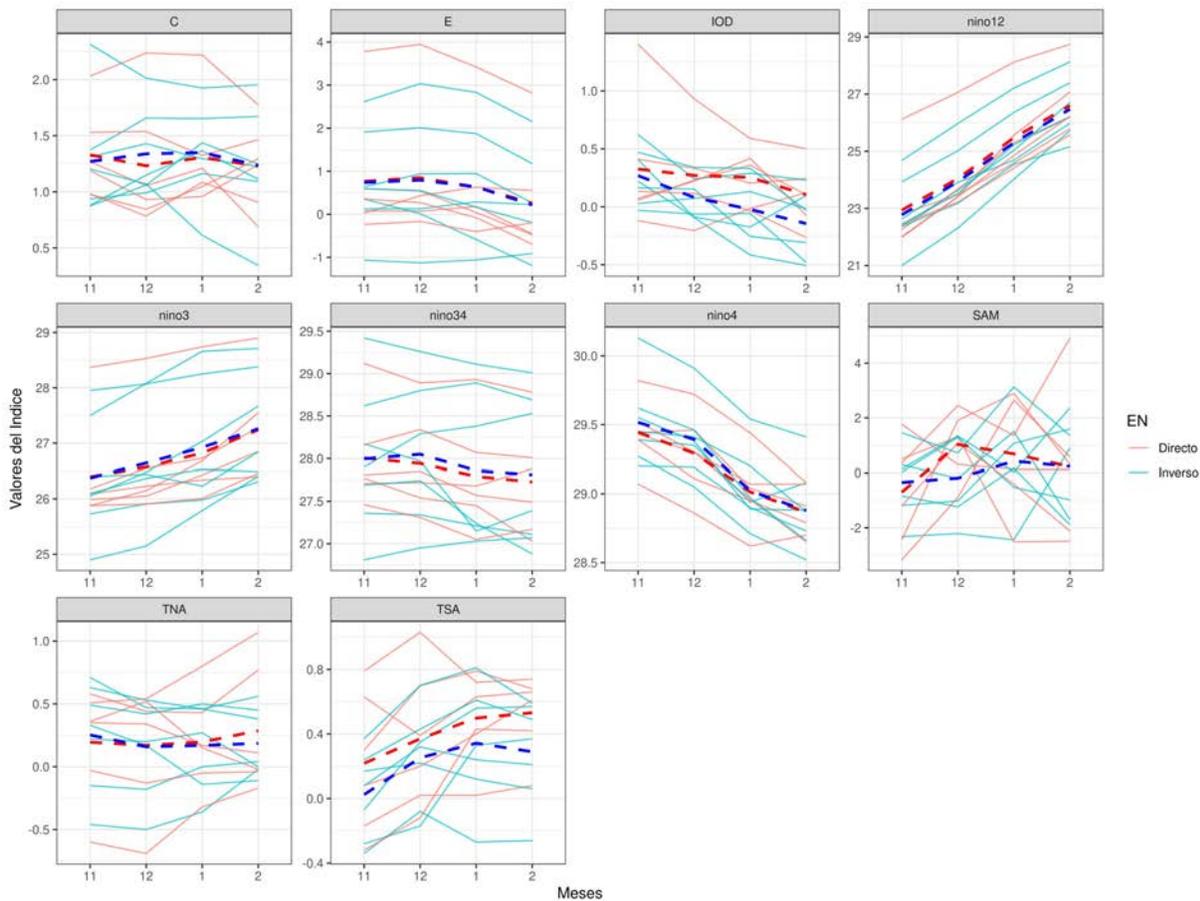


Figura 6.17: Series de valores mensuales de diversos índices del sistema acoplado océano-atmósfera desde noviembre (11) a febrero (2). Cada temporada noviembre-febrero está representada por una línea distinta, discriminando en rojo (azul) claro las correspondientes a eneros del grupo Directo (Inverso). En línea punteada y color fuerte se muestra el promedio de cada grupo.

En la Figura 6.18 se muestran las composiciones de OLS (paneles izquierdos, a y d), SkT

(paneles del medio, b y e) y FH y su divergencia (paneles derechos, c y f) para el bimestre noviembre-diciembre (nov-dic) que preceden a los eneros bajo condiciones EN del grupo Directo (paneles superiores, a-c) e Inverso (paneles inferiores, d-f). Para ambos grupos se observan anomalías negativas de OLS sobre el este de ArST, Uruguay y sureste de Brasil, y anomalías positivas y significativas sobre el centro y este de Brasil (Fig. 6.18 panel a y b). Éstas últimas son mayores y las áreas de significancia más amplias para el grupo Inverso (Fig. 6.18 b), indicando condiciones más secas en los meses de noviembre y diciembre para los casos Inversos. Los campos anómalos de FH muestran ingreso intensificado de humedad desde el Atlántico ecuatorial entre $5^{\circ}S$ y $5^{\circ}N$ para el grupo Directo (Fig. 6.18 c), mientras que en el grupo Inverso (Fig. 6.18 d) no es significativamente distinto al de la climatología. La extensión meridional del flujo anómalo de humedad hacia el subtropico es más extendido para el grupo Directo, consistente con la extensión anómala de OLS sobre el Atlántico Sur extratropical. Un amplia área de anomalías de SkT positivas y significativas se observa sobre el este de Brasil para el caso Inverso (Fig. 6.18 panel e), mientras que para el caso Directo (Fig. 6.18 panel f) las anomalías positivas están más restringidas. De lo anterior se desprende que en los años del grupo Inverso la baja térmica en el sudeste de Brasil en enero puede desarrollarse ya que hay condiciones anómalamente secas y mayor calentamiento local sobre el este de Brasil comparado con el Directo que es menos seco por presentar alisios incrementados.

Cabe mencionar que esta anomalía en los alisios entre el grupo Directo e Inverso durante la primavera austral puede tener su origen en el hecho de que en el caso Directo hay una penetración de ondas de Rossby hacia menores latitudes de SA mayor que en el grupo Inverso (Fig. 6.19). Esta hipótesis requiere mayor estudio y se deja para futuros trabajos.

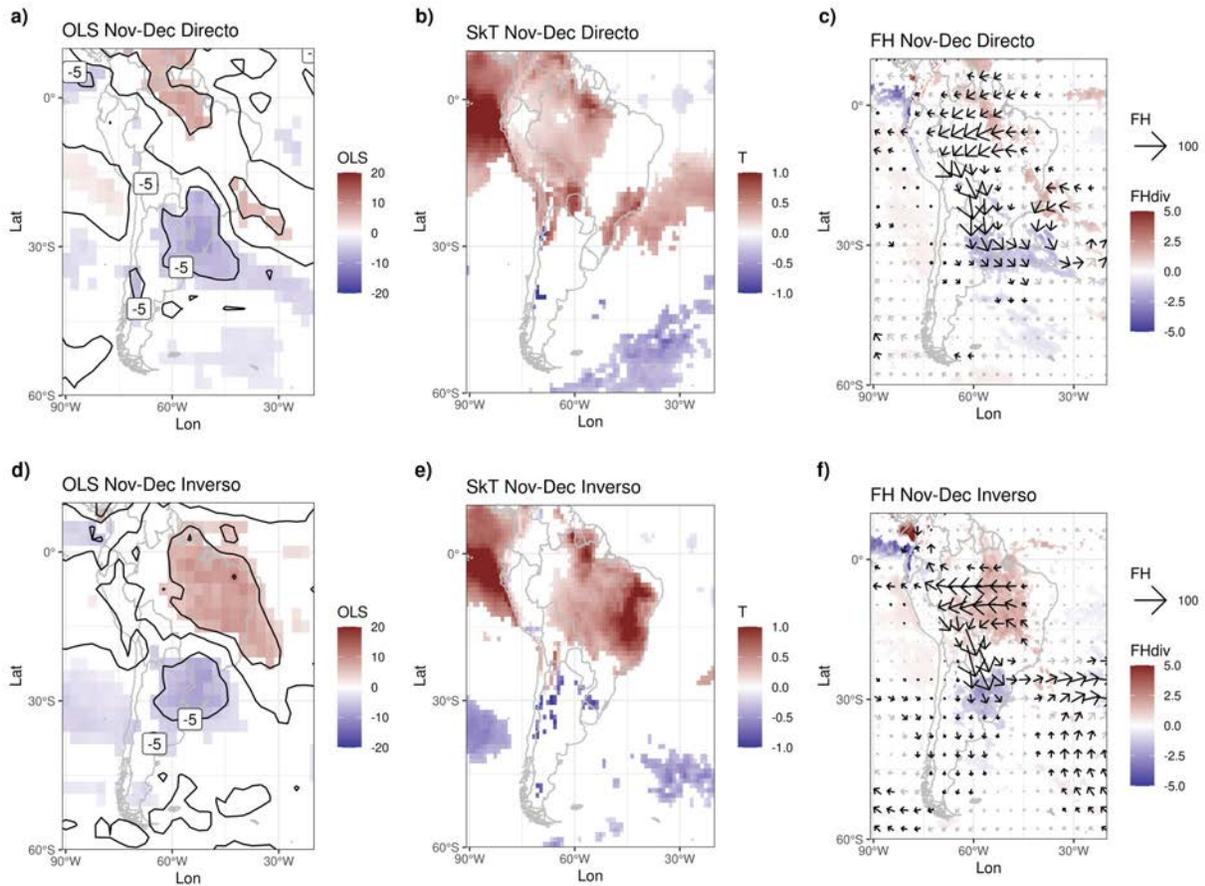


Figura 6.18: Campos compuestos de anomalías de OLS (paneles **a** y **d**), SkT (paneles **b** y **e**), y FH y su divergencia (paneles **c** y **f**) para el bimestre noviembre-diciembre que precede a los eneros del grupo Directo (Inverso) de OLS bajo condiciones EN paneles **a**, **b** y **c** (**d**, **e** y **f**). Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Vectores en negro implican anomalías de FH (viento horizontal) diferentes a la media climatologica con un nivel de significancia $\alpha = 0,1$. En los paneles **a** y **d** cada contorno es cada $5W/m^2$. Línea base para las anomalías 1981-2010.

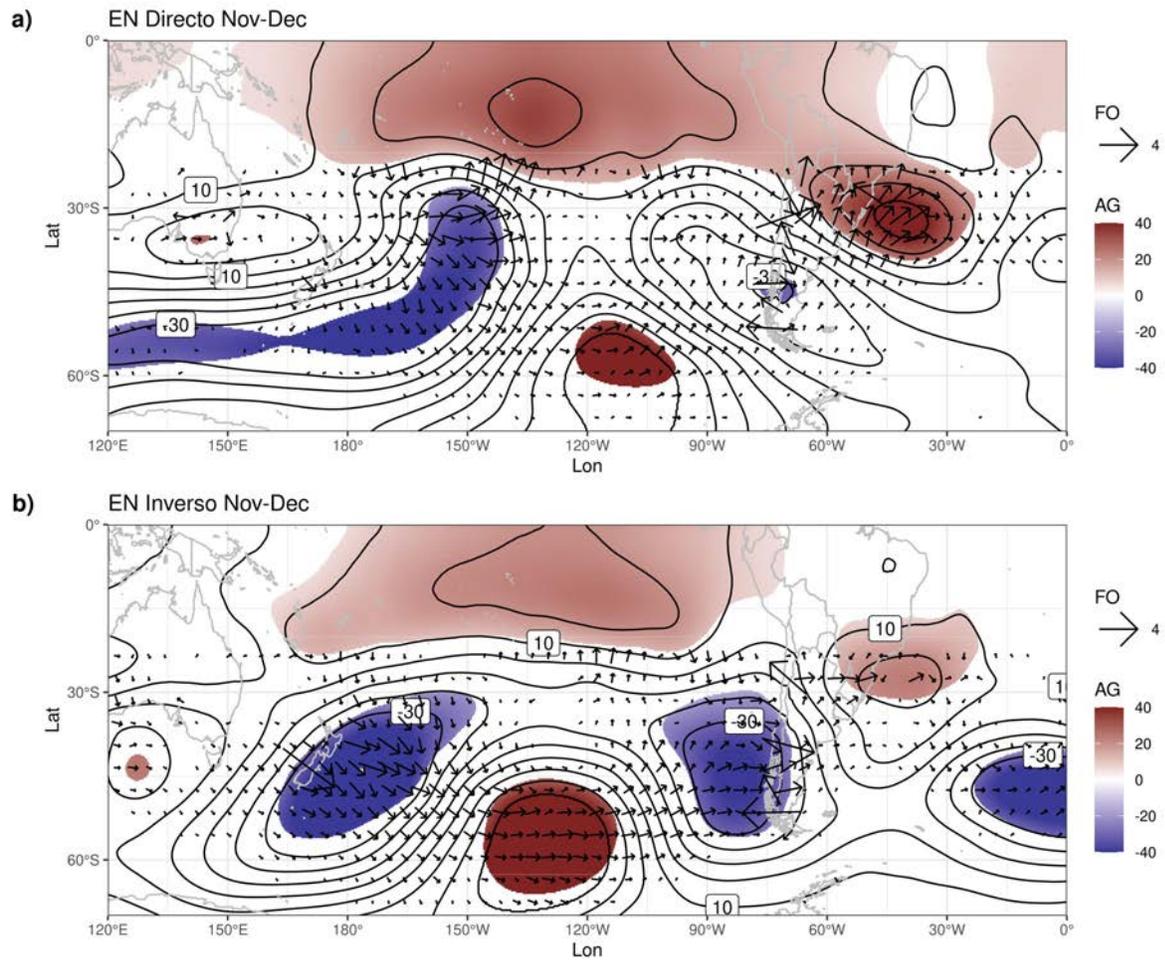


Figura 6.19: Campos compuestos de anomalías de AG y FO en 250 hPa de para el bimestre noviembre-diciembre que precede a los eneros del grupo Directo (Inverso) de OLS bajo condiciones EN paneles a (b). Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

6.2.2. Precipitación bajo condiciones de NN

Para explorar los forzantes hemisféricos de la precipitación de enero bajo condiciones NN, se procedió de forma equivalente a la Sección 6.2.1. Por lo que, primero se compusieron diversas variables del sistema acoplado océano-atmósfera para los años NN asociados a valores bajos de IRP en las regiones R1, R2, R5 y R7 (no mostrado). En estas composiciones se encontraron señales atmosféricas muy débiles por lo que se procedió a inspeccionar los campos anómalos año a año para encontrar posibles rasgos comunes de anomalías. Aquí se evaluaron 11 años NN

relacionados a valores bajos de IRP en al menos una de las regiones R1, R2, R5 y R7. En un primer grupo, se clasificaron 5 casos asociados principalmente a condiciones secas en R1 y R2 que tenían como rasgo común anomalías positivas de PNM sobre el Mar Argentino (MA) entre $30^{\circ}S$ y $45^{\circ}S$ y el interior de Argentina (Fig. 6.20 panel a). Este grupo es llamado MA+. Por otro lado, en un segundo grupo se clasificaron otros 6 casos asociados principalmente a condiciones secas en R4 y R7, que presentan un dipolo de anomalías de PNM en capas bajas con circulación ciclónica anómala en el MA y circulación anticiclónica anómala sobre el sur de Brasil (Fig. 6.20 panel b). Este grupo es llamado MA-. Los años asociados a condiciones secas en R5 se distribuyen en ambos grupos (MA+ y -). Para sendos grupos varios campos atmosféricos y oceánicos se compusieron, presentando señales coherentes físicamente y significativas estadísticamente, por lo que se procedió a estudiar estos dos grupos.

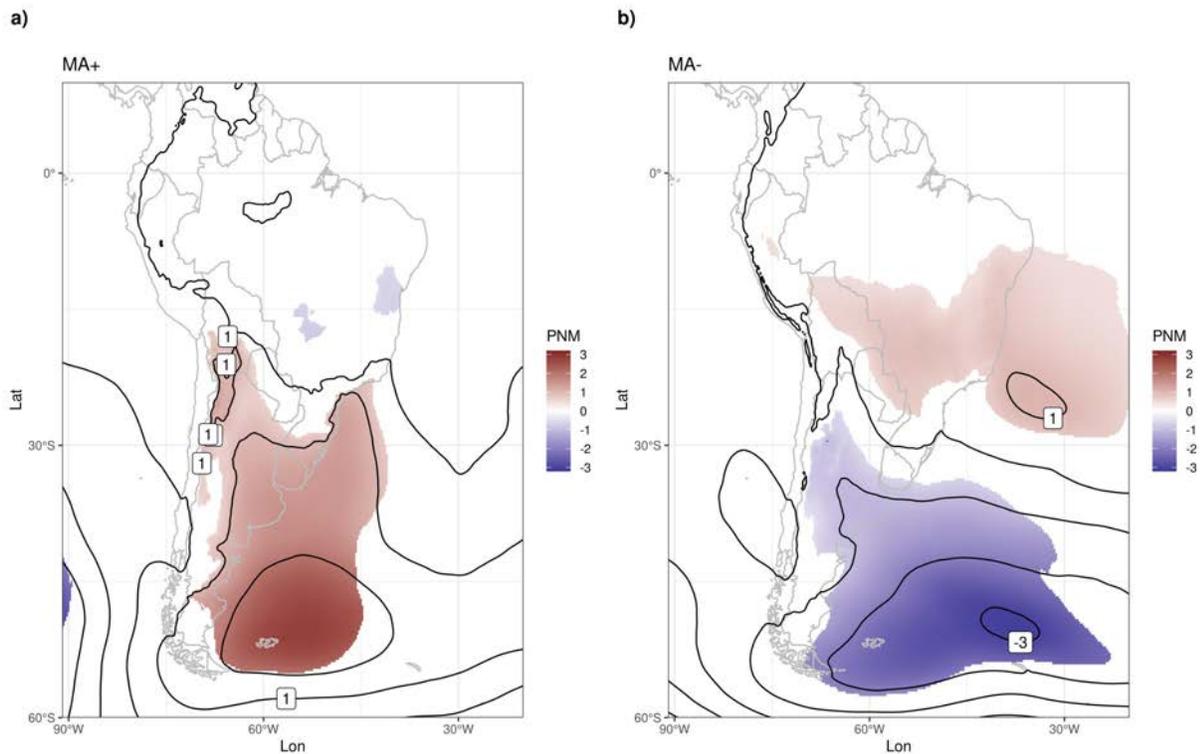


Figura 6.20: Campos compuestos de anomalías de PNM de los eneros del grupo MA+ (MA-), panel a (b). Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

6.2.2.1. Casos del grupo MA+ en años NN

Los casos del grupo MA+ están asociados a condiciones secas en el este-noreste de ArST (R1 y R2). En la Figura 6.21 se muestran las composiciones de AG y viento en 850 hPa, FH y su divergencia, omega en 500 hPa y OLS para los eneros del grupo MA+. Se puede apreciar en niveles bajos de tropósfera una anomalía ciclónica centrada en el subtrópico sobre el sur de Brasil debilitando el flanco occidental el AAS, y anomalías positivas sobre Argentina y el Mar Argentino (Fig. 6.21 panel a). Esta circulación anómala en niveles bajos induce un debilitamiento anómalo de FH desde la Amazonía hacia el este de ArST (sobre R1 y R2) generando una divergencia anómala de humedad en esta región y, por ende, condiciones anómalamente más secas (Fig. 6.21 panel b). Al mismo tiempo se propicia mayor FH desde la Amazonía hacia la región de la ZCAS, generando convergencia anómala de humedad (Fig. 6.21 panel b). Además, la circulación anómala compuesta propicia descensos anómalos en el este de ArST y ascensos anómalos en la región de la ZCAS, evidenciados por los campos anómalos de omega en niveles medios (Fig. 6.21 panel c). Estas anomalías de divergencia (convergencia) de humedad acompañadas de descensos (ascensos) anómalos, inhiben (incrementan) anómalamente la convección sobre el este de ArST (región de la ZCAS; Fig. 6.21 panel d).

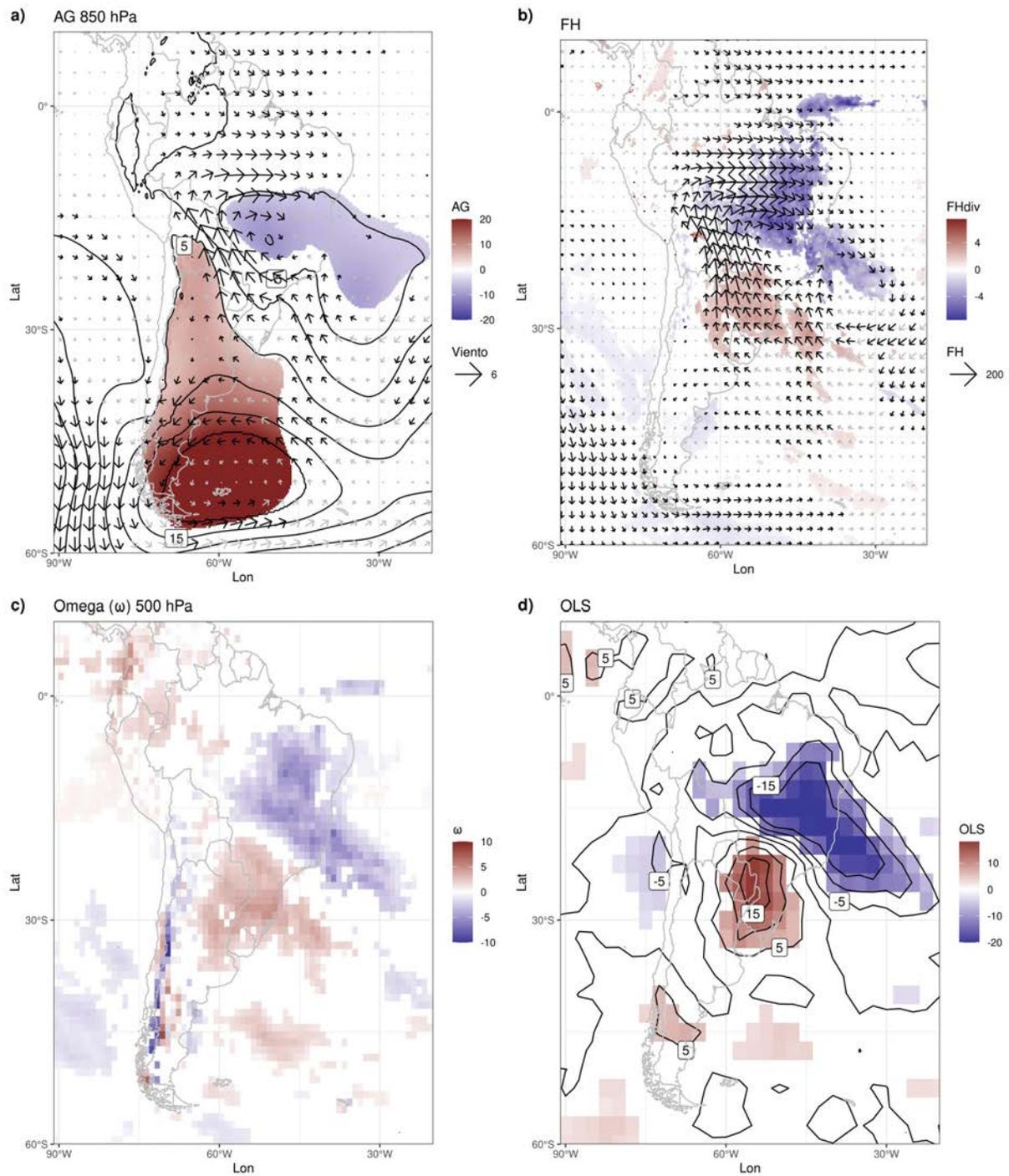


Figura 6.21: Como la Figura 6.14 pero para los eneros del grupo MA+.

En la figura 6.22 se muestra el campo ampliado sobre la cuenca pacífica de AG y FO en 250 hPa (panel a) y de U (panel b) para los eneros del grupo MA+. Se puede apreciar un tren de ondas de Rossby extratropical que se propaga desde el Pacífico Sur occidental, en aproximadamente $150^{\circ}O$ y $30^{\circ}S$, hacia SA. Este tren de ondas de Rossby impone las condiciones anómalas medias de circulación troposférica que llevan a condiciones secas en ArST. La región fuente de este tren de ondas de Rossby presenta un gradiente meridional anómalo de viento zonal en ausencia de anomalías regionales de OLS y CHI (no mostrado), por lo que la conversión de energía cinética del flujo medio a energía cinética de las perturbaciones sería el principal forzante, ya que es proporcional gradiente meridional del viento zonal (du/dy) (Tanaka et al., 2016).

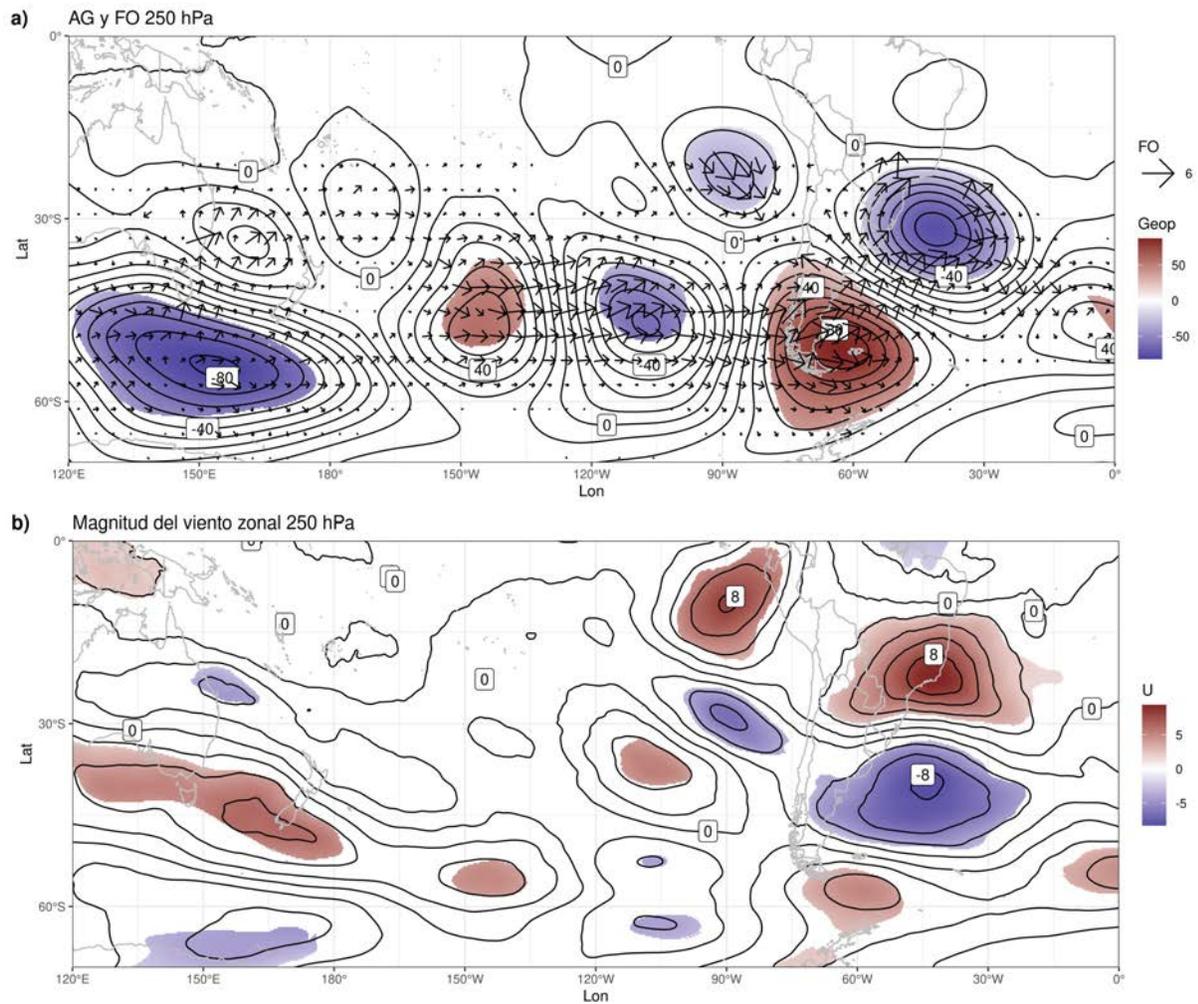


Figura 6.22: Campos compuestos de anomalías de AG y FO (panel **a**), y de magnitud del viento zonal (panel **b**) en 250 hPa para los eneros del grupo MA+. Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

6.2.2.2. Casos del grupo MA- en años NN

Los casos del grupo MA- están asociados a condiciones secas en el sudoeste de ArST (R4 y R7). En la Figura 6.23 se muestran las composiciones de AG y viento en 850 hPa, FH y su divergencia, omega en 500 hPa y OLS para los eneros del grupo MA-. La tropósfera inferior presenta una circulación anticiclónica anómala centrada en el sudeste de Brasil, intensificando el flanco occidental el AAS, y una circulación ciclónica anómala sobre Argentina y el Mar Argentino

en latitudes medias (Fig. 6.23 panel a). Esta circulación anómala de niveles bajos propicia FH del oeste en ArST (R4 y R7), favoreciendo la divergencia de humedad en toda la porción occidental de ArST (Fig. 6.23 panel b). Esto está acompañado de subsidencia anómala en la región (Fig 6.23 panel c) lo cual propicia las condiciones más secas. Consistentemente, el campo anómalo de OLS muestra valores positivos hacia el oeste de $60^{\circ}W$, y negativos hacia el este (Fig. 6.23). La anomalía ciclónica sobre las latitudes medias de SA está asociada a baroclinicidad del flujo medio intensificada (Fig. 6.24). A nivel hemisférico estas anomalías aparecen regionalmente aisladas, por lo que serían atribuibles a variabilidad natural de la tropósfera extratropical, es decir, sin un forzante específico que les diera origen o la presencia de interacciones trópico-extratropical discernibles.

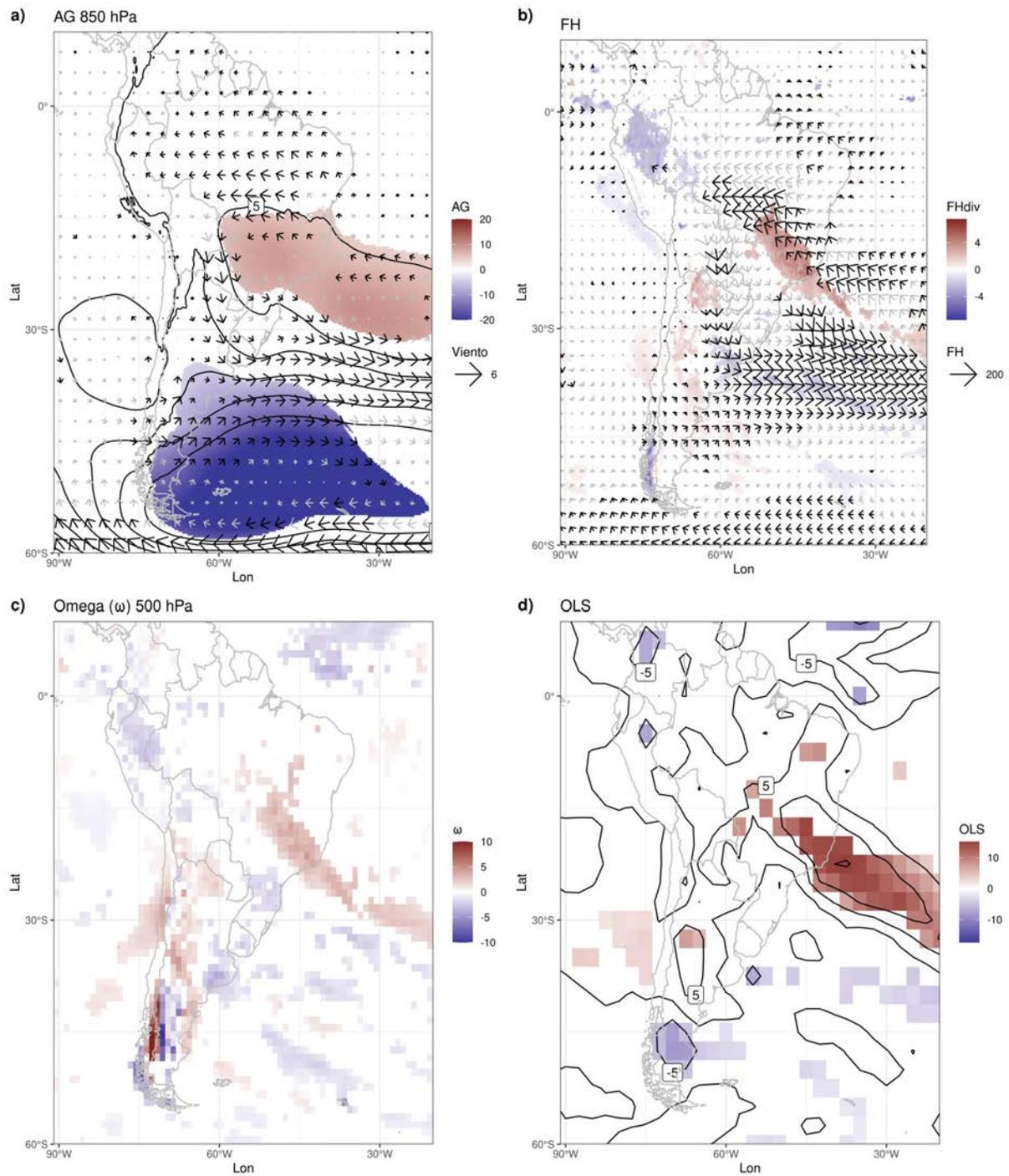


Figura 6.23: Como la Figura 6.14 pero para los eneros del grupo MA-.

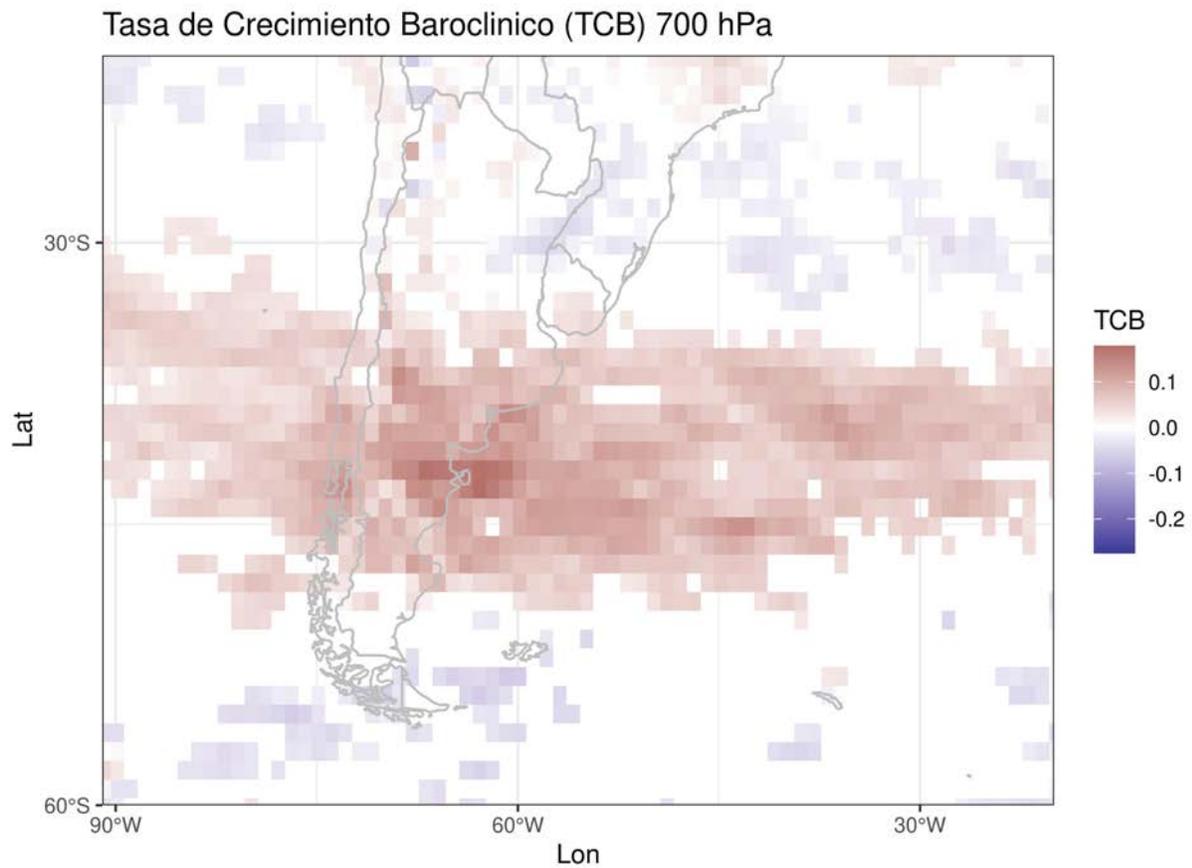


Figura 6.24: Campos compuestos de anomalías de TCB en 700 hPa para los eneros del grupo MA-. Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

6.3. Regionalización de la precipitación de febrero

Para tener índices representativos de regiones coherentes en términos de variabilidad inter-anual de la precipitación de febrero, se procedió de la misma forma que para enero (Sección 6.2) pero utilizando la precipitación mensual de febrero. Para el mes quedaron definidas 4 regiones con sus respectivas series temporales de IRP (Fig. 6.25). La región 1 (R1) comprende el noreste del país (principalmente la provincia de Corrientes), la región 2 (R2) abarca el sudeste de ArST (principalmente las provincias de Santa Fe y Entre Ríos), la región 3 (R3) comprende el centro sur de ArST (principalmente la provincia de Córdoba), y la región 4 (R4) comprende la región suroeste de ArST sobre la cordillera (San Juan y Mendoza). Nótese, que estas 4 regiones son casi las mismas que las definidas para diciembre con pequeñas diferencias. La gran diferencia en la cantidad de regiones homogéneas entre enero y febrero/diciembre puede implicar que la precipitación en enero en ArST es más heterogénea (con mayores variaciones espaciales) respecto a febrero y diciembre.

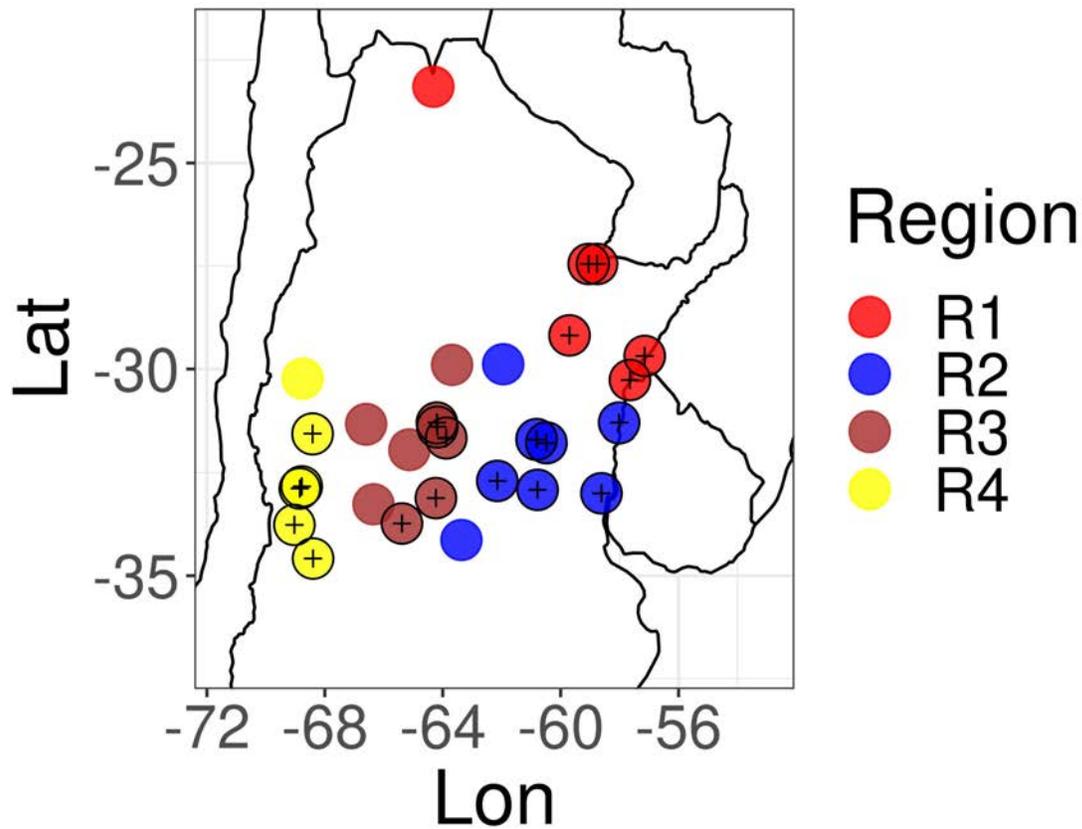


Figura 6.25: Como la Figura 6.1 pero para febrero.

En la Figura 6.26 se muestran las marchas inter-anales de los IRP de cada región. Se puede apreciar que R4 es la región que presenta la mayor variabilidad en términos de desvío estándar y, además, presenta el mayor valor de IRP que es de 3,3 en el año 2014. Por otro lado, R2 presenta un valor de IRP cercano a -1 en 2018, año en el que ocurrió una gran sequía en Argentina (Bert et al., 2021; Sgroi et al., 2021).

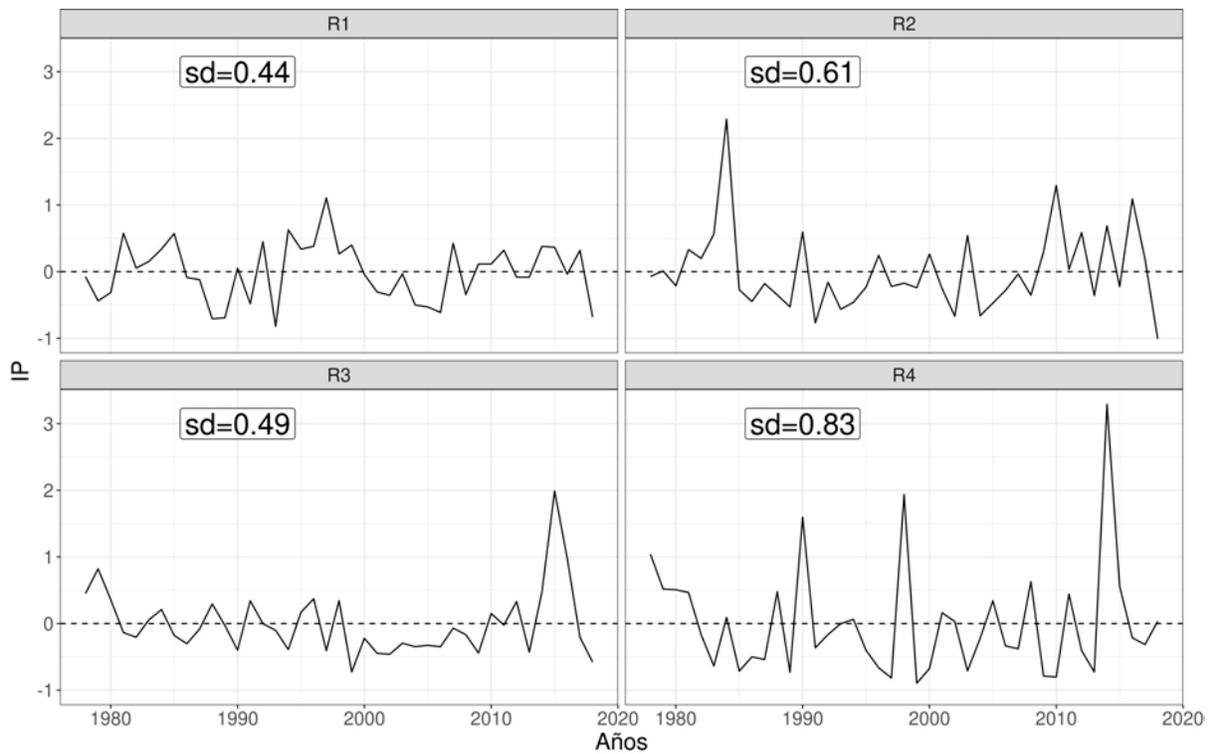


Figura 6.26: Como la Figura 6.2 pero para febrero.

Como en la sección anterior, se realizó un análisis exploratorio de la precipitación y sus forzantes, estimando la correlación de Pearson entre los IRP de cada región y distintos índices climáticos. Sólo la precipitación en R3 mostró correlaciones significativas aunque débiles (menores a 0,36) con los índices niño4 y niño3.4 del ENOS. Luego, se procedió a componer diversas variables del sistema acoplado océano-atmósfera para valores de IRP altos ($IRP > P75$, condiciones húmedas) y bajos ($IRP < P25$, condiciones secas). De este análisis exploratorio, se encontraron señales físicamente coherentes y estadísticamente significativas para las composiciones hechas con valores altos y con valores bajos de IRP para las R1 y R2, y con valores altos de IRP para la R4. Debido a que hay similitud en las señales observadas en los campos compuestos para R1 y R2, por tener muchos años en común, el análisis de las composiciones se muestra sólo para una de ellas y lo denotamos como R1/R2. Si bien la R3 presentó correlación significativa con el ENOS, los campos compuestos de anomalías analizados no muestran estructuras discernibles, por lo que no se procedió a su ulterior análisis.

6.3.1. Circulación asociada a valores bajos de precipitación en R1/R2

En la Figura 6.27 se muestran las composiciones de AG y viento en 850 hPa, FH y su divergencia, omega en 500 hPa y OLS para los febreros con condiciones secas en R1 (valores bajos de IRP). En niveles bajos de tropósfera subtropical se observan anomalías ciclónicas de circulación centradas en el subtrópico sobre el Atlántico Sur occidental, debilitando el flanco occidental del AAS, y anomalías anticiclónicas en latitudes medias sobre el Mar Argentino (Fig. 6.27 panel a). Esta circulación anómala en niveles bajos induce un debilitamiento anómalo de FH desde la Amazonía hacia el este de ArST generando una divergencia anómala de humedad en esta región y, por ende, condiciones anómalamente más secas (Fig. 6.27 panel b). Al mismo tiempo se propicia más FH desde la Amazonía hacia la región de la ZCAS, generando convergencia anómala de humedad y condiciones anómalamente más húmedas (Fig. 6.27 panel b). Además, la circulación anómala compuesta propicia descensos anómalos en el este de ArST y ascensos anómalos en la región de la ZCAS, evidenciados por los campos anómalos de omega en niveles medios (Fig. 6.27 panel c). Estas anomalías de divergencia (convergencia) de humedad, acompañadas de descensos (ascensos) anómalos, inhiben (intensifican) anómalamente la convección sobre el este de ArST (región de la ZCAS; Fig. 6.27 panel d). Todo esto se condice con condiciones secas en toda la región este de ArST que nuclea las regiones 1 y 2.

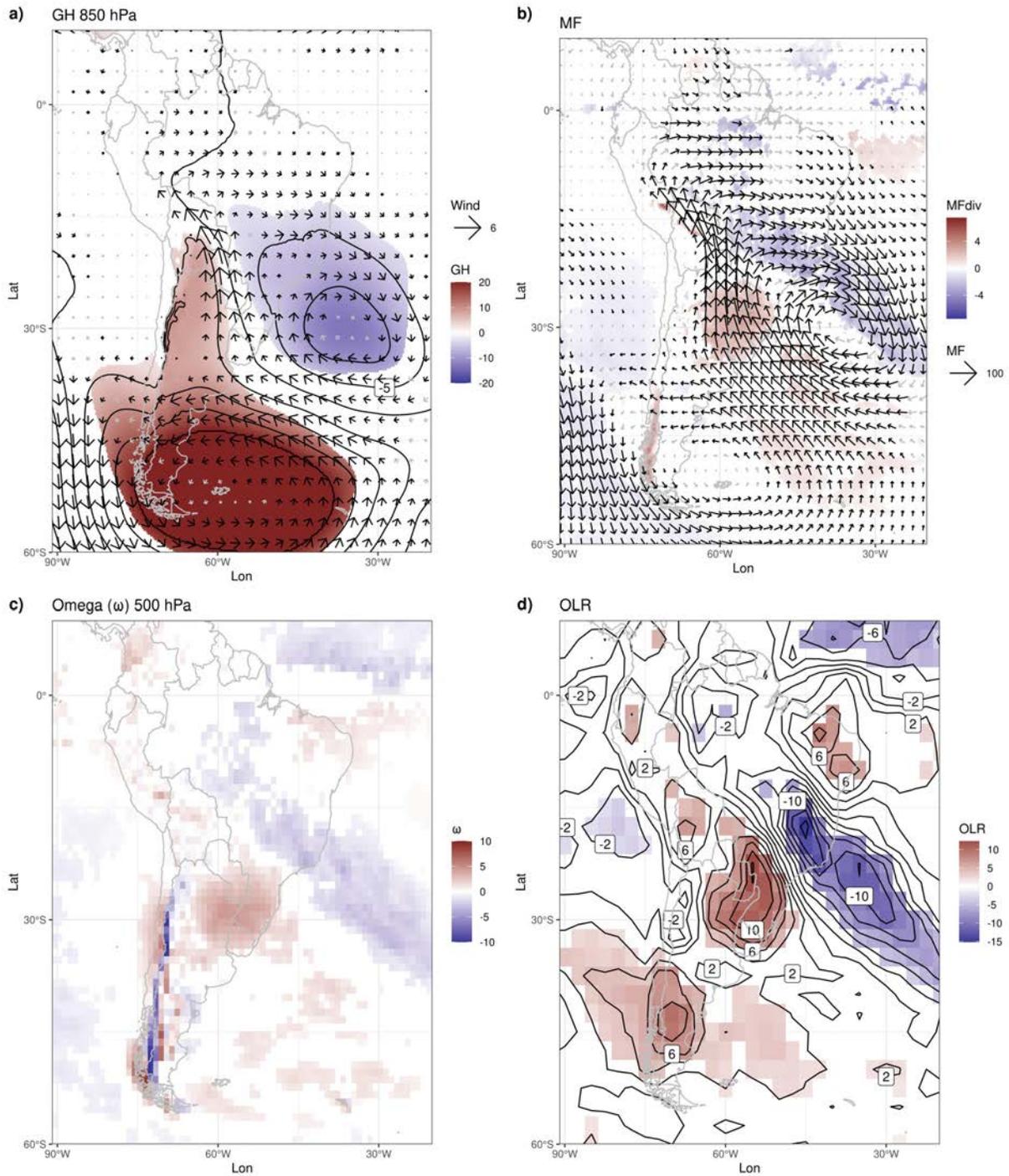


Figura 6.27: Como la Figura 6.14 pero para los febreros con condiciones secas en R1 (valores bajos de IRP, $IRP < P25$).

En la Figura 6.28 se muestra la ampliación sobre la cuenca del Pacífico Sur de los campos de composiciones de AG y FO (panel a) y U (panel b) en 250 hPa para los febreros con valores de IRP bajos en la R1. Se puede apreciar en el campo de AG en 250 hPa (Fig. 6.28 panel a) la propagación zonal de una onda cuasi-estacionaria de Rossby extratropical desde el sudeste de Australia (en $150 - 180^{\circ}E$ y $35^{\circ}S$, aproximadamente) por el Pacífico Sur hacia SA. Sobre SA la propagación es más meridional, alcanzando latitudes subtropicales (Fig. 6.28 panel a). La onda de Rossby impone las anomalías regionales de circulación troposférica observadas, propiciando condiciones secas en el este de ArST. Sobre la región de emanación de la onda de Rossby se puede observar un gradiente anómalo meridional de viento zonal en tropósfera superior, con valores de U intensificados hacia el norte de $35^{\circ}S$ y debilitados hacia el sur (Fig. 6.28 panel b). Como en el grupo MA+ de enero, en ausencia de anomalías regionales de OLS y CHI (no mostrado), la conversión de energía cinética del flujo medio a energía cinética de las perturbaciones sería el principal forzante de la onda de Rossby.

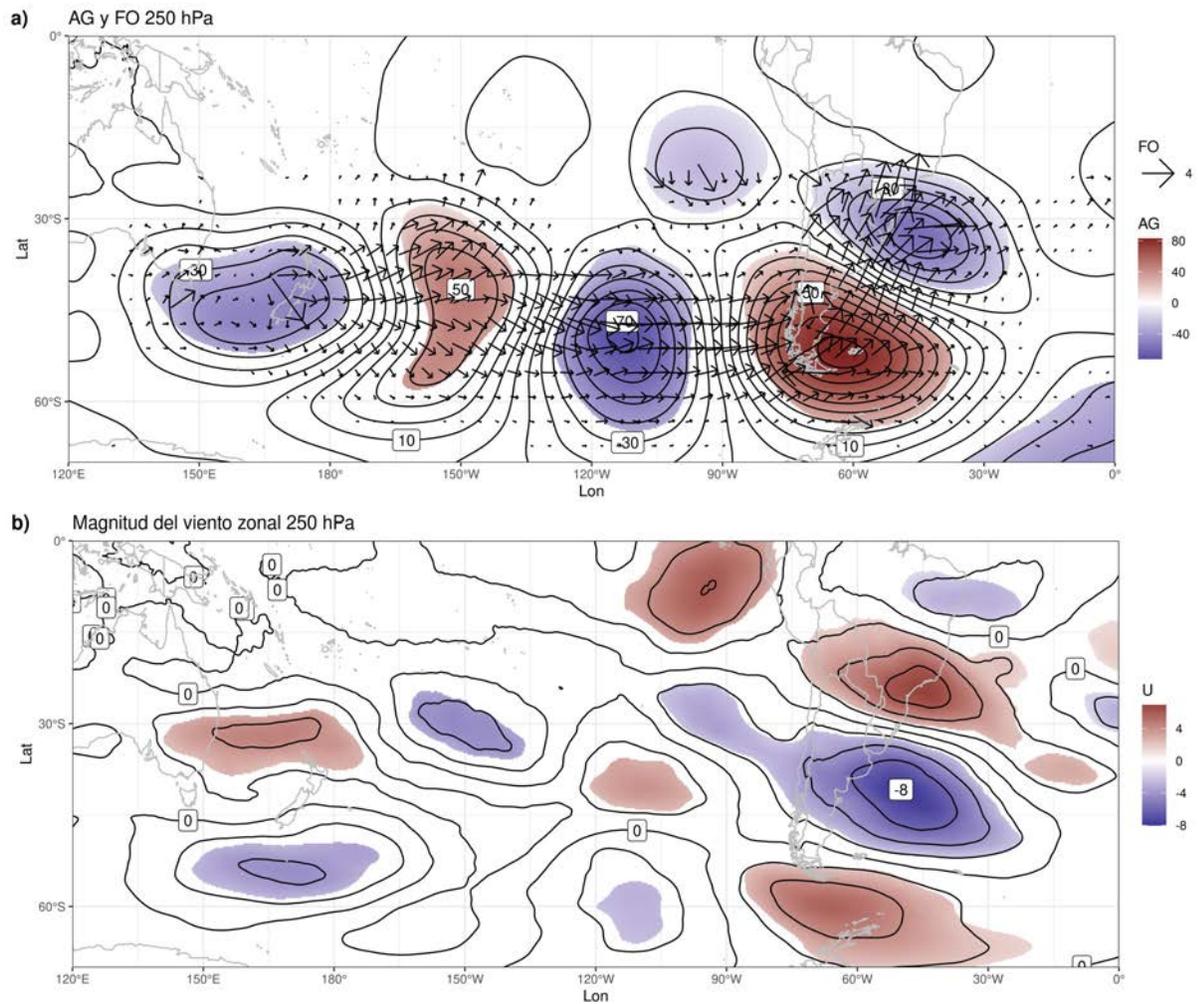


Figura 6.28: Como la Figura 6.22 pero para los febreros con condiciones secas en R1 (valores bajos de IRP, $IRP < P25$).

6.3.2. Circulación asociada a valores altos de precipitación en R1/R2

En la Figura 6.29 se muestran las composiciones de AG y viento en 850 hPa, FH y su divergencia, omega en 500 hPa y OLS para los febreros con condiciones húmedas en la R2 (valores altos de IRP). En niveles bajos de tropósfera subtropical se observan anomalías anticiclónicas de circulación sobre el Atlántico Sur occidental, que intensifican el flanco occidental del AAS, y anomalías negativas en latitudes medias sobre Argentina (Fig. 6.29 panel a). Esta circulación anómala en niveles bajos induce una intensificación anómala de FH desde la Amazonía hacia el este de ArST generando una convergencia anómala de humedad en esta región y, por ende,

condiciones anómalamente más húmedas (Fig. 6.29 panel b). Al mismo tiempo se propicia menor FH desde la Amazonía hacia la región de la ZCAS, generando divergencia anómala de humedad y condiciones anómalamente más secas (Fig. 6.29 panel b).

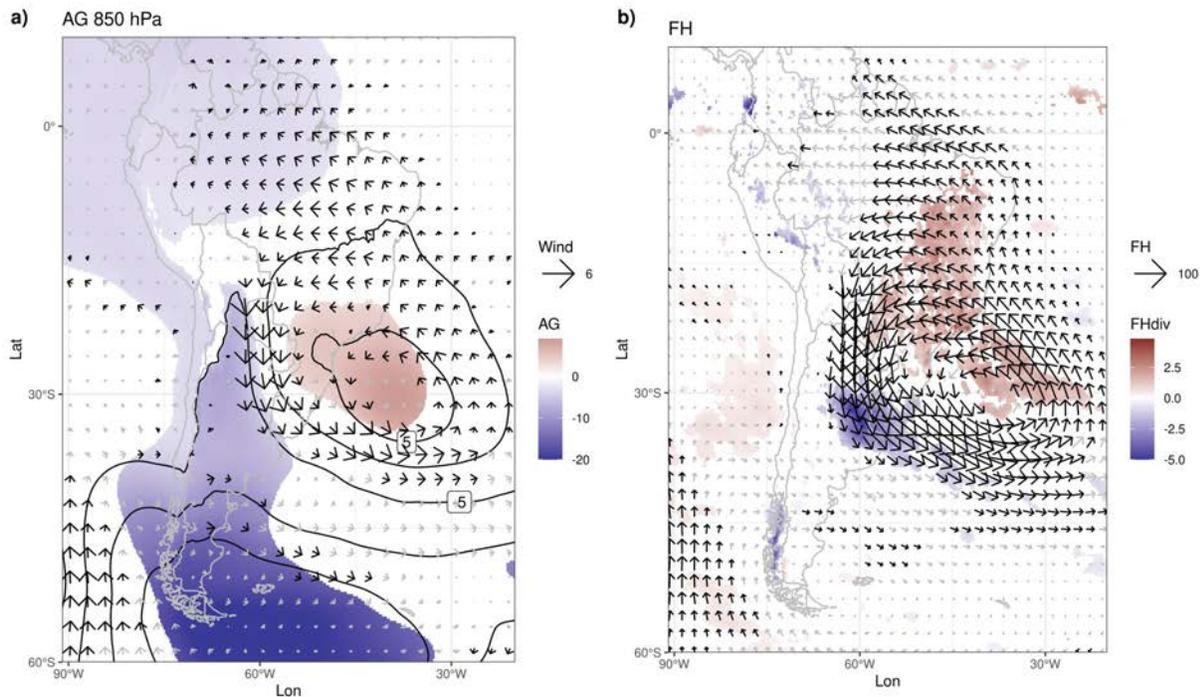
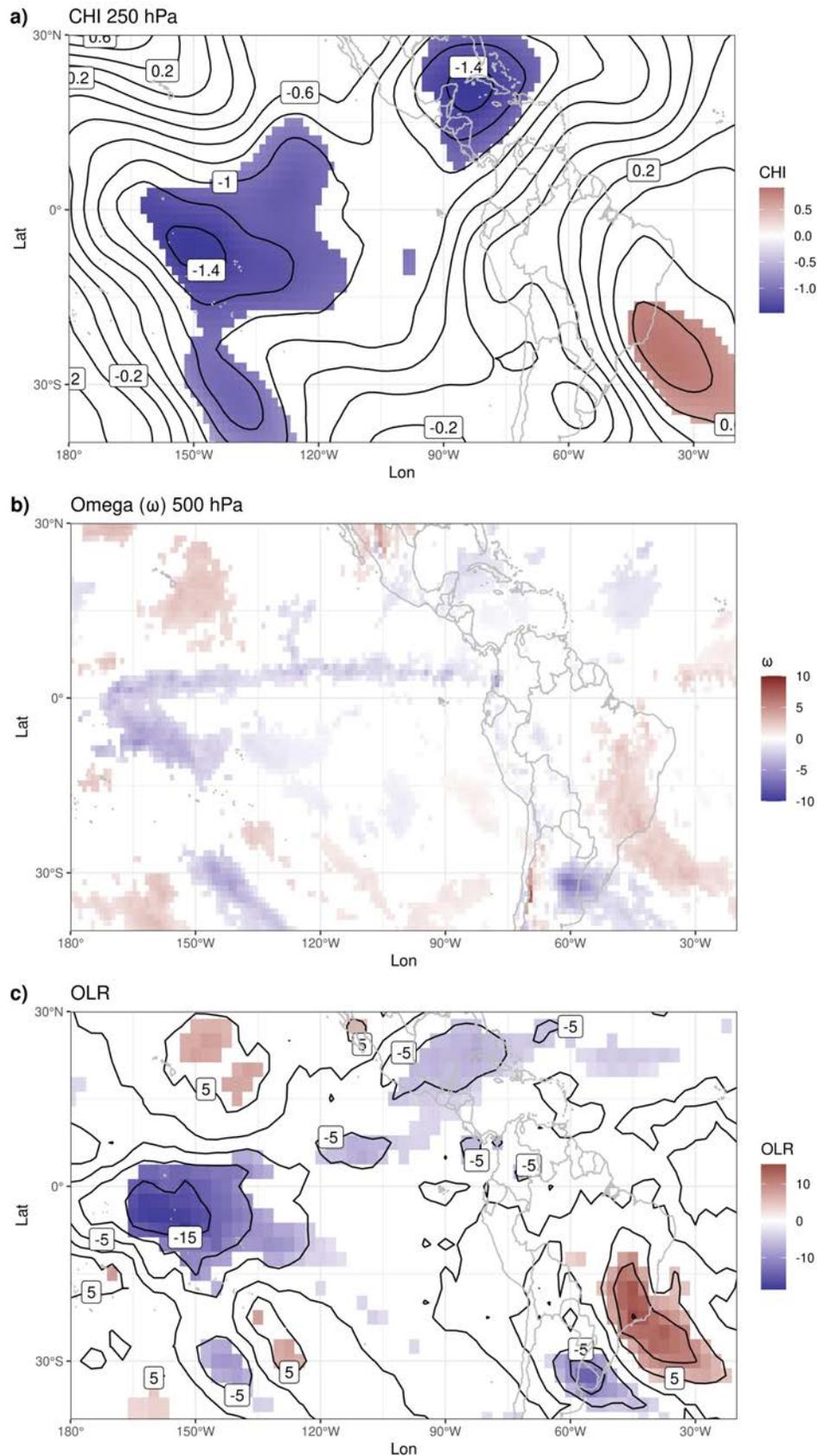


Figura 6.29: Campos compuestos de anomalías de AG y viento en 850 hPa (panel a), y FH y su divergencia (panel b) para los febreros con condiciones húmedas en R2 (valores altos de IRP, $IRP > P75$). Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Vectores en negro implican anomalías de FH diferentes a la media climatológica con un nivel de significancia $\alpha = 0,1$. En el panel a, cada contorno es cada 5m. Línea base para las anomalías 1981-2010.

La intensificación anómala del AAS en la vecindad de SA está asociada a subsidencia anómala sobre la región. Al observar el campo global de anomalías de potencial de velocidad (CHI) en tropósfera superior (250 hPa) se puede apreciar divergencia anómala generalizada sobre América Central y sobre el Pacífico Sur ecuato-subtropical entre $150^{\circ}O$ y $120^{\circ}O$, y otra región de convergencia anómala en el trópico-subtrópico al este de SA (Fig. 6.30 panel a). Las anomalías de OLS y omega en 500 (Fig. 6.30) son consistentes con el campo anómalo de CHI observado. De esta manera, las grandes circulaciones tropicales de Walker y Hadley están perturbadas a nivel regional generando un área de subsidencia anómala localizada en los subtrópicos sobre $30^{\circ}W$. Estas perturbaciones pueden estar vinculadas a procesos de variabilidad intra-estacional asociados

a la OMJ, ya que la OMJ perturba las celdas regionales de Hadley y Walker (Schwendike et al., 2021). Al clasificar los días de la composición dentro de las 8 fases determinados por el par de índices RMM1 y RMM2 se observa un predominio de casos dentro de la fase 7 (seguido por la fase 6) de la OMJ, es decir, convección aumentada en el Pacífico ecuatorial occidental (Fig. 6.31). De hecho, las composiciones OLS y CHI (Fig. 6.30) muestran similitudes con las obtenidas por Grimm (2019), que componen datos diarios en la fase 6 para el verano austral (diciembre-febrero).

**Figura 6.30:**

Campos compuestos de anomalías de CHI en 250 hPa (panel a), omega en 500 hPa (panel b), y OLS (panel c) para los febreros con condiciones húmedas en R2 (valores altos de IRP, $IRP > P75$). Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. En el panel a (c) cada contorno es cada $10^{-6} s^{-1}$ ($5 W/m^2$). Los valores de omega están en $10^{-2} Pa/s$. Línea base para las anomalías 1981-2010.

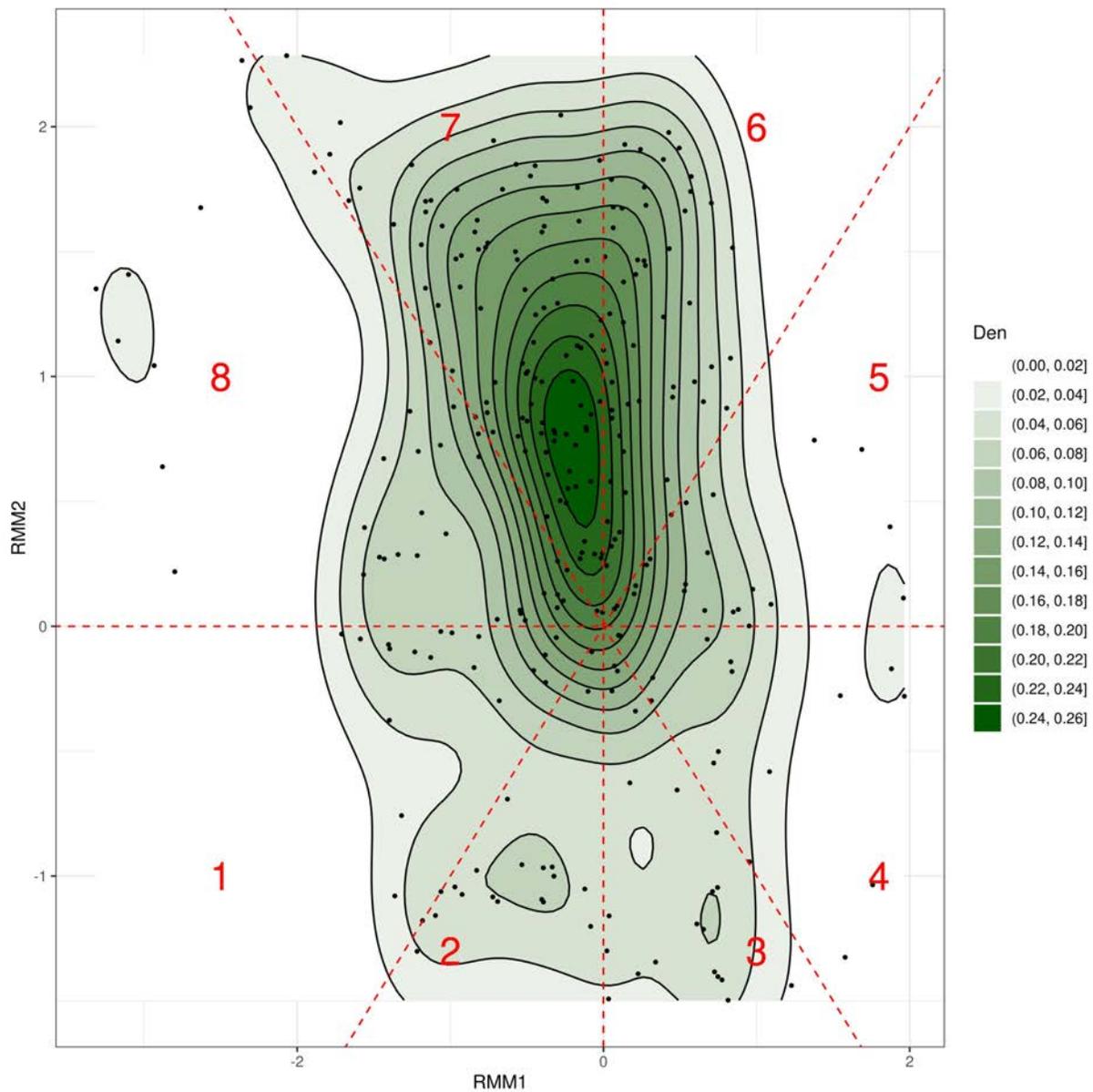


Figura 6.31: Valores diarios (puntos) de los índices RMM1 y RMM2 de la OMJ para los febreros con condiciones húmedas en R2 (valores altos de IRP, $IRP > P75$). En color y contornos se muestra la estimación de densidad de probabilidad de puntos (“Kernel density estimation”, en inglés) con un “Kernel” Gaussiano.

6.3.3. Circulación asociada a valores altos de precipitación en la R4

En la Figura 6.32 se muestran las composiciones de AG y viento en 850 hPa, FH y su divergencia, omega en 500 hPa y OLS para los febreros con condiciones húmedas en la R4 (valores altos de IRP). Se puede apreciar una circulación anticiclónica anómala en latitudes medias sobre la Patagonia y el Mar Argentino en niveles bajos de tropósfera (Fig. 6.32 panel a), que se extiende hasta niveles superiores de la tropósfera (no mostrado). Esta circulación anómala induce una intensificación anómala de FH desde el mar Argentino hacia el sur de ArST y norte de la Patagonia generando una convergencia anómala de humedad en la R4 (piedemonte cuyano) y, por ende, condiciones anómalamente más húmedas (Fig. 6.32 panel b). Asociado a esta convergencia anómala de humedad se pueden apreciar anomalías negativas de OLS sobre el sudoeste de ArST y noroeste de la Patagonia (Fig. 6.32 panel c). Esta configuración asociada a condiciones de mayor precipitación en las planicies al este de los Andes subtropicales, con anomalías anticiclónicas sobre la Patagonia que propician el transporte de humedad desde el Atlántico Sur hacia el continente, es similar al patrón en baja frecuencia encontrado por Agosta (2014) para la lluvia de verano en esa región. Asociado a la anomalía anticiclónica se observa una disminución de la baroclinicidad del flujo medio en latitudes medias (Fig. 6.32 panel d).

En la Figura 6.33 se muestran las anomalías compuestas de AG y FO (panel a), CHI (panel b) y la tendencia del AG por las perturbaciones en baja frecuencia (panel c) en 250 hPa para el mes precedente (enero) a los febreros con valores de IRP altos en la R4. Se puede apreciar en el campo de AG en 250 hPa (Fig. 6.33 panel a) la propagación zonal de una onda cuasi-estacionaria Rossby extratropical desde el oeste de Australia (en $180^{\circ}E$ y $30^{\circ}S$, aproximadamente) a lo largo del Pacífico Sur que al llegar a SA se debilita. La región de emanación de la onda presenta anomalías negativas de CHI, indicativo de divergencia anómala en los trópicos y subtrópicos entre $150^{\circ}O$ y $180^{\circ}O$ como principal la fuente de la onda de Rossby (Fig. 6.33 panel b). La actividad transiente de baja frecuencia (mayores a 10 días) asociada a este tren de onda cuasi-estacionaria contribuye a la generación de una tendencia positiva de geopotencial sobre toda la Patagonia por convergencia de flujos perturbados de vorticidad desde mediados de enero a mediados de febrero (Fig. 6.33 paneles c-e), lo cual propiciaría la disminución de baroclinicidad y la anomalía anticiclónica observadas en el subsiguiente mes de febrero.

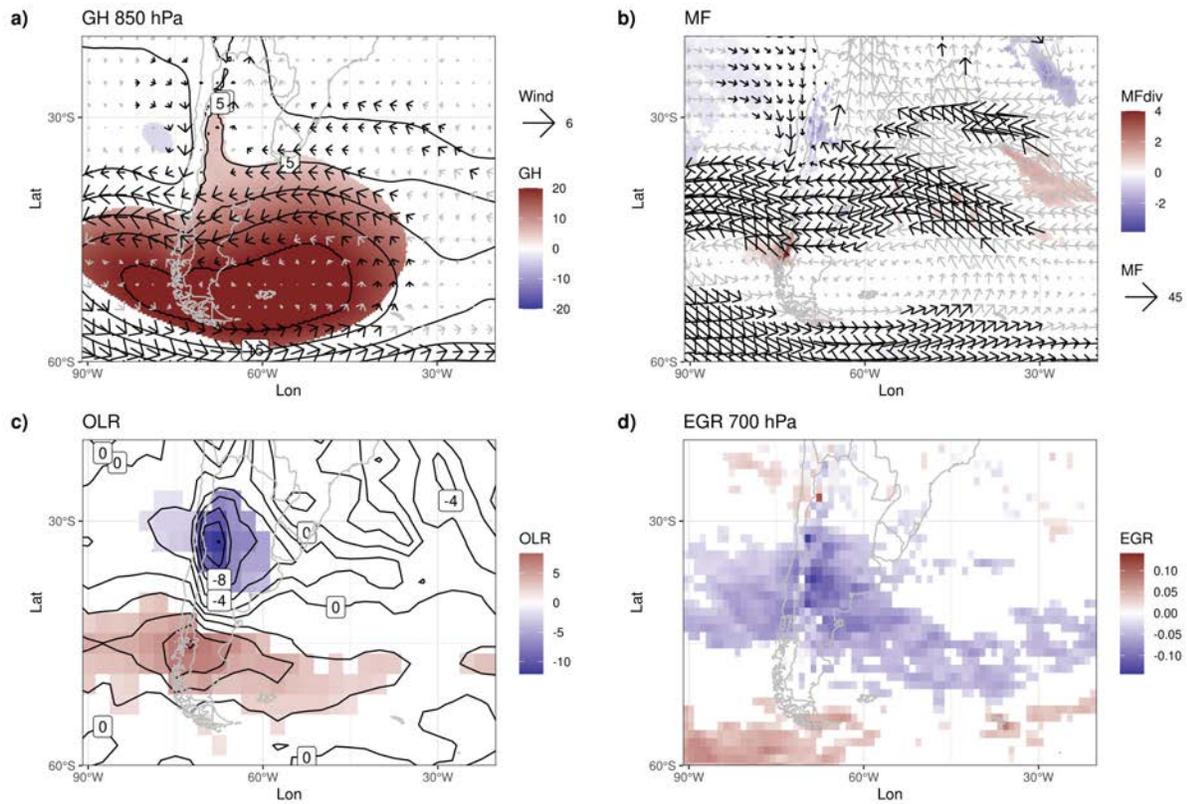


Figura 6.32: Campos compuestos de anomalías de AG y viento en 850 hPa (panel **a**), FH y su divergencia (panel **b**), OLS (panel **c**) y TCB en 700 hPa (panel **d**) para los febreros con condiciones húmedas en $R4$ (valores altos de IRP, $IRP > P75$). Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Vectores en negro implican anomalías de FH (viento horizontal) diferentes a la media climatológica con un nivel de significancia $\alpha = 0,1$. En el panel **a** (**c**) cada contorno es cada 5m ($5W/m^2$). Línea base para las anomalías 1981-2010.

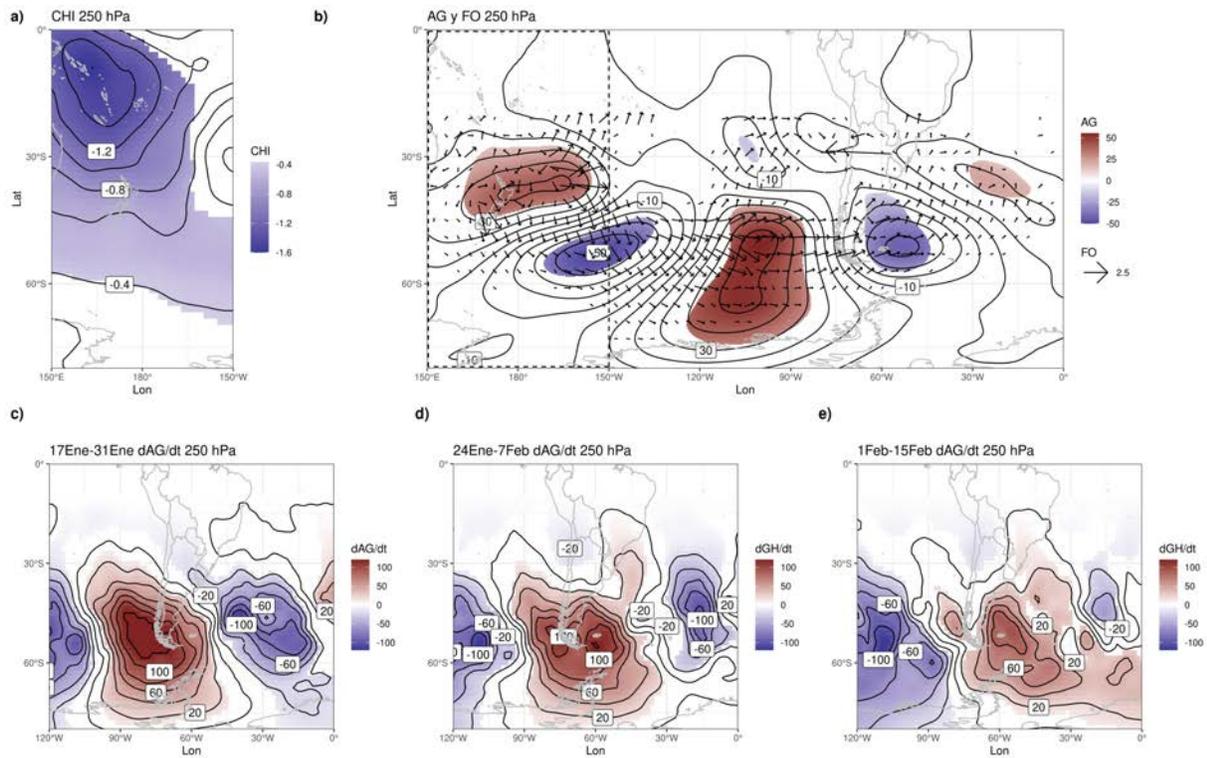


Figura 6.33: Campos compuestos de anomalías de CHI en 250 hPa (panel **a**), AG y FO en 250 hPa (panel **b**) y tendencia del geopotencial (dAG/dt) por flujos de vorticidad en baja frecuencia en 250 hPa (paneles **c-e**) para los eneros anteriores a los febreros con condiciones húmedas en R_4 (valores altos de IRP, $IRP > P75$). Áreas con color indican anomalías significativamente distintas de cero con un intervalo de confianza del 90%. Línea base para las anomalías 1981-2010.

6.4. Resultados principales y conclusiones parciales

En este capítulo se estudiaron los forzantes de la precipitación observada para los meses de verano (diciembre-febrero) en el período 1979-2018. Para esto, primero se discriminaron subregiones coherentes de variabilidad inter-anual de la precipitación mensual con el objetivo de armar índices mensuales representativos de la precipitación (IRP) en ArST. El análisis de regionalización de la precipitación arrojó cuatro subregiones para diciembre y febrero y siete subregiones para enero. Los IRP para cada subregión y mes fueron correlacionados con diversos índices del sistema climático. Luego se realizaron diferencias de composición y composiciones de valores altos ($IRP > P75$) y bajos ($IRP < P25$) de cada IRP para explorar los forzantes

remotos de la precipitación.

Para el mes de diciembre se encontró que el fenómeno ENOS modula la precipitación en las cuatro subregiones, con mayores (menores) precipitaciones asociadas a eventos EN (LN), en congruencia con lo encontrado en el capítulo anterior. En las tres subregiones al este y centro de ArST (R1, R2 y R3) los valores altos (bajos) de IRP muestran un dipolo de convección con convección incrementada (disminuida) en ArST y disminuida (incrementada) en la región de la ZCAS. El dipolo de convección está asociado al ENOS mediante una teleconexión por ondas de Rossby. Por otro lado, para la R4, que se encuentra en el sudoeste de ArST, los valores altos (bajos) de IRP están asociados a anomalías anticiclónicas (cyclónicas) de circulación en tropósfera baja sobre el sudeste de Brasil (Mar Argentino) que incrementan (disminuyen) el FH del norte. Los altos valores de IRP están asociados a una onda de Rossby subtropical en las inmediaciones de SA, mientras que los bajos valores de IRP, a una propagación zonal de onda de Rossby extratropical desde el Pacífico Sur hacia SA.

En el mes de enero se encontró correlación significativa entre índices del ENOS y la precipitación, aunque al analizar las composiciones de cada región seleccionada para casos EN y NN no se encontraron anomalías compuestas fuertes que permitieran discernir forzantes remotos. Por esta razón, se exploraron los campos de anomalía de diversas variables atmosféricas año a año, identificando estructuras anómalas comunes dentro de cada fase del ENOS. Así, dentro de los eventos EN se determinaron dos grupos: grupo Directo y grupo Inverso. Los casos del grupo Directo (Inverso) están asociados a un dipolo de OLS con anomalías negativas (positivas) en el este de ArST e inversas en la región de la ZCAS, y a una circulación anticiclónica (cyclónica) en niveles bajos en el sudeste de Brasil. Es notorio que en el este de ArST para enero se observan indistintamente tanto condiciones secas (grupo Inverso) como húmedas (grupo Directo) durante eventos EN, en contraste con los meses previos (SOND) en los cuales prevalecen condiciones húmedas durante estos eventos. A su vez, dentro de los eventos NN se clasificaron dos grupos: grupo MA+ y grupo MA-. Los casos del grupo MA+ están asociados a altas presiones sobre el Mar Argentino y bajas presiones sobre el sudoeste de Brasil, generando un dipolo de OLS similar al de los casos del grupo Inverso de los eventos EN. En cambio los casos del grupo MA- están asociados a bajas presiones sobre el Mar Argentino y disminución de la convergencia del flujo de humedad, lo cual propicia condiciones secas en el sudoeste de ArST.

Por otro lado, en el mes de febrero al explorar los campos compuestos de anomalía para valores

altos y bajos de IRP se encontraron señales físicamente coherentes y estadísticamente significativas para tres subregiones: R1 y R2, que se encuentran en el este-noreste de ArST, y R4, que se encuentra en el sudoeste de ArST. Las regiones R1 y R2, presentan campos compuestos similares entre sí, con condiciones secas (húmedas) asociadas a una circulación ciclónica (anticiclónica) en niveles bajos en el sudeste de Brasil que genera un dipolo de OLS entre el este de ArST y la región de la ZCAS. Esta circulación y el dipolo de OLS son similares a lo encontrado en los grupos Directo e Inverso de los eventos EN en enero. En cambio, para R4 se observan anomalías compuestas físicamente consistentes únicamente para valores altos de IRP. Para este caso se encuentra que las condiciones húmedas en R4 están asociadas a una anomalía anticiclónica sobre el Mar Argentino y la Patagonia que favorece el flujo de humedad desde el Atlántico Sur. Este caso es similar a lo encontrado en el grupo MA- aunque de signo inverso.

En los tres meses de verano se observan anomalías anticiclónicas (ciclónicas) de circulación troposférica en el sudeste de Brasil asociadas a un dipolo de anomalías de OLS, con valores negativos (positivos) sobre el este de ArST y positivos (negativos) sobre la región de la ZCAS. No obstante, el forzante de estas anomalías de circulación troposférica difiere en cada mes. En enero y febrero, los casos con anomalía anticiclónica de circulación troposférica en el sudeste de Brasil están asociados a cambios regionales en la celda de Walker, los cuales en enero se vinculan con eventos EN (composición del grupo Directo) mientras que en febrero estos cambios ocurren en relación con la fase 7 de la OMJ (composición de valores altos R1/R2). En diciembre, esta anomalía anticiclónica está asociada al ENOS mediante la propagación de un tren de ondas de Rossby desde el Pacífico tropical occidental, como se ha dicho más arriba (composición de valores altos R1, R2 y R3).

Asimismo, los casos de anomalía ciclónica de circulación troposférica en el sudeste de Brasil pueden generarse por dos mecanismos diferentes. El primero de estos mecanismos ocurre en los tres meses de verano y se trata de propagación de ondas de Rossby, que puede tener dos orígenes: uno con origen en el Pacífico tropical occidental en asociación con el fenómeno ENOS en diciembre (composición de valores bajos R1, R2 y R3), y el otro en el extratropico debido a la conversión de energía cinética del flujo medio a energía cinética de las perturbaciones en enero (composición del grupo MA+) y febrero (composición de valores bajos R1/R2). El segundo mecanismo ocurre únicamente en enero durante años EN y se debe a procesos termodinámicos locales durante los meses previos (noviembre-diciembre) que inducen una baja térmica de presión localizada en el este de Brasil (composición del grupo Inverso). Esta relación podría emplearse

para diseñar una herramienta dinámico-estadística de pronóstico estacional. La implementación de dicha herramienta requiere de una evaluación de datos provenientes de estaciones de monitoreo en Brasil y su adecuación a las necesidades de usuarios de este tipo de pronósticos, por lo que se espera poder realizarlo en colaboración con el área de Servicios Climáticos del SMN.

Por otra parte, condiciones más secas (húmedas) en el suroeste de ArST -R4- para el mes de enero (febrero) están asociadas a una anomalía ciclónica (anticiclónica) sobre la Patagonia y Mar Argentino, debilitando (intensificando) la convergencia de humedad. En febrero, las condiciones más húmedas se deben a un tren de ondas de Rossby sub-mensual que emana desde el Pacífico occidental en el mes previo (enero). Los flujos convergentes de vorticidad anticiclónica sobre Patagonia generan una tendencia positiva de AG en la baja frecuencia (mayor a 10 días), lo que propicia el desarrollo anómalo de una circulación anticiclónica.

Capítulo 7

Síntesis y conclusiones finales

Esta tesis tiene como objetivo general estudiar la precipitación observada en la fase húmeda del ciclo anual en Argentina Subtropical (ArST) evaluando la calidad de sus datos, caracterizando objetivamente sus variaciones en el espacio y el tiempo, y analizando los forzantes del sistema acoplado atmósfera-océano asociados. La región de estudio definida en esta tesis es aquella porción de Argentina al este de los Andes, y aproximadamente, al norte de 34° de latitud sur (Fig. 1.1), que comprende las provincias de Catamarca, Chaco, Córdoba, Corrientes, Entre Ríos, Formosa, Jujuy, La Rioja, Mendoza, Misiones, San Juan, San Luis, Salta, Santiago del Estero, Santa Fe y Tucumán. Esta región presenta un ciclo anual con una marcada fase seca (mayo-septiembre) y otra húmeda (octubre-abril). La fase húmeda representa en promedio el 83 % de la precipitación anual observada, y varía según la estación meteorológica entre 70 % y 99 %, siendo la mediana 92 %.

En la literatura revisada se encuentra que para el desarrollo de un adecuado estudio de variabilidad de la precipitación y sus forzantes es de vital importancia contar con series temporales de datos largas, continuas, confiables y homogéneas, con información detallada de sus metadatos, dado que los resultados dependen de la calidad de los datos (Aguilar et al., 2003; Kalteh & Berndtsson, 2007; Sattari et al., 2017). Sin embargo, los datos observados suelen presentar datos faltantes y no siempre sus metadatos están completos o pueden no existir (Ribeiro et al., 2016; Alexandersson & Moberg, 1997; Presti et al., 2010). Asimismo, la red de estaciones del Servicio Meteorológico Nacional presenta una muy baja densidad en ArST, de aproximadamente 0,03 estaciones por cada 1000km^2 , y no es sencillo el acceso a los metadatos. Esto dificulta la evaluación

de la calidad de datos y su posterior rellenado. Además, los métodos de interpolación disponibles no garantizan por sí mismos una buena performance en todas las regiones del mundo (Kashani & Dinpashoh, 2012). Resulta importante entonces, analizar los errores de los distintos métodos en la región de estudio debido a que la diferencia de error entre dos métodos puede ser muy grande e introducir errores en los posteriores análisis (Bárdossy & Pegram, 2014; Kajornrit et al., 2012; Price et al., 2000; Vieux, 2001).

Por otra parte, respecto a los mecanismos forzantes de la precipitación en SA, se vio que en escala inter-anual la misma está principalmente modulada por el fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENOS Grimm, 2011). Durante la primavera austral (octubre-diciembre) el fenómeno ENOS modula la precipitación en SA mediante una teleconexión por ondas de Rossby que se propagan desde el Pacífico central hacia SA, generando un dipolo de convección incrementada (disminuida) en la planicies subtropicales (este de ArST) y disminuida (incrementada) en la región ZCAS durante los eventos EN (LN Cai et al., 2020; Cazes-Boezio et al., 2003; Grimm, 2003; Grimm & Zilli, 2009; Tedeschi et al., 2015). No obstante, numerosos estudios han encontrado que hay eventos ENOS en los que la precipitación observada difiere considerablemente de la precipitación esperada para una determinada región y la correspondiente fase del fenómeno ENOS (Kumar & Hoerling, 1997; Wang & Hendon, 2007; Hill et al., 2009). Incluso, hay eventos del fenómeno ENOS cuya respuesta de la precipitación es de signo inverso a la respuesta media. A estos eventos los hemos definido como atípicos.

La temporada con mayores precipitaciones en ArST es el trimestre diciembre-febrero (Garbarini et al., 2021). La variabilidad de la precipitación en esta temporada queda principalmente representada por un dipolo de anomalías entre la región de la ZCAS y el este de ArST, observado en diversas escalas temporales, de la sub-mensual a la inter-anual, y asociado a distintos mecanismos (por ejemplo, Alvarez et al., 2016; Cavalcanti et al., 2015; Vera et al., 2006, entre otros). A pesar de la abundante literatura en el tema, son pocos los trabajos que han estudiado la precipitación mes a mes en el verano austral. Los trabajos de Cazes-Boezio et al. (2003), Grimm et al. (2000) y Grimm (2003, 2004) han mostrado que este dipolo está generado por la presencia de una teleconexión por ondas de Rossby desde septiembre a diciembre. Sin embargo hay una aparente discrepancia entre los resultados encontrados por Cazes-Boezio et al. (2003) y por Grimm (2003, 2004) para el mes de enero. Cazes-Boezio et al. (2003) encuentran que en enero se mantiene el signo del dipolo de precipitación, mientras que Grimm (2003, 2004) observan un cambio de signo en las anomalías de precipitación en la zona de la ZCAS entre la primavera y enero.

Por todo esto para llevar a cabo el objetivo general de esta tesis, se trazaron cinco objetivos específicos que se abordaron gradualmente a lo largo de cada capítulo de esta tesis, estos son:

1. Diseñar un método de detección de múltiples PQ en series temporales acorde a una región de baja densidad de datos, como es ArST, proveyendo una librería de acceso libre en código R con este método.
2. Analizar la consistencia, calidad y homogeneidad de las series temporales de precipitación mensual en ArST.
3. Evaluar exhaustivamente diferentes métodos de rellenado de datos faltantes en las series mensuales de precipitación, seleccionando aquél más adecuado.
4. Determinar y analizar los eventos atípicos de precipitación en ArST durante eventos ENOS.
5. Estudiar los forzantes de la circulación troposférica asociados a las variaciones de la precipitación de verano mes a mes a nivel de subregiones de ArST.

El primer objetivo específico, **“diseñar un método de detección de múltiples PQ en series temporales acorde a una región de baja densidad de datos, como es ArST, proveyendo una librería de acceso libre en código R con este método”**, se desarrolló en la primera parte del Capítulo 3. Para llevarlo a cabo se evaluó la performance de cinco tests mono-quiebre, ampliamente usados en la bibliografía (test t de Student, Mann-Whitney, SNHT, Buishand-R y Pettit), a través del diseño de experimentos numéricos. En la experimentación se evaluó si dichos tests identificaban el PQ determinado y si lo localizaban en forma correcta. Como resultado de este estudio se encontró que los tests t de Student y Mann-Whitney presentan una alta detección de falsos PQ , mientras que los otros tests no. Una vez estudiada la performance de cada test, se propuso un método novedoso para poder identificar múltiples PQ a partir de tests mono-quiebre. El desempeño de este método de detección múltiple de quiebres fue aceptable dado que mantiene la performance de los tests utilizados, de acuerdo a los análisis realizados a partir de simulaciones numéricas. La función que implemente este método está disponible en la librería de código abierto *BreakPoints* y se puede descargar en el siguiente enlace: <https://cran.r-project.org/web/packages/BreakPoints/index.html>.

El segundo objetivo específico, **“analizar la consistencia, calidad y homogeneidad de las series temporales de precipitación mensual en ArST”**, se desarrolló en la segunda

parte del Capítulo 3. Tras la etapa de creación y evaluación del método de identificación de múltiples PQ , se procedió a su utilización con tres tests mono-quebre (Buishand-R, Pettit y SNHT) en las series de precipitación de las estaciones del SMN en ArST. En este análisis se encontraron tres saltos climáticos, uno en 1956/57, otro en 1976/77, y otro alrededor del año 2000. El salto observado en la precipitación en torno a 1956/57 pareciera deberse a cambios en la TSM del océano Pacífico ecuatorial. Las bases de datos globales de TSM evaluadas, más allá de sus diferencias intrínsecas (datos in situ y métodos de reconstrucción), presentan un aumento en la frecuencia de eventos EN al comparar el período 1957-1976 contra el período 1937-56, sin observarse un cambio en la frecuencia de eventos LN. Además, acorde a los datos del ERSST, el índice del Niño4 presenta un quiebre en 1956-57. Asimismo, las tres bases de datos exploradas (ERSST, HadSST y COBE) presentan un calentamiento significativo en el océano Atlántico Sur subtropical sur y un calentamiento en el Pacífico ecuatorial, solo significativo en la base ERSST y, en menor medida, en HadSST. Los PQ en la precipitación ocurridos en torno a 1976/77 se asocian a cambios hacia un calentamiento en las condiciones medias de las TSM del Pacífico ecuatorial ampliamente estudiados, en parte asociados a la variabilidad de la ODP (Agosta & Compagnucci, 2008; Compagnucci et al., 2002; Giese et al., 2002; Jacques-Coper & Garreaud, 2015). Los PQ en torno al cambio de siglo podrían asociarse a cambios en las TSM de los océanos Pacífico y Atlántico ocurridos alrededor del año 2000 que han impactado en diversas variables climáticas Agosta & Compagnucci (2012); Huang et al. (2005); Maenza et al. (2017); Meehl et al. (2021). El resto de quiebres detectados en las series de precipitación fueron considerados propiamente como inhomogeneidades, es decir, quiebres no naturales y, consecuentemente, corregidos para el posterior análisis.

El tercer objetivo específico, “**evaluar exhaustivamente diferentes métodos de rellenado de datos faltantes en las series mensuales de precipitación, seleccionando aquél más adecuado**”, se desarrolló en el Capítulo 4. Con el fin de dilucidar qué método de rellenado de datos es el más adecuado para la región, se procedió a evaluar la performance de diferentes métodos con los datos de precipitación mensual. Para esto se consideraron diecinueve métodos de interpolación, que constituyeron treinta y dos sub-métodos, variando sus formas de aplicación. Además, estos treinta y dos sub-métodos fueron evaluados sobre las series observadas (dato crudo), las series de anomalías, la serie completa de datos y la serie de cada fase (húmeda o seca). Se encontró que, en general, los errores son menores cuando se utiliza la serie de anomalías de cada fase y, particularmente, la utilización de la serie de anomalías representa una gran mejora en

términos de errores sistemáticos (conocido como *bias*, de acuerdo con su nomenclatura en inglés). Por otro lado, el método de Regresión Lineal Múltiple (MLR, por sus siglas en inglés) resultó ser el método con mejor performance, en contraste con los resultados de trabajos previos en los cuales se sugiere la implementación de métodos geoestadísticos como Kriging. Cabe agregar que los métodos de Kriging presentaron una performance intermedia en relación a los otros métodos, mostrando un peor desempeño que los métodos regresivos y los modelos aditivos generalizados (GAM, por sus siglas en inglés). Esto se debió a la baja densidad de estaciones en ArST que, sumado a que la precipitación es un fenómeno local, se refleja en una baja o nula autocorrelación espacial. Por otro lado, es importante resaltar el buen desempeño del método GAM, con errores similares a los de MLR, ya que, hasta el momento, no se registran trabajos que evalúen su performance para interpolar datos mensuales de precipitación. En este sentido, y en base a los resultados obtenidos en esta tesis, se alienta que futuros trabajos consideren el método GAM para la interpolación de datos mensuales de precipitación.

El cuarto objetivo específico, “**Estudiar los desvíos en la respuesta de la precipitación al fenómeno ENOS**”, se desarrolló en el Capítulo 5. Para esto, primero se definieron los eventos El Niño (EN) y La Niña (LN) en el período 1979-2016, encontrando 13 (11) eventos EN (LN). Luego, se procedió a identificar la temporada de mayor relación entre la precipitación observada y el índice C a través de la correlación de Pearson calculada por trimestre móviles, encontrando que la temporada que se extiende de septiembre a enero (SONDE) es la de mayor relación entre la precipitación en ArST y el ENOS. Posteriormente, se realizó un ACP en modo T sobre la precipitación trimestral dentro de la temporada SONDE para los grupos de eventos EN y LN. La varianza explicada por la CP1, en forma directa o inversa, permitió la clasificación del tipo de respuesta de la precipitación durante la ocurrencia de una u otra fase del ENOS. El modo directo de la La CP1 representa mayores (menores) precipitaciones en el este de ArST para eventos EN (LN). De esta forma, se definieron temporadas típicas, atípicas y no-típicas. Las típicas son aquellas con mayor varianza explicada por la CP1 en forma directa, las atípicas, aquellas con mayor varianza explicada con la CP1 en forma inversa, y las no-típicas, aquellas con mayor varianza explicada por otras CP de mayor orden. Del análisis, 5 (6) de 13 (11) eventos EN (LN) son típicos. Por otra parte, alrededor del 50% de los eventos ENOS son no-típicos, lo cual implica una gran variación de la respuesta de la precipitación entre eventos ENOS. Es notable que de los 13 eventos EN, 1 categorizado como atípico, mientras que de los 11 eventos LN ninguno fue categorizado como atípico. Así, esto indica que en el período 1979-2016, la respuesta

de la precipitación en ArST durante eventos LN es más estable que durante eventos EN en la temporada SONDE.

Posteriormente, se analizaron los aspectos de circulación más sobresalientes de los distintos tipos de eventos. Los eventos EN (LN) típicos se asocian a teleconexiones mediante ondas de Rossby cuasi-estacionarias que imponen FH anómalo del norte (sur) en ArST propiciando condiciones más húmedas (secas). En cambio, los eventos no-típicos se asocian a anomalías de precipitación menores sin estructuras de circulación regional en común, es decir con muchas variaciones entre eventos. El evento atípico EN 1987/88 presenta FH anómalo del sur de septiembre a diciembre (contrario a lo observado en EN típicos), propiciando condiciones más secas. Tanto en los eventos EN y LN no-típicos como en el evento EN atípico 1987/88 se observan variaciones significativas de OLS y CHI respecto a los eventos típicos en las regiones fuente de onda. Es por esto, que en los eventos LN no-típicos y en el evento EN atípico 1987/88 no se observan ondas de Rossby cuasi-estacionarias asociadas al ENOS. En cambio, en los eventos EN no-típicos si se observan ondas de Rossby cuasi-estacionarias, aunque débiles respecto a las de eventos EN típicos y no llegan a SA. Estas variaciones en los eventos EN no-típicos se deben en parte a cambios en las TSM del Pacífico ecuatorial.

Por último, el quinto objetivo específico, **“estudiar los forzantes de la circulación troposférica asociados a las variaciones de la precipitación de verano mes a mes a nivel de subregiones de ArST”**, se desarrolló en el Capítulo 6. Para esto, se discriminó en subregiones la precipitación en ArST obteniendo 4 grupos en diciembre y febrero, y 7 para enero. Una vez obtenidas las subregiones, se estudiaron los forzantes de los índices regionales de precipitación (IRP) confeccionados para cada subregión y mes.

La precipitación en subregiones en el centro y este de ArST se encuentra asociada durante el verano a anomalías anticiclónicas (cyclónicas) de circulación troposférica en el sudeste de Brasil asociadas a un dipolo de anomalías de OLS, con valores negativos (positivos) sobre el este de ArST y positivos (negativos) sobre la región de la ZCAS. Este dipolo presenta las características del dipolo de precipitación asociado al ENOS en primavera. Sin embargo, el forzante de estas anomalías difiere en distintos casos (meses y subregiones). Las anomalías positivas de precipitación en el centro y este de ArST asociadas a circulación anticiclónica anómala en el sudeste de Brasil están asociados a tres situaciones distintas: A la propagación de un tren de ondas de Rossby desde el Pacífico tropical occidental en diciembre asociado a eventos EN (composición de valores

altos R1, R2 y R3), a cambios regionales en la celda de Walker vinculados con eventos EN en enero (composición del grupo Directo), y a cambios regionales en la celda de Walker que ocurren en relación con la fase 7 de la OMJ en febrero (composición de valores altos R1/R2).

Por otro lado, las anomalías negativas de precipitación en el centro y este de ArST asociadas a circulación ciclónica anómala en el sudeste de Brasil están asociadas a dos mecanismos diferentes. Por un lado, en los tres meses de verano se observa, asociado a estas anomalías de precipitación, trenes de ondas de Rossby, uno con origen en el Pacífico tropical occidental en asociación con el fenómeno ENOS en diciembre (composición de valores bajos R1, R2 y R3), y otro extratropical con origen en la conversión de energía cinética del flujo medio a energía cinética de las perturbaciones en enero (composición del grupo MA+) y febrero (composición de valores bajos R1/R2). Por el otro lado, estas anomalías de precipitación en enero durante años EN se asocian a procesos termodinámicos locales durante los meses previos (noviembre-diciembre) que inducen una baja térmica de presión localizada en el este de Brasil (composición del grupo Inverso). Esta relación de las anomalías de precipitación en enero durante eventos EN con las condiciones termodinámicas de los meses previos, podría emplearse para diseñar una herramienta dinámico-estadística de pronóstico estacional. La implementación de dicha herramienta requiere de una evaluación de datos provenientes de estaciones de monitoreo en Brasil y su adecuación a las necesidades de usuarios de este tipo de pronósticos, por lo que se espera poder realizarlo en colaboración con el área de Servicios Climáticos del SMN.

Por su parte, las anomalías negativas (positivas) de precipitación en el sudoeste de ArST se ven asociadas a circulación anómala ciclónicas (anticiclónica) en troposfera inferior sobre el Mar Argentino y/o Patagonia (según el caso). Estas anomalías ciclónicas (anticiclónicas) debilitan (intensifican) la convergencia de humedad en la región propiciando condiciones más secas (húmedas). En diciembre, las anomalías ciclónicas (anticiclónicas) se observan sobre el Mar Argentino y se encuentran asociadas a un tren de ondas de Rossby extratropical (subtropical). En enero, las anomalías ciclónicas sobre Patagonia y Mar Argentino se observan asociadas a un aumento de la actividad transiente en la región por variabilidad natural de latitudes extratropicales. Por último, en febrero las anomalías anticiclónicas sobre Patagonia y Mar Argentino se asocian a un tren de ondas de Rossby que emana desde el Pacífico oriental el mes previo y que genera una tendencia positiva de geopotencial en baja frecuencia (mayor a 10 días).

En consecuencia, esta tesis ha contribuido al conocimiento sobre el tratamiento de la calidad

de datos de precipitación y sobre la variabilidad y los forzantes de la precipitación en ArST en la fase húmeda del ciclo anual, destacándose las siguientes novedades:

- El desarrollo de una librería de software libre con un método inédito de detección de múltiples puntos de quiebre.
- Para la región, los métodos de rellenado de datos que dependen de las variaciones temporales son superiores a los meramente geoestadísticos.
- Para la región, la respuesta de la precipitación al forzante ENOS presenta grandes variaciones entre eventos, siendo la respuesta en eventos La Niña más estable que en eventos El Niño en la temporada SONDE.
- Las anomalías de precipitación en las subregiones del centro y este de ArST se asocian al dipolo característico de precipitación, mientras que las subregiones al sudoeste no, debido a distinta naturaleza de los forzantes.
- La discrepancia en las anomalías de precipitación en enero durante el evento EN que describe la literatura es aparente. Ambos signos de anomalía están presentes por igual y se deben a distintos mecanismos forzantes que actúan en uno u otro año (anomalías de la celda de Walker en uno y procesos termodinámicos locales en otro).

Pese al avance logrado en la comprensión de la variabilidad de la precipitación en ArST, las tareas no están agotadas. Por un lado, es necesario que en futuros trabajos se aborde la variabilidad intra-estacional a partir de datos diarios disponibles en la región de estudio, ya que hay indicios de procesos sub-mensuales e intra-estacionales que modulan la precipitación en la región, tales como la OMJ y ondas de Rossby sub-mensuales. Asimismo, las variaciones de la precipitación en la región de estudios asociadas a condiciones neutras del ENOS requiere una ulterior profundización.

Bibliografía

- Abatzoglou, J. T. & Barbero, R. (2014). Observed and projected changes in absolute temperature records across the contiguous united states. *Geophysical Research Letters*, 41(18), 6501–6508.
- Aceituno, P. (1988). On the functioning of the southern oscillation in the south american sector. part i: Surface climate. *Monthly Weather Review*, 116(3), 505–524.
- Agosta, E., Compagnucci, R., & Vargas, W. (1999). Cambios en el régimen interanual de la precipitación estival en la región centro-oeste argentina. *Meteorol*, 241(2), 63–84.
- Agosta, E. A. (2014). The 18.6-year nodal tidal cycle and the bi-decadal precipitation oscillation over the plains to the east of subtropical andes, south america. *International Journal of Climatology*, 34(5), 1606–1614.
- Agosta, E. A. & Compagnucci, R. H. (2008). The 1976/77 Austral Summer Climate Transition Effects on the Atmospheric Circulation and Climate in Southern South America. *Journal of Climate*, 21(17), 4365–4383.
- Agosta, E. A. & Compagnucci, R. H. (2012). Central-West Argentina Summer Precipitation Variability and Atmospheric Teleconnections. *Journal of Climate*, 25(5), 1657–1677.
- Agosta, E. A., Martin, P. B., & Serio, L. A. (2019). Persistent easterly winds leading to precipitation in the atlantic coast of patagonia. *International Journal of Climatology*, 39(13), 5063–5090.
- Aguilar, E., Auer, I., Brunet, M., Peterson, T. C., & Wieringa, J. (2003). *Guidelines on climate metadata and homogenization*. WMO/TD- No. 1186; WCDMP- No. 53. WMO.
- Aguilera, H., Guardiola-Albert, C., & Serrano-Hidalgo, C. (2020). Estimating extremely large amounts of missing precipitation data. *Journal of Hydroinformatics*, 22(3), 578–592.

- Alexandersson, H. (1986). A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, 6(6), 661–675.
- Alexandersson, H. & Moberg, A. (1997). Homogenization of swedish temperature data. Part I: homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology*, 17(1), 25–34.
- Alvarez, M. S., Vera, C. S., Kiladis, G. N., & 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.
- Anderson, W., Seager, R., Baethgen, W., & Cane, M. (2017). Life cycles of agriculturally relevant enso teleconnections in north and south america. *International Journal of Climatology*, 37(8), 3297–3318.
- Bárdossy, A. & Pegram, G. (2014). Infilling missing precipitation records—a comparison of a new copula-based method with other techniques. *Journal of hydrology*, 519, 1162–1170.
- Barreiro, M. (2010). Influence of enso and the south atlantic ocean on climate predictability over southeastern south america. *Climate dynamics*, 35(7), 1493–1508.
- Barreiro, M. & Díaz, N. (2011). Land–atmosphere coupling in el niño influence over south america. *Atmospheric Science Letters*, 12(4), 351–355.
- Barrios, A., Trincado, G., & Garreaud, R. (2018). Alternative approaches for estimating missing climate data: application to monthly precipitation records in south-central chile. *Forest Ecosystems*, 5(1), 28.
- Barros, V. R., Doyle, M. E., & Camilloni, I. A. (2008). Precipitation trends in southeastern South America: relationship with ENSO phases and with low-level circulation. *Theoretical and Applied Climatology*, 93(1-2), 19–33.
- Barros, V. R. & Silvestri, G. E. (2002). The relation between sea surface temperature at the subtropical south-central pacific and precipitation in southeastern south america. *Journal of climate*, 15(3), 251–267.
- Beaulieu, C., Seidou, O., Ouarda, T. B. M. J., & Zhang, X. (2009). Intercomparison of homogenization techniques for precipitation data continued: Comparison of two recent Bayesian change point models. *Water Resources Research*, 45(8).

- Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A., & Wood, E. F. (2018). Present and future köppen-geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific data*, 5, 180214.
- Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., & Ziese, M. (2011). Gpcc full data reanalysis version 6.0 at 1.0: monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on gts-based and historic data. *Global Precipitation Climatology Centre (GPCC): Berlin, Germany*.
- Bert, F., de Estrada, M., Naumann, G., Negri, R., Podestá, G., de los Milagros Skansi, M., Spennemann, P., & Quesada, M. (2021). The 2017-18 drought in the argentine pampas—impacts on agriculture. *United Nations Office for Disaster Risk Reduction (2021). GAR Special Report on Drought*.
- Bivand, R. S., Pebesma, E., & Gómez-Rubio, V. (2013). Hello world: introducing spatial data. In *Applied spatial data analysis with R* (pp. 1–16). Springer.
- Blackmon, M. L. & Lau, N.-C. (1980). Regional characteristics of the northern hemisphere wintertime circulation: A comparison of the simulation of a gfdl general circulation model with observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(3), 497–514.
- Boer, G., Hamilton, K., & Zhu, W. (2005). Climate sensitivity and climate change under strong forcing. *Climate Dynamics*, 24(7-8), 685–700.
- Bombardi, R. J., Carvalho, L. M., Jones, C., & Reboita, M. S. (2014). Precipitation over eastern south america and the south atlantic sea surface temperature during neutral enso periods. *Climate Dynamics*, 42(5-6), 1553–1568.
- Boulanger, J.-P., Leloup, J., Penalba, O., Rusticucci, M., Lafon, F., & Vargas, W. (2005). Observed precipitation in the paraná-plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and enso teleconnections. *Climate dynamics*, 24(4), 393–413.
- Brown, S. J., Caesar, J., & Ferro, C. A. T. (2008). Global changes in extreme daily temperature since 1950. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D5), n/a–n/a.
- Brunetti, M., Caloiero, T., Coscarelli, R., Gullà, G., Nanni, T., & Simolo, C. (2012). Precipitation variability and change in the Calabria region (Italy) from a high resolution daily dataset. *International Journal of Climatology*, 32(1), 57–73.

- Buishand, T. (1982). Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, 58(1-2), 11–27.
- Burrough, P. A., McDonnell, R., McDonnell, R. A., & Lloyd, C. D. (2015). *Principles of geographical information systems*. Oxford university press.
- Cai, W., McPhaden, M. J., Grimm, A. M., Rodrigues, R. R., Taschetto, A. S., Garreaud, R. D., Dewitte, B., Poveda, G., Ham, Y.-G., Santoso, A., et al. (2020). Climate impacts of the el niño–southern oscillation on south america. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(4), 215–231.
- Campitelli, E. (2020a). *ggnewscale: Multiple Fill and Colour Scales in 'ggplot2'*. R package version 0.4.3.
- Campitelli, E. (2020b). *metR: Tools for Easier Analysis of Meteorological Fields*. R package version 0.8.0.
- Carvalho, M., Melo-Gonçalves, P., Teixeira, J., & Rocha, A. (2016). Regionalization of europe based on a k-means cluster analysis of the climate change of temperatures and precipitation. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 94, 22–28.
- Cavalcanti, I., Carril, A., Penalba, O., Grimm, A., Menéndez, C., Sanchez, E., Cherchi, A., Sörensson, A., Robledo, F., Rivera, J., et al. (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., & 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.
- Chen, T., Takle, E., Yoon, J., St Croix, K., & Hsieh, P. (2003). Impacts on tropical south america rainfall due to changes in global circulation. In *Proceedings of the 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*. Wellington, New Zealand, Ed. by American Meteorological Society, Boston, Massachusetts (pp. 92–93).
- Chen, T.-C., Yoon, J.-h., St. Croix, K. J., & Takle, E. S. (2001). Suppressing impacts of the amazonian deforestation by the global circulation change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(10), 2209–2216.

- Collins, F. C. (1995). *A comparison of spatial interpolation techniques in temperature estimation*. PhD thesis, Virginia Tech.
- Compagnucci, R., Agosta, E., & Vargas, W. (2002). Climatic change and quasi-oscillations in central-west argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with southern african region. *Climate Dynamics*, 18(5), 421–435.
- Compagnucci, R. H. & Richman, M. B. (2008). Can principal component analysis provide atmospheric circulation or teleconnection patterns? *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 28(6), 703–726.
- Conover, W. J. & Conover, W. J. (1980). *Practical nonparametric statistics*, volume 350. Wiley New York.
- Costa, A. C. & Soares, A. (2009). Homogenization of Climate Data: Review and New Perspectives Using Geostatistics. *Mathematical Geosciences*, 41(3), 291–305.
- Cowan, T., Hegerl, G. C., Colfescu, I., Bollasina, M., Purich, A., & Boschat, G. (2017). Factors contributing to record-breaking heat waves over the great plains during the 1930s dust bowl. *Journal of Climate*, 30(7), 2437–2461.
- Cubasch, U., Wuebbles, D., Chen, D., Facchini, M., Frame, D., Mahowald, N., & Winther, J.-G. (2013). Introduction. In T. F. Stocker D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (Ed.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* chapter 1, (pp. 119–158). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Cuya, D. G. P., Brandimarte, L., Popescu, I., Alterach, J., & Peviani, M. (2013). A gis-based assessment of maximum potential hydropower production in la plata basin under global changes. *Renewable energy*, 50, 103–114.
- Da Rocha, R. P., Reboita, M. S., Dutra, L. M. M., Llopart, M. P., & Coppola, E. (2014). Interannual variability associated with enso: present and future climate projections of regcm4 for south america-cordex domain. *Climatic change*, 125(1), 95–109.
- de Amorim Borges, P., Franke, J., da Anunciação, Y. M. T., Weiss, H., & Bernhofer, C. (2016).

- Comparison of spatial interpolation methods for the estimation of precipitation distribution in distrito federal, brazil. *Theoretical and applied climatology*, 123(1-2), 335–348.
- De Silva, R., Dayawansa, N., & Ratnasiri, M. (2007). A comparison of methods used in estimating missing rainfall data. *Journal of agricultural sciences*, 3(2).
- Delbari, M., Afrasiab, P., & Jahani, S. (2013). Spatial interpolation of monthly and annual rainfall in northeast of iran. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 122(1-2), 103–113.
- Di Piazza, A., Conti, F. L., Noto, L. V., Viola, F., & La Loggia, G. (2011). Comparative analysis of different techniques for spatial interpolation of rainfall data to create a serially complete monthly time series of precipitation for sicily, italy. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(3), 396–408.
- Domonkos, P. (2015). Homogenization of precipitation time series with ACMANT. *Theoretical and Applied Climatology*, 122(1-2), 303–314.
- Dowle, M. & Srinivasan, A. (2021). *data.table: Extension of ‘data.frame’*. R package version 1.14.0.
- Doyle, M. E. & Barros, V. R. (2002). Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical south america and related sea surface temperature anomalies in the south atlantic. *Journal of Climate*, 15(23), 3394–3410.
- Ebbesmeyer, C. C., Cayan, D. R., McLain, D. R., Nichols, F. H., Peterson, D. H., & Redmond, K. T. (1991). 1976 step in the pacific climate: forty environmental changes between 1968-1975 and 1977-1984. In *Proceedings of the Seventh Annual Pacific Climate (PACCLIM) Workshop, Asilomar, CA, April, 1990* (pp. 115–126).: California Department of Water Resources.
- Eischeid, J. K., Pasteris, P. A., Diaz, H. F., Plantico, M. S., & Lott, N. J. (2000). Creating a serially complete, national daily time series of temperature and precipitation for the western united states. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9), 1580–1591.
- Enfield, D. B., Mestas-Nuñez, A. M., Mayer, D. A., & Cid-Serrano, L. (1999). How ubiquitous is the dipole relationship in tropical atlantic sea surface temperatures? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4), 7841–7848.

- Erxleben, J., Elder, K., & Davis, R. (2002). Comparison of spatial interpolation methods for estimating snow distribution in the colorado rocky mountains. *Hydrological Processes*, 16(18), 3627–3649.
- Ewen, T., Brönnimann, S., & Annis, J. (2008). An extended pacific–north american index from upper-air historical data back to 1922. *Journal of climate*, 21(6), 1295–1308.
- Garbarini, E. M., González, M. H., & Rolla, A. L. (2021). Modulation of seasonal precipitation in argentina by the south pacific high. *International Journal of Climatology*, 41, E3279–E3297.
- García, N. O. & Vargas, W. M. (1998). The temporal climatic variability in the ‘río de la plata’ basin displayed by the river discharges. *Climatic Change*, 38(3), 359–379.
- Giese, B. S., Urizar, S. C., & Fučkar, N. S. (2002). Southern hemisphere origins of the 1976 climate shift. *Geophysical research letters*, 29(2), 1–1.
- González, M. H., Cariaga, M. L., & Skansi, M. d. l. M. (2012). Some factors that influence seasonal precipitation in argentinean chaco. *Advances in Meteorology*, 2012.
- Grimm, A. M. (2003). The el niño impact on the summer monsoon in brazil: regional processes versus remote influences. *Journal of Climate*, 16(2), 263–280.
- Grimm, A. M. (2004). How do la niña events disturb the summer monsoon system in brazil? *Climate Dynamics*, 22(2-3), 123–138.
- 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. (2019). Madden–julian oscillation impacts on south american summer monsoon season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the mjo cycle. *Climate dynamics*, 53(1-2), 907–932.
- Grimm, A. M., Barros, V. R., & Doyle, M. E. (2000). Climate variability in southern south america associated with el niño and la niña events. *Journal of climate*, 13(1), 35–58.
- Grimm, A. M., Ferraz, S. E., & Gomes, J. (1998). Precipitation anomalies in southern brazil associated with el niño and la niña events. *Journal of climate*, 11(11), 2863–2880.

- Grimm, A. M., Pal, J. S., & Giorgi, F. (2007). Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in south america: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern brazil. *Journal of Climate*, 20(24), 5929–5945.
- Grimm, A. M. & Saboia, J. P. (2015). Interdecadal variability of the south american precipitation in the monsoon season. *Journal of Climate*, 28(2), 755–775.
- Grimm, A. M. & Zilli, M. T. (2009). Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in south america. *Journal of Climate*, 22(9), 2257–2275.
- Grolemund, G. & Wickham, H. (2011). Dates and times made easy with lubridate. *Journal of Statistical Software*, 40(3), 1–25.
- Gu, D. & Philander, S. G. (1997). Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, 275(5301), 805–807.
- Guntu, R. K., Maheswaran, R., Agarwal, A., & Singh, V. P. (2020). Accounting for temporal variability for improved precipitation regionalization based on self-organizing map coupled with information theory. *Journal of Hydrology*, 590, 125236.
- Haberlandt, U. (2007). Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event. *Journal of Hydrology*, 332(1-2), 144–157.
- Hampel, F. R., Ronchetti, E. M., Rousseeuw, P. J., & Stahel, W. A. (2011). *Robust statistics: the approach based on influence functions*, volume 196. John Wiley & Sons.
- Hänsel, S., Medeiros, D. M., Matschullat, J., Petta, R. A., & de Mendonça Silva, I. (2016). Assessing Homogeneity and Climate Variability of Temperature and Precipitation Series in the Capitals of North-Eastern Brazil. *Frontiers in Earth Science*, 4, 29.
- Harris, I., Osborn, T. J., Jones, P., & Lister, D. (2020). Version 4 of the cru ts monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific data*, 7(1), 1–18.
- Hartmann, D. L., Tank, A. M. K., Rusticucci, M., Alexander, L. V., Brönnimann, S., Charabi, Y. A. R., Dentener, F. J., Dlugokencky, E. J., Easterling, D. R., Kaplan, A., et al. (2013). Observations: atmosphere and surface. In *Climate change 2013 the physical science basis: Working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (pp. 159–254). Cambridge University Press.

- Hastie, T. (2011). *gam: Generalized additive models*. r package version 1.14.
- Hastie, T. & Tibshirani, R. (1987). Generalized additive models: some applications. *Journal of the American Statistical Association*, 82(398), 371–386.
- Haylock, M. R., Peterson, T. C., Alves, L. M., Ambrizzi, T., 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., & 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.
- Hegerl, G. C., Brönnimann, S., Schurer, A., & Cowan, T. (2018). The early 20th century warming: Anomalies, causes, and consequences. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 9(4), e522.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., et al. (2018). Era5 hourly data on pressure levels from 1979 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*. Available online: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp>.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., et al. (2019a). Era5 monthly averaged data on pressure levels from 1979 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*, 10.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., et al. (2019b). Era5 monthly averaged data on single levels from 1979 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*, 10.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., et al. (2020). The era5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Hill, K., Taschetto, A., & England, M. (2009). South american rainfall impacts associated with inter-el niño variations. *Geophysical Research Letters*, 36(19).

- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., Menne, M. J., Smith, T. M., Vose, R. S., & Zhang, H.-M. (2017). Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ersstv5): upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20), 8179–8205.
- Huang, H.-P., Seager, R., & Kushnir, Y. (2005). The 1976/77 transition in precipitation over the Americas and the influence of tropical sea surface temperature. *Climate Dynamics*, 24(7-8), 721–740.
- Hurtado, S. I. (2018). *Estudio de las variaciones en baja frecuencia de la precipitación en la Provincia del Chaco*. PhD thesis, Universidad Nacional de La Plata.
- Hurtado, S. I. & Agosta, E. A. (2021). El niño southern oscillation-related precipitation anomaly variability over eastern subtropical south america: Atypical precipitation seasons. *International Journal of Climatology*, 41(7), 3793–3812.
- Hurtado, S. I., Agosta, E. A., & Godoy, A. (2020a). Estudio exploratorio de forzantes de la variabilidad en baja frecuencia de la precipitación en el chaco, argentina. *Meteorologica*, 45(1), 71–92.
- Hurtado, S. I., Zaninelli, P. G., & Agosta, E. A. (2020b). A multi-breakpoint methodology to detect changes in climatic time series. an application to wet season precipitation in subtropical argentina. *Atmospheric Research*, (pp. 104955).
- Hurtado, S. I., Zaninelli, P. G., Agosta, E. A., & Ricetti, L. (2021). Infilling methods for monthly precipitation records with poor station network density in subtropical argentina. *Atmospheric Research*, (pp. 105482).
- Hwang, Y., Clark, M., Rajagopalan, B., & Leavesley, G. (2012). Spatial interpolation schemes of daily precipitation for hydrologic modeling. *Stochastic environmental research and risk assessment*, 26(2), 295–320.
- Ishii, M., Shouji, A., Sugimoto, S., & Matsumoto, T. (2005). Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using icoads and the kobe collection. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 25(7), 865–879.

- Jacques-Coper, M. & Garreaud, R. D. (2015). Characterization of the 1970s climate shift in south america. *International Journal of Climatology*, 35(8), 2164–2179.
- Jones, P., Lister, D., Harpham, C., Rusticucci, M., & Penalba, O. (2013). Construction of a daily precipitation grid for southeastern south america for the period 1961–2000. *International journal of climatology*, 33(11), 2508–2519.
- Kajornrit, J., Wong, K. W., & Fung, C. C. (2011). Estimation of missing rainfall data in northeast region of thailand using spatial interpolation methods. *Australian Journal of Intelligent Information Processing Systems*, 13(1).
- Kajornrit, J., Wong, K. W., & Fung, C. C. (2012). A comparative analysis of soft computing techniques used to estimate missing precipitation records. In *19th ITS Biennial Conference, Bangkok 2012: Moving Forward with Future Technologies - Opening a Platform for All*, number 72486.
- Kalteh, A. M. & Berndtsson, R. (2007). Interpolating monthly precipitation by self-organizing map (som) and multilayer perceptron (mlp). *Hydrological sciences journal*, 52(2), 305–317.
- Kang, H. M. & Yusof, F. (2012). Homogeneity tests on daily rainfall series. *Int. J. Contemp. Math. Sciences*, 7(1), 9–22.
- Kashani, M. H. & Dinpashoh, Y. (2012). Evaluation of efficiency of different estimation methods for missing climatological data. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 26(1), 59–71.
- Kassambara, A. (2020). *ggpubr: 'ggplot2' Based Publication Ready Plots*. R package version 0.4.0.
- Kidd, C., Becker, A., Huffman, G. J., Muller, C. L., Joe, P., Skofronick-Jackson, G., & Kirschbaum, D. B. (2017). So, How Much of the Earth's Surface Is Covered by Rain Gauges? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(1), 69–78.
- Kousky, V. E. & Kayano, M. T. (1994). Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the south american sector. *Journal of Climate*, 7(7), 1131–1143.
- Kumar, A. & Hoerling, M. P. (1997). Interpretation and implications of the observed inter-el niño variability. *Journal of Climate*, 10(1), 83–91.

- Kurtzman, D., Navon, S., & Morin, E. (2009). Improving interpolation of daily precipitation for hydrologic modelling: spatial patterns of preferred interpolators. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(23), 3281–3291.
- Kyriakidis, P. C. & Journel, A. G. (1999). Geostatistical space–time models: a review. *Mathematical geology*, 31(6), 651–684.
- Lau, N.-C. & Holopainen, E. O. (1984). Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies. *Journal of Atmospheric Sciences*, 41(3), 313–328.
- Li, J. & Heap, A. D. (2008). *A review of spatial interpolation methods for environmental scientists*. Geoscience Australia Canberra.
- Li, J. & Heap, A. D. (2011). A review of comparative studies of spatial interpolation methods in environmental sciences: Performance and impact factors. *Ecological Informatics*, 6(3-4), 228–241.
- Li, W., Zhang, P., Ye, J., Li, L., & Baker, P. A. (2011). Impact of two different types of el niño events on the amazon climate and ecosystem productivity. *Journal of Plant Ecology*, 4(1-2), 91–99.
- Liebmann, B. & Allured, D. (2005). Daily precipitation grids for south america. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(11), 1567–1570.
- Liebmann, B. & 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., Vera, C. S., Carvalho, L. M., Camilloni, I. A., Hoerling, M. P., Allured, D., Barros, V. R., Báez, J., & Bidegain, M. (2004). An observed trend in central south american precipitation. *Journal of Climate*, 17(22), 4357–4367.
- Lo, T.-T. & Hsu, H.-H. (2008). The early 1950s regime shift in temperature in taiwan and east asia. *Climate dynamics*, 31(4), 449–461.
- Lübbecke, J. F., Rodríguez-Fonseca, B., Richter, I., Martín-Rey, M., Losada, T., Polo, I., & Keenlyside, N. S. (2018). Equatorial atlantic variability—modes, mechanisms, and global teleconnections. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 9(4), e527.

- Ly, S., Charles, C., & Degré, A. (2013). Different methods for spatial interpolation of rainfall data for operational hydrology and hydrological modeling at watershed scale: a review. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, 17(2), 392–406.
- Maenza, R. A. (2016). *Análisis de la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en el sur de Argentina central y los posibles forzantes del sistema acoplado atmósfera-océano en las escalas interanual a interdecadal*. PhD thesis, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Maenza, R. A., Agosta, E. A., & Bettolli, M. L. (2017). Climate change and precipitation variability over the western ‘Pampas’ in Argentina. *International Journal of Climatology*, 37, 445–463.
- Magrin, G. O., Travasso, M. I., & Rodríguez, G. R. (2005). Changes in climate and crop production during the 20th century in Argentina. *Climatic change*, 72(1-2), 229–249.
- Mair, A. & Fares, A. (2010). Assessing rainfall data homogeneity and estimating missing records in mākaaha valley, o ‘ahu, hawaii ‘i. *Journal of Hydrologic Engineering*, 15(1), 61–66.
- Mann, H. B. & Whitney, D. R. (1947). On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other. *The Annals of Mathematical Statistics*, 18(1), 50–60.
- Mantua, N. J. & Hare, S. R. (2002). The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, 58(1), 35–44.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., & Francis, R. C. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1069–1080.
- Marengo, J., Liebmann, B., Grimm, A., Misra, V., Silva Dias, P., Cavalcanti, I., Carvalho, L., Berbery, E., Ambrizzi, T., Vera, C. S., et al. (2012). Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*, 32(1), 1–21.
- Marshall, G. J. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24), 4134–4143.
- Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., et al. (2021). Climate change 2021: The physical science basis.

- contribution of working group i to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *IPCC: Geneva, Switzerland*.
- Matsumoto, M. & Nishimura, T. (1998). Mersenne twister: a 623-dimensionally equidistributed uniform pseudo-random number generator. *ACM Transactions on Modeling and Computer Simulation (TOMACS)*, 8(1), 3–30.
- Meehl, G. A., Hu, A., Castruccio, F., England, M. H., Bates, S. C., Danabasoglu, G., McGregor, S., Arblaster, J. M., Xie, S.-P., & Rosenbloom, N. (2021). Atlantic and pacific tropics connected by mutually interactive decadal-timescale processes. *Nature Geoscience*, 14(1), 36–42.
- Meehl, G. A., Hu, A., & Santer, B. D. (2009). The mid-1970s climate shift in the pacific and the relative roles of forced versus inherent decadal variability. *Journal of Climate*, 22(3), 780–792.
- Michaelides, S., Tymvios, F., & Michaelidou, T. (2009). Spatial and temporal characteristics of the annual rainfall frequency distribution in Cyprus. *Atmospheric Research*, 94(4), 606–615.
- Mills, G. F. (1995). Principal component analysis of precipitation and rainfall regionalization in spain. *Theoretical and Applied Climatology*, 50(3), 169–183.
- Minetti, J. L. & Vargas, W. M. (1998). Trends and jumps in the annual precipitation in south america, south of the 15 s. *Atmósfera*, 11(4), 205–221.
- Mitchell Jr, J., Dzerdzevskii, B., Flohn, H., Hofmeyr, W., Lamb, H., Rao, K., & Wallen, C. (1966). *Climatic change: Report of a working group of the Commission for Climatology. WMO Tech. Technical report, Note 79, Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva . . .*
- Montini, T. L., Jones, C., & Carvalho, L. M. (2019). The south american low-level jet: a new climatology, variability, and changes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(3), 1200–1218.
- Morales, J. L., Horta-Rangel, F. A., Segovia-Domínguez, I., Morua, A. R., & Hernández, J. H. (2019). Analysis of a new spatial interpolation weighting method to estimate missing data applied to rainfall records. *Atmósfera*, 32(3), 237–259.
- Moran, P. A. (1950). Notes on continuous stochastic phenomena. *Biometrika*, 37(1/2), 17–23.
- Moser, B. K. & Stevens, G. R. (1992). Homogeneity of variance in the two-sample means test. *The American Statistician*, 46(1), 19–21.

- New, M., Hulme, M., & Jones, P. (2000). Representing twentieth-century space–time climate variability. part ii: Development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of climate*, 13(13), 2217–2238.
- Nicolini, M., Saulo, A. C., Torres, J. C., & Salio, P. (2002). Enhanced precipitation over southeastern south america related to strong low-level jet events during austral warm season. *Meteorologica, Special Issue for the South American Monsoon System*, 27(1), 59–69.
- Nogués-Paegle, J., Mechoso, C. R., Fu, R., Berbery, E. H., Chao, W. C., Chen, T.-C., Cook, K., Diaz, A. F., Enfield, D., Ferreira, R., et al. (2002). Progress in pan american clivar research: understanding the south american monsoon. *Meteorologica*, 27(12), 1–30.
- Paulhus, J. L. & Kohler, M. A. (1952). Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review*, 80(8), 129–133.
- Pebesma, E. & Bivand, R. S. (2005). S classes and methods for spatial data: the sp package. *R news*, 5(2), 9–13.
- Pebesma, E. & Heuvelink, G. (2016). Spatio-temporal interpolation using gstat. *RFID Journal*, 8(1), 204–218.
- Pebesma, E. J. (2004). Multivariable geostatistics in s: the gstat package. *Computers & geosciences*, 30(7), 683–691.
- Pedersen, T. L. (2020). *ggforce: Accelerating 'ggplot2'*. R package version 0.3.2.
- Pellicone, G., Caloiero, T., Modica, G., & Guagliardi, I. (2018). Application of several spatial interpolation techniques to monthly rainfall data in the calabria region (southern italy). *International Journal of Climatology*, 38(9), 3651–3666.
- Penalba, O. C., Rivera, J. A., & Pántano, V. C. (2014). The CLARIS LPB database: constructing a long-term daily hydro-meteorological dataset for La Plata Basin, Southern South America. *Geoscience Data Journal*, 1(1), 20–29.
- Penalba, O. C. & Vargas, W. M. (2008). Variability of low monthly rainfall in la plata basin. *Meteorological Applications: A journal of forecasting, practical applications, training techniques and modelling*, 15(3), 313–323.

- Penland, C., Sun, D.-Z., Capotondi, A., & Vimont, D. J. (2010). A brief introduction to el nino and la nina. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 189, 53–64.
- Pettitt, A. N. (1979). A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Applied Statistics*, 28(2), 126.
- Piovano, E. L., Ariztegui, D., Bernasconi, S. M., & McKenzie, J. A. (2004). Stable isotopic record of hydrological changes in subtropical laguna mar chiquita (argentina) over the last 230 years. *The holocene*, 14(4), 525–535.
- Pisciottano, G., Díaz, A., Cazess, G., & Mechoso, C. R. (1994). El niño-southern oscillation impact on rainfall in uruguay. *Journal of Climate*, 7(8), 1286–1302.
- Presti, R. L., Barca, E., & Passarella, G. (2010). A methodology for treating missing data applied to daily rainfall data in the candelaro river basin (italy). *Environmental monitoring and assessment*, 160(1-4), 1.
- Price, D. T., McKenney, D. W., Nalder, I. A., Hutchinson, M. F., & Kesteven, J. L. (2000). A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of canadian monthly mean climate data. *Agricultural and Forest meteorology*, 101(2-3), 81–94.
- Ray, S. & Giese, B. S. (2012). Historical changes in el niño and la niña characteristics in an ocean reanalysis. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C11).
- Rayner, N., Parker, D. E., Horton, E., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D., Kent, E. C., & Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D14).
- Ren, H.-L., Wang, R., Zhai, P., Ding, Y., & Lu, B. (2017). Upper-ocean dynamical features and prediction of the super el niño in 2015/16: A comparison with the cases in 1982/83 and 1997/98. *Journal of Meteorological Research*, 31(2), 278–294.
- Ribeiro, S., Caineta, J., & Costa, A. (2016). Review and discussion of homogenisation methods for climate data. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 94, 167–179.
- Richman, M. B. (1986). Rotation of principal components. *Journal of climatology*, 6(3), 293–335.

- Robertson, A. W. & Mechoso, C. R. (1998). Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern south america. *Journal of Climate*, 11(10), 2570–2581.
- Roushangar, K. & Alizadeh, F. (2018). A multiscale spatio-temporal framework to regionalize annual precipitation using k-means and self-organizing map technique. *Journal of Mountain Science*, 15(7), 1481–1497.
- Ruxton, G. D. (2006). The unequal variance t-test is an underused alternative to Student’s t-test and the Mann–Whitney U test. *Behavioral Ecology*, 17(4), 688–690.
- Sabin, T., Babu, C., & Joseph, P. (2013). Sst–convection relation over tropical oceans. *International journal of climatology*, 33(6), 1424–1435.
- Salio, P. (2002). Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. *Journal of Geophysical Research*, 107(D24), 4816.
- Salio, P., Hobouchian, M. P., García Skabar, Y., & Vila, D. (2015). Evaluation of high-resolution satellite precipitation estimates over southern South America using a dense rain gauge network. *Atmospheric Research*, 163, 146–161.
- Salio, P., Nicolini, M., & 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.
- Sammut, C. & Webb, G. I., Eds. (2010). *Leave-One-Out Cross-Validation*, (pp. 600–601). Springer US: Boston, MA.
- Santos Baquero, O. (2019). *ggsn: North Symbols and Scale Bars for Maps Created with 'ggplot2' or 'ggmap'*. R package version 0.5.0.
- Sattari, M.-T., Rezazadeh-Joudi, A., & Kusiak, A. (2017). Assessment of different methods for estimation of missing data in precipitation studies. *Hydrology Research*, 48(4), 1032–1044.
- Schwendike, J., Berry, G. J., Fodor, K., & Reeder, M. J. (2021). On the relationship between the madden-julian oscillation and the hadley and walker circulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(4), e2019JD032117.
- Seager, R., Harnik, N., Robinson, W., Kushnir, Y., Ting, M., Huang, H.-P., & Velez, J. (2005). Mechanisms of enso-forcing of hemispherically symmetric precipitation variability. *Quarterly*

- Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 131(608), 1501–1527.
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on kendall's tau. *Journal of the American statistical association*, 63(324), 1379–1389.
- Sen Gupta, A. & England, M. H. (2006). Coupled ocean–atmosphere–ice response to variations in the southern annular mode. *Journal of Climate*, 19(18), 4457–4486.
- Sgroi, L. C., Lovino, M. A., Berbery, E. H., & Müller, G. V. (2021). Characteristics of droughts in argentina's core crop region. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(5), 2475–2490.
- Silvestri, G. & Vera, C. (2009). Nonstationary impacts of the southern annular mode on southern hemisphere climate. *Journal of Climate*, 22(22), 6142–6148.
- Silvestri, G. E. (2005). Comparison between winter precipitation in southeastern south america during each enso phase. *Geophysical Research Letters*, 32(5).
- Silvestri, G. E. & Vera, C. S. (2003). Antarctic oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern south america. *Geophysical Research Letters*, 30(21).
- Simmonds, I. & Lim, E.-P. (2009). Biases in the calculation of southern hemisphere mean baroclinic eddy growth rate. *Geophysical Research Letters*, 36(1).
- Simolo, C., Brunetti, M., Maugeri, M., & Nanni, T. (2010). Improving estimation of missing values in daily precipitation series by a probability density function-preserving approach. *International Journal of Climatology*, 30(10), 1564–1576.
- Singh, V. P. (1988). *Hydrologic systems: watershed modeling*, volume 2. Prentice Hall.
- Snepvangers, J., Heuvelink, G., & Huisman, J. (2003). Soil water content interpolation using spatio-temporal kriging with external drift. *Geoderma*, 112(3-4), 253–271.
- Souza, E. d., Kayano, M., & Ambrizzi, T. (2004). The regional precipitation over the eastern amazon/northeast brazil modulated by tropical pacific and atlantic sst anomalies on weekly timescale. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 19(2), 113–122.
- Štěpánek, P., Zahradníček, P., & Skalák, P. (2009). Data quality control and homogenization of air temperature and precipitation series in the area of the czech republic in the period 1961–2007. *Advances in Science and Research*, 3(1), 23–26.

- Suhaila, J., Deni, S. M., & Jemain, A. A. (2008). Detecting inhomogeneity of rainfall series in peninsular malaysia. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 44(4), 369–380.
- Swanson, K. L. & Tsonis, A. A. (2009). Has the climate recently shifted? *Geophysical Research Letters*, 36(6).
- Swarztrauber, P., Sweet, R., & Adams, J. C. (1999). Fishpack: Efficient fortran subprograms for the solution of elliptic partial differential equations. *UCAR Publication*, July.
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10), n/a–n/a.
- Takaya, K. & Nakamura, H. (2001). A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(6), 608–627.
- Tanaka, S., Nishii, K., & Nakamura, H. (2016). Vertical structure and energetics of the western pacific teleconnection pattern. *Journal of Climate*, 29(18), 6597–6616.
- Tang, W., Kassim, A., & Abubakar, S. (1996). Comparative studies of various missing data treatment methods-malaysian experience. *Atmospheric Research*, 42(1-4), 247–262.
- Tapiador, F., Navarro, A., Levizzani, V., García-Ortega, E., Huffman, G., Kidd, C., Kucera, P., Kummerow, C., Masunaga, H., Petersen, W., Roca, R., Sánchez, J.-L., Tao, W.-K., & Turk, F. (2017). Global precipitation measurements for validating climate models. *Atmospheric Research*, 197, 1–20.
- Tedeschi, R. G., Grimm, A. M., & Cavalcanti, I. F. (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.
- Tedeschi, R. G., Grimm, A. M., & Cavalcanti, I. F. (2016). Influence of central and east enso on precipitation and its extreme events in south america during austral autumn and winter. *International Journal of Climatology*, 36(15), 4797–4814.
- Teegavarapu, R. S. (2014). Statistical corrections of spatially interpolated missing precipitation data estimates. *Hydrological Processes*, 28(11), 3789–3808.

- Teegavarapu, R. S. & Chandramouli, V. (2005). Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records. *Journal of hydrology*, 312(1-4), 191–206.
- Teegavarapu, R. S., Tufail, M., & Ormsbee, L. (2009). Optimal functional forms for estimation of missing precipitation data. *Journal of hydrology*, 374(1-2), 106–115.
- Terzi, Ö. (2012). Monthly rainfall estimation using data-mining process. *Applied computational intelligence and soft computing*, 2012.
- Theil, H. (1992). A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. In *Henri Theil's contributions to economics and econometrics* (pp. 345–381). Springer.
- Todd, M., Washington, R., & James, T. (2003). Characteristics of summertime daily rainfall variability over south america and the south atlantic convergence zone. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 83(1), 89–108.
- Trenberth, K. E. (1990). Recent observed interdecadal climate changes in the northern hemisphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71(7), 988–993.
- Trenberth, K. E. & Fasullo, J. T. (2013). An apparent hiatus in global warming? *Earth's Future*, 1(1), 19–32.
- Trenberth, K. E. & Stepaniak, D. P. (2001). Indices of el niño evolution. *Journal of climate*, 14(8), 1697–1701.
- van den Brand, T. (2020). *ggh4x: Hacks for 'ggplot2'*. R package version 0.1.0.9000.
- Van Der Wiel, K., Matthews, A. J., Stevens, D. P., & Joshi, M. M. (2015). A dynamical framework for the origin of the diagonal south pacific and south atlantic convergence zones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(691), 1997–2010.
- Venables, W. N. & Ripley, B. D. (2013). *Modern applied statistics with S-PLUS*. Springer Science & Business Media.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C., et al. (2006). Toward a unified view of the american monsoon systems. *Journal of climate*, 19(20), 4977–5000.

- Vicente-Serrano, S. M., Saz-Sánchez, M. A., & Cuadrat, J. M. (2003). Comparative analysis of interpolation methods in the middle ebro valley (spain): application to annual precipitation and temperature. *Climate research*, 24(2), 161–180.
- Vieux, B. E. (2001). Distributed hydrologic modeling using gis. In *Distributed Hydrologic Modeling Using GIS* (pp. 1–17). Springer.
- Wagner, P. D., Fiener, P., Wilken, F., Kumar, S., & Schneider, K. (2012). Comparison and evaluation of spatial interpolation schemes for daily rainfall in data scarce regions. *Journal of Hydrology*, 464, 388–400.
- Wang, C. (2019). Three-ocean interactions and climate variability: A review and perspective. *Climate Dynamics*, 53(7), 5119–5136.
- Wang, C., Deser, C., Yu, J.-Y., DiNezio, P., & Clement, A. (2017). El niño and southern oscillation (enso): a review. In *Coral reefs of the eastern tropical Pacific* (pp. 85–106). Springer.
- Wang, C. & Weisberg, R. H. (2000). The 1997–98 el niño evolution relative to previous el niño events. *Journal of Climate*, 13(2), 488–501.
- Wang, G. & Hendon, H. H. (2007). Sensitivity of australian rainfall to inter-el niño variations. *Journal of climate*, 20(16), 4211–4226.
- Wang, G., Swanson, K. L., & Tsonis, A. A. (2009). The pacemaker of major climate shifts. *Geophysical Research Letters*, 36(7).
- Westerberg, I., Walther, A., Guerrero, J.-L., Coello, Z., Halldin, S., Xu, C.-Y., Chen, D., & Lundin, L.-C. (2010). Precipitation data in a mountainous catchment in honduras: quality assessment and spatiotemporal characteristics. *Theoretical and applied climatology*, 101(3-4), 381–396.
- Wheeler, M. C. & 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.
- White, W. B. (2004). Comments on “synchronous variability in the southern hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode”. *Journal of climate*, 17(11), 2249–2254.

- Wickham, H. (2016). *ggplot2: elegant graphics for data analysis*. springer.
- Wickham, H. (2021). *tidyr: Tidy Messy Data*. R package version 1.1.3.
- Wickham, H., François, R., Henry, L., & Müller, K. (2021). *dplyr: A Grammar of Data Manipulation*. R package version 1.0.7.
- Wijngaard, J. B., Klein Tank, A. M. G., & Können, G. P. (2003). Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology*, 23(6), 679–692.
- Wilks, D. S. (2011a). *Statistical methods in the atmospheric sciences*, volume 100. Academic press.
- Wilks, D. S. (2011b). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press.
- Wood, S. N. (2011). Fast stable restricted maximum likelihood and marginal likelihood estimation of semiparametric generalized linear models. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Statistical Methodology)*, 73(1), 3–36.
- Xia, Y., Fabian, P., Stohl, A., & Winterhalter, M. (1999). Forest climatology: estimation of missing values for bavaria, germany. *Agricultural and Forest Meteorology*, 96(1-3), 131–144.
- Xie, Y. (2014). knitr: a comprehensive tool for reproducible research in r. *Implement Reprod Res*, 1, 20.
- Xie, Y. (2015). *Dynamic Documents with R and knitr*, volume 29. CRC Press.
- Xu, W., Zou, Y., Zhang, G., & Linderman, M. (2015). A comparison among spatial interpolation techniques for daily rainfall data in sichuan province, china. *International Journal of Climatology*, 35(10), 2898–2907.
- Yamamoto, R., Iwashima, T., Sanga, N., & Hoshiai, M. (1986). An Analysis of Climatic Jump. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 64(2), 273–281.
- Yavuz, H. & Erdoğan, S. (2012). Spatial analysis of monthly and annual precipitation trends in turkey. *Water resources management*, 26(3), 609–621.
- Young, K. C. (1992). A three-way model for interpolating for monthly precipitation values. *Monthly Weather Review*, 120(11), 2561–2569.

- Yozgatligil, C., Aslan, S., Iyigun, C., & Batmaz, I. (2013). Comparison of missing value imputation methods in time series: the case of turkish meteorological data. *Theoretical and applied climatology*, 112(1-2), 143–167.
- Zhang, L. & Zhou, T. (2011). An assessment of monsoon precipitation changes during 1901–2001. *Climate dynamics*, 37(1-2), 279–296.
- Zhang, X. & Srinivasan, R. (2009). Gis-based spatial precipitation estimation: A comparison of geostatistical approaches 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 45(4), 894–906.
- Zhou, J. & Lau, K. (1998). Does a monsoon climate exist over south america? *Journal of climate*, 11(5), 1020–1040.
- Zhou, J. & Lau, K.-M. (2001). Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over south america. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 21(13), 1623–1644.
- Zotelo, C. H., Martín, S. L., & Camilloni, I. A. (2008). Estimación del tiempo de retardo de la onda de crecida en la cuenca superior del río uruguay. *Meteorologica*, 33, 19–30.