

ESTUDIO EXPLORATORIO DE FORZANTES DE LA VARIABILIDAD EN BAJA FRECUENCIA DE LA PRECIPITACION EN EL CHACO, ARGENTINASantiago I. Hurtado^{1,2}, Eduardo A. Agosta^{1,2} y Alejandro Godoy^{1,3}¹Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la UNLP, Argentina²CONICET, Argentina³Servicio Meteorológico Nacional, Argentina

(Manuscrito recibido el 12 de junio de 2018, en su versión final el 31 de octubre de 2018)

RESUMEN

La provincia del Chaco, Argentina, se encuentra en una región de gran gradiente zonal de precipitación media anual, más húmeda al este y menos al oeste. La actividad agrícola-ganadera en el este de la provincia se ve afectada por la variabilidad de la precipitación. En la región del Impenetrable, en el oeste de la provincia, los períodos secos dificultan el acceso al agua potable. En el presente trabajo se estudian las variaciones espacio-temporales de la precipitación en escala interanual en el período 1955-2010. Se encuentra que el ciclo anual medio puede describirse mediante una fase seca, de mayo a septiembre, y una húmeda, de octubre a abril, que explican cerca del 80 % del acumulado total anual. La clasificación espacial de estaciones, según el comportamiento mensual del ciclo anual medio a través de análisis de componentes principales, permite definir 4 subregiones distinguibles en la provincia: la subregión I, en el este, la subregión II, en el oeste, la subregión III, en el centro-norte, y la subregión IV, en el centro-sur. Se estudió el acumulado en la fase húmeda para las subregiones I y II mediante series de precipitación convenientemente diseñadas. Se estudiaron las subregiones I y II debido a que son las subregiones que se encuentran en los extremos del gradiente de precipitación; la subregión I es la más húmeda y más importante económicamente, y la subregión II es la más seca y más afectada por la escasez del recurso hídrico. La exploración de forzantes del sistema climático indica que la precipitación acumulada en la fase húmeda está modulada por el fenómeno ENOS, así como también por circulaciones regionales anómalas que incrementan el transporte de aire cálido y húmedo desde el norte.

Palabras clave: precipitación, Chaco, variabilidad de baja frecuencia, El Niño, teleconexiones

CHACO PROVINCE PRECIPITATION, A LOW FREQUENCY STUDY**ABSTRACT**

The Argentinian Chaco Province is located in an area with a strong zonal gradient of annual precipitation, wetter in the east and drier in the west. Precipitation variations affect farming in the east and it may make the access to water sources difficult in the dry western lands known as the “Impenetrable”. Low-frequency precipitation variability is studied in the period 1955-2010. The annual precipitation cycle can be

divided into two seasons: a wet season (from October to April) and a dry season (from May to September). A spatial Principal Component Analysis classification yields four subregions: subregion I to the east, subregion II to the west, subregion III to north-center and subregion IV to south-center. Only two of these were studied in the present paper, the one most economically important and the one with more water access problems, these are the two extremes in the precipitation gradient, the subregion I the wettest and the subregion II the drier. For these subregions a representative precipitation series was performed and studied. The exploratory study of potentials forcings reveals that seasonal accumulated precipitation is modulated by ENSO and regional anomalous circulations that increase anomalous northerly warm and wet air mass transport.

Keywords: precipitation, Chaco, low frequency variation, El Niño, teleconnection

1. INTRODUCCIÓN

La provincia del Chaco, y en particular la subregión denominada Impenetrable ubicada hacia el oeste de la provincia, presenta como característica hídrica más importante la escasez del recurso haciendo que los asentamientos poblacionales presenten dificultades de acceso al agua potable. En la región, la principal fuente de abastecimiento de agua son los cuerpos de agua subterránea (someros), que dependen fuertemente de la recarga por infiltración de agua de lluvia. Por esto la disponibilidad del agua en la región depende fuertemente de la variabilidad de la precipitación en las distintas escalas temporales.

La circulación troposférica media de capas bajas (ver Figura 1) que afecta a la región está caracterizada por la actividad del Anticiclón Semipermanente del Pacífico Sur (APS), del Anticiclón Semipermanente del Atlántico Sur (AAS; Schwerdtfeger 1976, y Hoffmann 1992), y de la Baja dinámica-termo-orográfica del Chaco (BCh; Lichstentein 1980, Seluchi y otros 2003). El APS y el AAS se observan todo el año, y tienen un desplazamiento meridional durante el año, que se puede apreciar en la diferencia entre los paneles de la Figura 1, posicionándose más al norte en invierno. La BCh es intermitente en invierno y permanente en verano por lo que en el campo medio de superficie de invierno no se observa. Además la región se encuentra influenciada por la corriente

en Chorro de Capas Bajas de Sudamérica (CCBSA; Salio 2002, Vera y otros 2006), fenómeno intermitente durante todo el año con mayor frecuencia de ocurrencia en verano y asociado a la BCh. Asimismo, la dinámica de los anticiclones subtropicales está controlada por las variaciones en la circulación de Hadley (expansión/debilitamiento), en parte controlada por la interacción tropical atmósfera-océano (Bjerkness 1966,1969, Lau y Nath 1996). La circulación media en tropósfera alta que afecta a la región de estudio, está caracterizada por la presencia de una corriente en chorro subtropical (CST) todo el año, asociada a la Alta Boliviana (AB; Vera y otros 2006) en verano y a la región de los vientos del oeste que se desplaza al norte en invierno. Los oestes también se presentan todo el año en niveles inferiores de tropósfera.

Estas estructuras de circulación troposférica pueden verse afectadas por varios forzantes de la circulación de gran escala del sistema acoplado océano-atmósfera que modulan a través de teleconexiones la variabilidad de la circulación troposférica sobre Sudamérica en distintas escalas espacio-temporales y consecuentemente modulan la variabilidad de la precipitación. La precipitación en la región podría estar afectada por la variabilidad en las temperaturas superficiales del mar de la región centro-occidental del océano Pacífico tropical relacionada al fenómeno ENOS o de la región tropical del Atlántico tropical. Los modos de circulación asociados a la variabilidad del ENOS

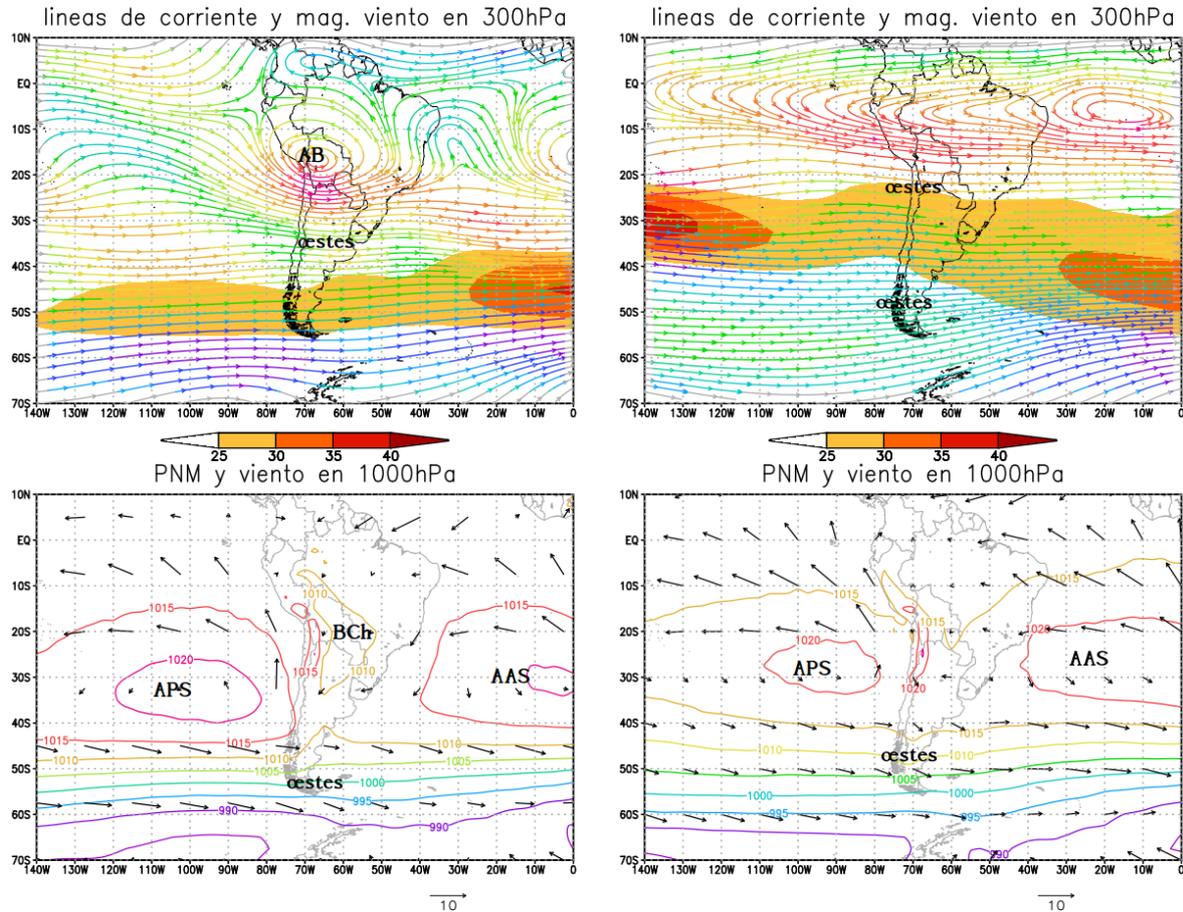


Figure 1: Paneles superiores: campo de líneas de corriente y de magnitud del viento en m/s (sombreado) en 300 hPa, panel izquierdo campo medio de verano (DEF) y panel derecho campo medio de invierno (JJA). Paneles inferiores: campo de presión a nivel medio del mar en hPa (contorno) y viento en 1000 hPa en m/s (vectores), panel izquierdo campo medio de verano (DEF) y panel derecho campo medio de invierno (JJA). AB indica Alta Boliviana, BCh indica Baja del Chaco, AAS indica Anticiclón semipermanente del Atlántico Sur, APS indica Anticiclón semipermanente del Pacífico Sur, y oestes indica la región de vientos del oeste asociado a los storm tracks. Datos del reanálisis 1 del NCEP-NCAR. Climatología del período 1981-2010.

fueron detectados por Mo y Ghil (1987), y se conocen como los patrones de circulación Pacífico-Sudamérica (PSA1 y PSA2) descritos por primera vez con estos nombres por Lau y otros (1996).

Hay numerosos trabajos que estudiaron la variabilidad de la precipitación en Argentina subtropical, en donde normalmente la provincia del Chaco se ve representada por pocas estaciones meteorológicas o ninguna. Grimm y otros (2000) estudiaron la variabilidad intermensual de la precipitación en el sur de Sudamérica desde

1956 a 1992 y encontraron que al sur de 15°S toda la región estaba asociada al ENOS, particularmente en la región que abarca a la provincia del Chaco encontraron que años Niño estaban asociados a mayor precipitación, y años Niña a menor precipitación entre octubre y diciembre. González y Flores (2010) encontraron una relación entre la precipitación en el este de la provincia del Chaco y la fase cálida del ENOS. Agosta y Compagnucci (2012) estudiaron la variabilidad en baja frecuencia de la precipitación del centro oeste de Argentina, encontrando un cambio de teleconexión a principios de la década

de 1970. Hasta esa década, la teleconexión dominante estaba asociada a anomalías de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el Índico tropical. El cambio de la década de 1970 fue asociado al calentamiento medio observado en el Pacífico central ecuatorial a partir del verano de 1976/77. Sin embargo, la variabilidad interanual de la precipitación siempre se mostró independiente de las anomalías oceánicas asociadas a El Niño Oscilación del Sur (ENOS) en esa región.

En este contexto, este trabajo busca comprender la variabilidad de la precipitación en baja frecuencia, de escala interanual a interdecadal, en la provincia del Chaco, y sus forzantes globales. Esta exploración constituye el primer paso hacia la posibilidad de desarrollar un modelo estadístico-dinámico para el pronóstico estacional de la precipitación, como apoyo a la predicción numérica.

2. DATOS Y METODOLOGÍAS

2.1 Datos de precipitación

El Servicio Meteorológico Nacional (SMN) cuenta con solo 2 estaciones meteorológicas de superficie en la provincia del Chaco (ver Figura 2), lo cual imposibilita hacer un análisis en escala regional. A fin de ampliar los datos disponibles de precipitación en la región, Hurtado y Agosta (2015) analizaron la calidad de los datos de precipitación estimada por satélite del Análisis de Precipitación Multi-satelital (TMPA, por sus siglas en inglés) de la Misión de Medición de Lluvia Tropical (TRMM, por sus siglas en inglés) y del reanálisis del Centro Europeo de Pronóstico de Mediano Plazo de alta resolución ERA-Interim comparándolos con datos del SMN de la estación Roque Sáenz Peña Aero, obteniendo como resultado que ambas fuentes de datos de precipitación no son recomendables para estudios de variabilidad climática en la región. Es por esto que se utilizó en el presente trabajo la base de datos de acumulados mensuales de la Autoridad Provincial del Agua (APA) de la provincia del Chaco. El APA cuenta con 64 estaciones

pluviométricas distribuidas en la provincia (ver Figura 2), algunas desde 1955. Para el uso de la misma se realizó un exhaustivo trabajo de control de calidad de datos, analizando datos físicamente inconsistentes, “outliers”, falsos ceros y coherencia espacio-temporal. Luego se seleccionaron únicamente las estaciones que poseían menos de 5% de datos faltantes, y se rellenaron utilizando “splines” cúbicos (Green y Silverman 1993).

2.2 Series de precipitación

Se discriminaron las estaciones del APA en subregiones acorde a su ciclo de precipitación medio anual. Para esto se utilizó el método de análisis de componentes principales (ACP) en modo Q (Richman 1986), que es similar al modo S, pero en lugar de tener por cada estación una serie temporal, en modo Q se tiene una serie de parámetros. Luego, para cada subregión se definió fase seca y húmeda del ciclo medio anual, identificando los mismos gráficamente y testeando que las medias muestrales entre el conjunto de meses que componen cada fase sea distinta con el test t de Student para diferencia de medias muestrales. Luego, para la fase seca y húmeda en cada subregión, se confeccionaron sendas series de precipitación, definidas como el total de precipitación acumulado sobre los meses que componen cada fase, promediando arealmente entre las estaciones pertenecientes a cada subregión. Así se obtuvo una serie temporal de valores interanuales por cada fase y subregión.

2.3 Análisis de series temporales

Previo al análisis temporal, se verificó que los datos tuvieran una distribución gaussiana (Lilliefors 1967). Se estudió la variabilidad temporal de las series de precipitación en cuanto a cambios en la estacionariedad mediante tendencia lineal por cuadrados mínimos, y en las periodicidades dominantes a través del análisis espectral convencional de Fourier. También se estudió la presencia de quiebres o saltos en las series temporales mediante el test de Yamamoto (Yamamoto y otros 1986, 1987). Este test estudia si hay cambios significativos en la media, cuando

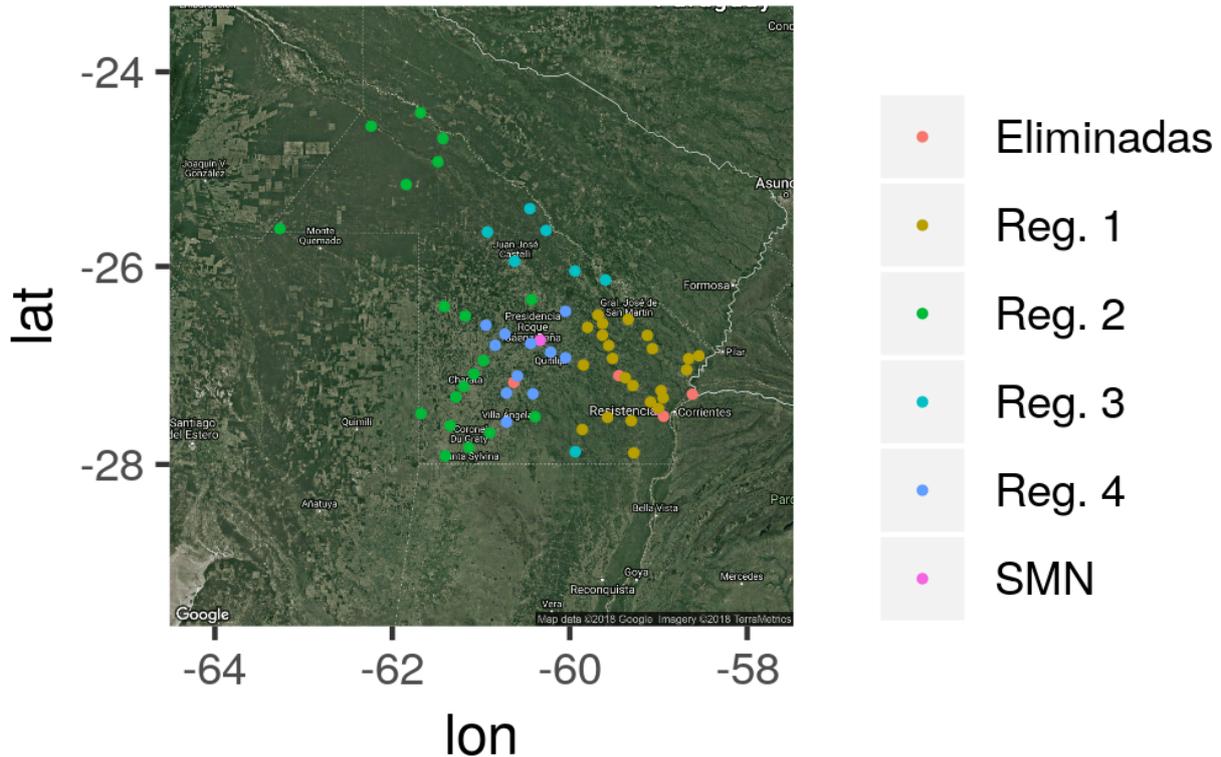


Figure 2: Estaciones meteorológicas en la provincia del Chaco. En color marrón las dos estaciones del SMN, en color rojo las estaciones del APA descartadas para el análisis, en color verdes las estaciones de la Subregión I, en color cyan las estaciones de la Subregión II, en color violeta las estaciones de la Subregión III, y en color rosa las estaciones de la Subregión IV. Este mapa fue realizado con los paquetes ggmap (Kahle y Wickham 2013) y ggplot2 (Wickham 2009) del software R (R Development Core Team 2008).

la diferencia de la media entre dos ventanas antes y después de un año de referencia es estadísticamente distinta de cero, el estadístico J de Yamamoto se hace mayor o igual a 1. También se aplicó un filtro gaussiano de 9 términos para enfatizar periodicidades mayores a 10 años en las series. En todos los tests (ajuste gaussiano, t-student, tendencia lineal, espectral) los estadísticos fueron testeados para un intervalo de confianza del 90 % o 95 % (Wilks 2006).

2.4 Forzantes climáticos

Para el estudio de forzantes se calcularon correlaciones móviles con ventanas de 11 años entre las series de precipitación e índices climáticos del sistema acoplado océano-atmósfera. Los índices utilizados fueron Índice del Dipolo Oceánico Índico (IOD) obtenido de la página

<http://www.incois.gov.in/portal/IOD>, el índice de la anomalía de la TSM del Atlántico Sur Tropical (TSA ; Enfield y otros 1999), los índices nino1.2 y nino3.4 provistos por la "National Oceanic and Atmospheric Administration" (NOAA; <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>), y el índice del Modo Anular del Sur (MAS) que ofrece el "British Antarctic Survey" (recuperado de <http://www.antartica.ac.uk>).

Para el estudio de patrones de circulación general y forzantes de gran escala se utilizaron datos del reanálisis 1 (R1) del "National Center of Environmental Prediction" (NCEP) - "National Center for Atmospheric Research" (NCAR) obtenidos de la página <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.rear>. Este posee una resolución horizontal de 2,5° y

17 niveles de presión (Kalnay y otros 1996). Las variables utilizadas del R1-NCEP/NCAR son altura geopotencial (AG) en 300 hPa, viento zonal (U) y meridional (V) en 300 hPa, presión a nivel medio del mar (PNM), y función corriente (FC) en el nivel sigma 0,2101. Se utilizaron datos de TSM del ERSST (Temperatura superficial del mar extendida reconstruida) del “International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set” (ICOADS) versión 4 que poseen una resolución horizontal de 2° (Boyin Huang y otros 2015), obtenidos de la página <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/marineocean-data/>. Y por último se utilizaron datos interpolados de radiación de onda larga saliente (OLS) de la NOAA (Liebmann y Smith 1996) que tienen una resolución horizontal de 2,5°, obtenidos de la página https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html. Con estos datos se calculó la diferencia de composiciones de valores altos (valores superiores al percentil 75) menos valores bajos (valores inferiores al percentil 25). Este método maximiza la señal de los forzantes lineales de los valores extremos. La composición de valores altos (bajos) es el campo medio de una variable utilizando únicamente los años en los que los valores de una determinada serie de precipitación son mayores (menores) al percentil 75 (25). La diferencia de composiciones de valores altos menos bajos para un período de tiempo específico, es un campo de anomalías con respecto a la media del período de tiempo específico. Se testeó que la media de los bajos sea significativamente distinta de la media de los altos con una significancia del 90 %, utilizando el test t de Student para muestras con varianzas diferentes (Graeme 2006). En caso de observarse patrones de circulación troposférica que posean características de una onda de Rossby, se calcularon los flujos de actividad de onda W de Takaya y Nakamura (2001) como herramienta de diagnóstico para determinar la dirección de propagación de la onda.

3. RESULTADOS

3.1 Subregiones de precipitación

Al realizar el ACP en modo Q sobre el ciclo anual medio de cada estación, filtrado con el ciclo anual medio de todas las estaciones, quedaron definidas cuatro subregiones (ver Figura 3) en función de su alta correlación positiva o negativa, con las dos primeras componentes del ACP (ver Figura 3). El agrupamiento espacial de estaciones se realizó teniendo en cuenta las primeras dos componentes principales que explican el 64 % de varianza, ya que a partir de la tercera componente principal la varianza explicada cae a menos del 10%. La primera componente (PC1) está asociada a un máximo en los meses de abril y octubre, y a un mínimo en diciembre, si la relación es directa (correlación positiva). Y está asociada a un mínimo en los meses de abril y octubre, y a un máximo en diciembre, si la relación es inversa (correlación negativa). La segunda componente (PC2) está asociada a un período de diciembre a abril más seco y a un período de mayo a septiembre más húmedo si la relación es directa (correlación positiva). Y está asociada a un período de diciembre a abril más húmedo y a un período de mayo a septiembre más seco si la relación es inversa (correlación negativa). La subregión I y la subregión II quedan definidas como las estaciones con alta correlación positiva y negativa, respectivamente, con la PC1. La subregión III y la subregión IV quedan definidas como las estaciones con alta correlación positiva y negativa, respectivamente, con la PC2. La subregión I se encuentra al este de la provincia, la subregión II al oeste, la subregión III al centro norte y la subregión IV al centro sur (ver Figura 2).

En el ciclo anual medio de las cuatro subregiones (ver Figura 4) se aprecian dos fases marcadas, una húmeda (con más precipitación) y otra seca (con menos precipitación). La fase húmeda es de octubre a abril y la fase seca es de mayo a septiembre. Se testeó la diferencia entre las medias muestrales de cada fase para cada subregión, siendo estas significativamente distintas de 0 con una significancia del 95 %

en todos los casos. Se definieron las series de precipitación representativas de cada subregión para cada fase como el promedio areal del acumulado de la fase. La serie del acumulado de la fase húmeda de la subregión I se denota en este trabajo como SRH1 y de la subregión II como SRH2.

En el presente trabajo se presentan resultados para la subregión I y la subregión II, que representan los extremos del típico gradiente zonal de precipitación media anual. En particular sólo se analiza la fase húmeda del ciclo anual (de octubre a abril), que representa más del 80 por ciento del acumulado anual en estas subregiones. Además, en la subregión I vive la mayor parte de la población de la provincia y es la subregión de mayor desarrollo socio-económico. La subregión II, si bien está menos densamente poblada, es la que presenta mayores problemas de abastecimiento de agua y ha presentado crisis hídricas.

3.2 Variabilidad temporal y cambios en la fase húmeda de la precipitación

Aquí se estudian cambios graduales en la estacionariedad de la fase húmeda de precipitación en las subregiones I y II por medio de la tendencia lineal. La significancia de las tendencias se estimó calculando la correlación convencional del primer momento de Pearson entre la serie de precipitación y la recta de regresión entre ésta y el tiempo. En la Figura 5 se muestran las series SRH1 y SRH2 y la recta de regresión lineal que mejor ajusta. Se observa que ninguna de las dos series de precipitación posee una tendencia significativa al 95

La Figura 6 muestra los espectros de SRH1 (izquierda) y SRH2 (derecha). La estimación del modelo autorregresivo (AR) se hizo a través del criterio del índice bayessiano (Wilks 2006) para establecer el continuo nulo del espectro. Este dio AR 0 para ambos casos, por ende ruido blanco. La SRH1 muestra un pico espectral significativo en torno a 27,5 años. En ambas series, SRH1 y SRH2, se observa energía espectral

significativa en torno a las bandas centradas en 6,1 años y 3,7 años, que podrían estar asociados a la variabilidad en baja y alta frecuencia del ENOS (Penland y otros 2010) respectivamente. También ambas presentan un pico marcado significativo con un período de 2,4 años que puede estar asociado a la variabilidad cuasi-bienal del IOD (Swadhin y Yamagata 2015) y/o a la variabilidad en alta frecuencia del ENOS (Penland y otros 2010).

Los saltos en una serie temporal producen cambios instantáneos en la estacionariedad de las series que para el caso de la precipitación podrían estar asociados a cambios en las teleconexiones, si es que no son consecuencia de inhomogeneidades en los datos. La detección de saltos climáticos se realizó implementando el test de Yamamoto utilizando ventanas de 10 y 20 años para identificar posibles saltos en las series, si bien en el presente trabajo se muestra solamente la ventana de 10 años. En la Figura 7 se muestran los valores del estadístico de Yamamoto, para SRH1 (izquierda) y SRH2 (derecha). Si bien el test no identificó ningún salto significativo, esto es que para ningún año el estadístico fue superior a 1, para la subregión I el estadístico se aproxima muy cerca de la unidad (0,96) para el año de referencia 1983, el cual podría ser un año de posible cambio.

En la Figura 8 se muestran las series SRH1 y SRH2, estandarizadas y suavizadas con un filtro gaussiano de 9 términos. Se puede observar que la variabilidad interdecadal de las series son similares entre sí en la mayor parte de todo el período (están en fase en baja frecuencia), sin embargo entre 1983 y 1991 se observa que el comportamiento de las series difiere. En particular en el caso de la subregión I se observa un cambio de signo en las anomalías de precipitación, lo cual se relaciona con el potencial salto detectado por el test de Yamamoto. Además, ambas subregiones presentan un período seco hasta principios de 1980 y un período húmedo a partir de 1990, aunque la SRH1 tiene estos períodos más marcados y la SRH2 es más oscilante.

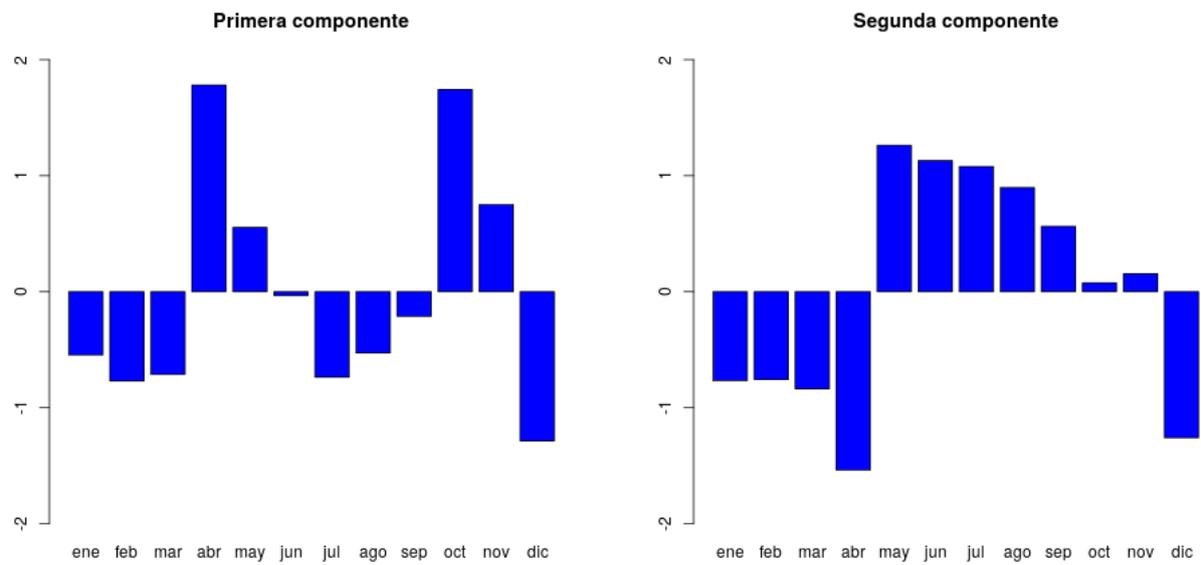


Figure 3: Primeras dos componentes del Análisis de Componentes Principales en modo Q del ciclo anual medio de precipitación mensual de las estaciones en la región de estudio.

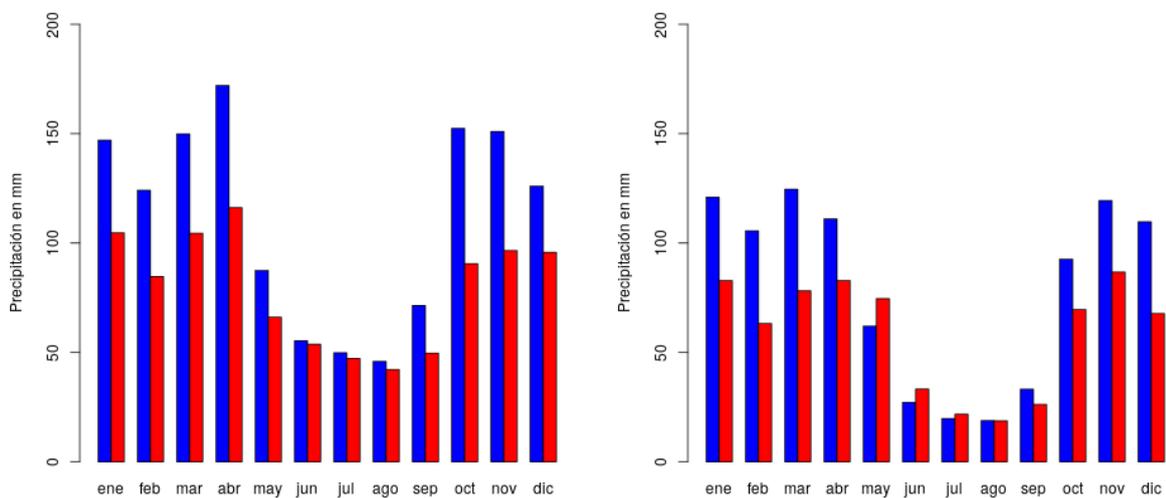


Figure 4: Acumulado medio mensual de precipitación en color azul, y desvío estándar en color rojo. A la izquierda la estación Puerto Bermejo, representativa de la Subregión I; y a la derecha la estación Los Frentones, representativa de la Subregión II.

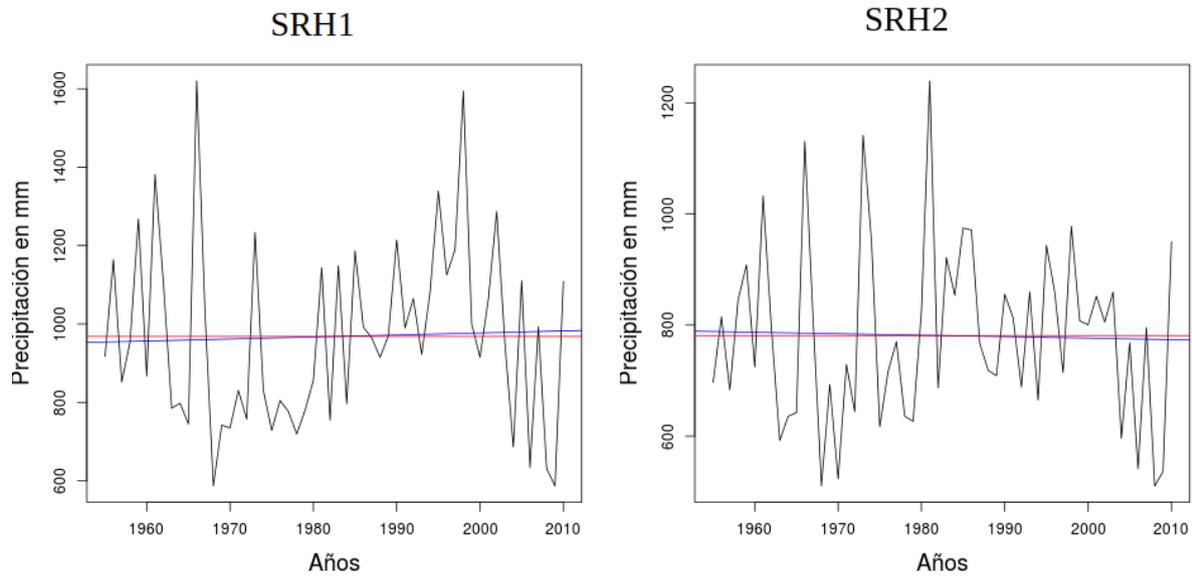


Figure 5: Serie del acumulado de precipitación mensual a lo largo de la fase húmeda (de octubre a abril) para la subregión I (SRH1; izquierda) y para la subregión II (SRH2; derecha). En color rojo se marca el valor medio de la serie, y en color azul la recta de regresión lineal que mejor ajusta a los datos.

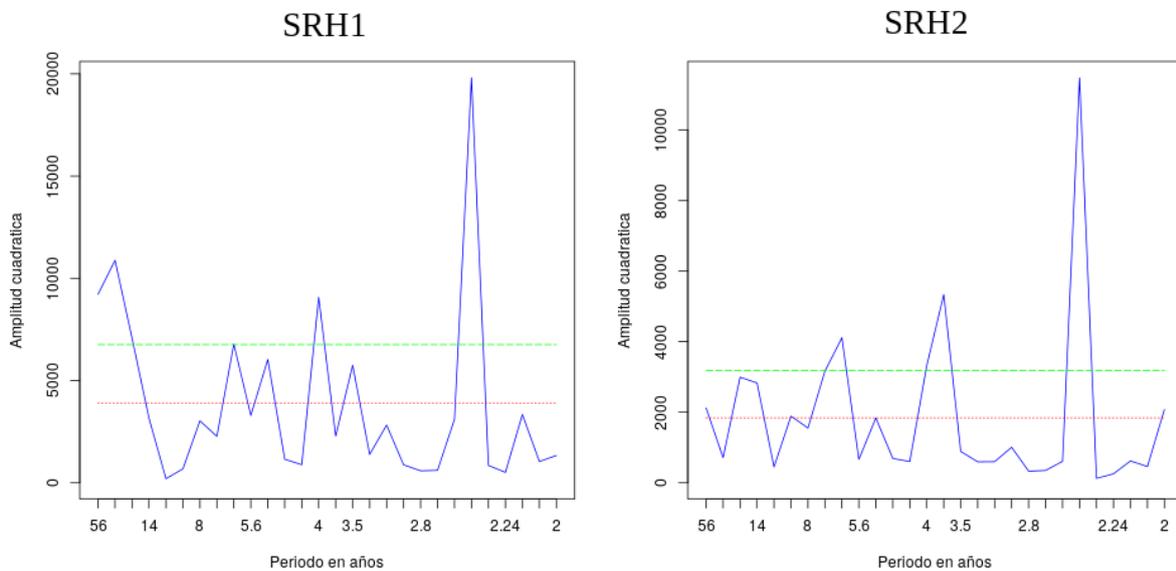


Figure 6: Espectro de las series de precipitación acumulada durante la fase húmeda (octubre-abril) de las subregiones I y II (SRH1 y SRH2, respectivamente); Subregión I a la izquierda, Subregión II a la derecha. En el eje X se muestra los períodos asociados a cada frecuencia, y el eje Y es el cuadrado del módulo de la amplitud de cada coeficiente de la transformada de Fourier. En color azul se muestra la transformada de la serie, en color rojo el ruido asociado y en color verde la región de rechazo a un nivel de significancia de 95 %.

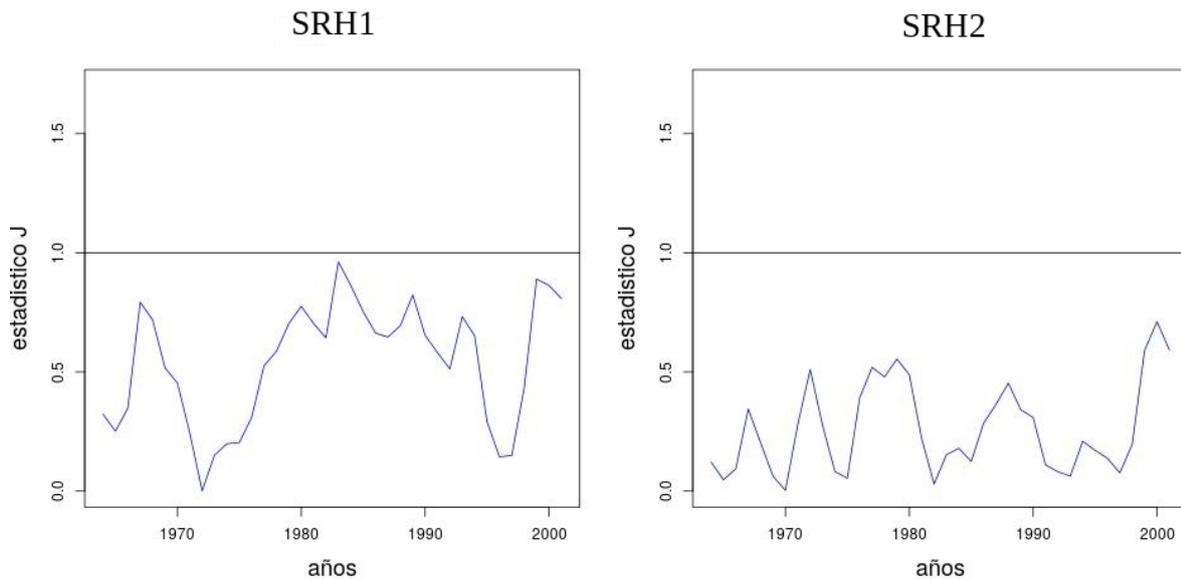


Figure 7: Serie temporal del estadístico J de Yamamoto de las series de precipitación acumulada durante la fase húmeda para la Subregión I (SRH1; izquierda) y para la Subregión II (SRH2; derecha). En color azul se muestra el valor del estadístico J de Yamamoto, y en color negro se marca la recta de valor igual a 1.

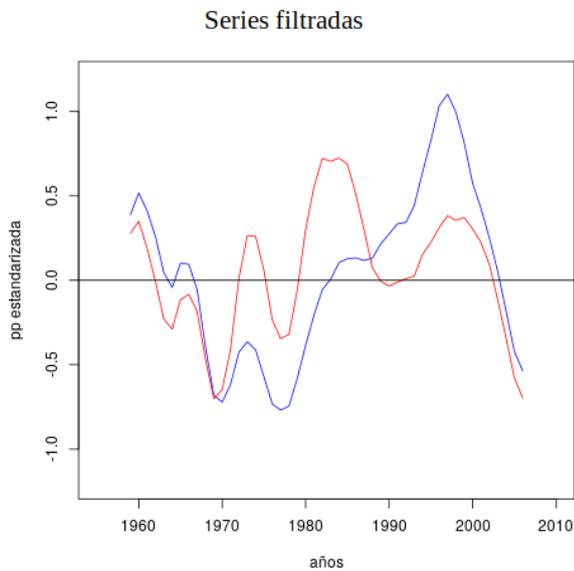


Figure 8: Serie estandarizada del acumulado de precipitación durante la fase húmeda (de octubre a abril) con un suavizado por filtro Gaussiano de 9 términos para la Subregión I en color azul y para la Subregión II en color rojo.

En la Figura 9 se muestra la correlación móvil de SRH1 y SRH2 con diversos índices climáticos océano-atmósfera sin filtrar. Se observa que los índices de mayor correlación con la precipitación en la subregión I son el nino1.2, nino3.4 y TSA, siendo el TSA mayor y significativamente distinto de 0 en la década de los 70, y el nino1.2 mayor y significativamente distinto de 0 desde principio de los 90 hasta el 2004. Además se aprecia que el MAS tiene una correlación negativa significativa a fines de los 80, pero que durante todo el período oscila de signo.

Lo anterior nos permite definir dos subperíodos de mayor longitud y otro más corto. Un primer subperíodo desde el comienzo del registro hasta inicios de la década de 1980 (1955-1980), un segundo subperíodo corto desde 1980 a 1990 y un tercer subperíodo desde comienzos de la década de 1990 hasta el final del registro (1991-2010). En la Tabla I se muestran las correlaciones entre las series de precipitación y los índices climáticos para distintos subperíodos. La correlación entre la precipitación en la región y los índices nino3.4 y nino1.2 es para todo

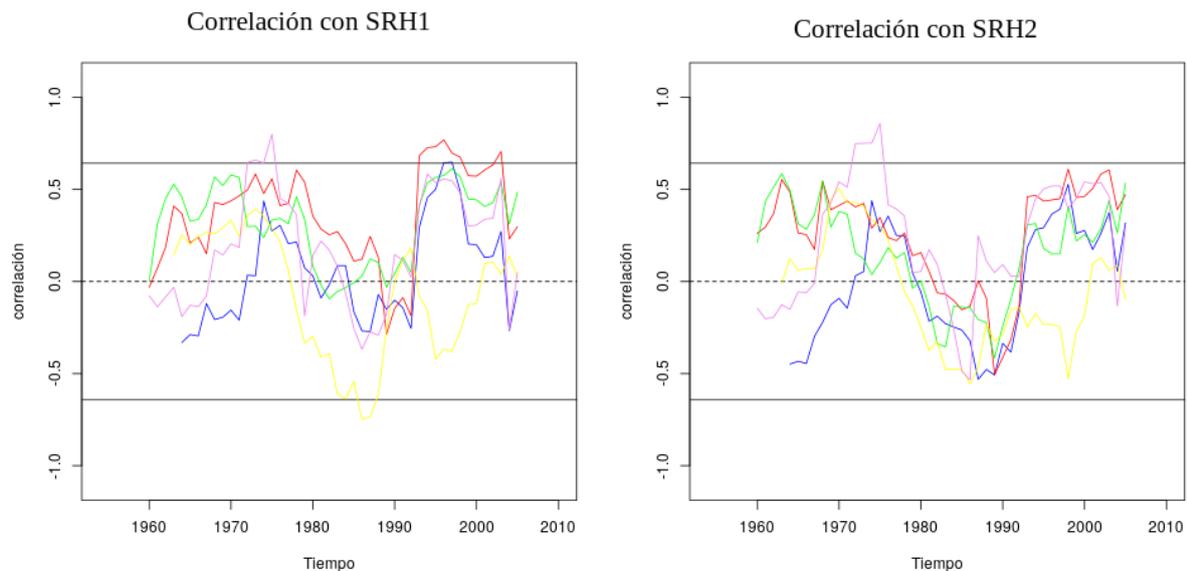


Figure 9: Correlación móvil con ventana de 11 años de la serie de precipitación acumulada de la fase húmeda de la Subregión I (SRH1; izquierda) y Subregión II (SRH2; derecha), con los índices nino1.2 (rojo), nino3.4 (verde), MAS (amarillo), TSA (violeta) e IOD (azul). En líneas horizontales llenas se marca el valor mínimo para que la correlación sea distinta de 0 con una significancia del 95 %.

el período de estudio significativa y positiva. Se destaca que es máxima la correlación con estos índices en el subperíodo III, y que en el subperíodo II la correlación con ambos índices se torna cercana a 0 y no significativa. Estas variaciones en la estacionariedad indican potenciales cambios en la manera en que el Niño modula la precipitación en la región de estudio y en la escala analizada (acumulado de octubre a abril). Asimismo, la correlación de la precipitación con los índices MAS, TSA e IOD no es significativamente distinta de 0 tomando todo el período y es particularmente baja en el caso del MAS e IOD. Esto es consistente con la alta variabilidad en la estacionariedad que presentan estas correlaciones en los subperíodos. La correlación de la precipitación con el índice del IOD es baja y no significativa para el subperíodo I; negativa y significativa con SRH2 y no significativa con SRH1 para el subperíodo II; y positiva y significativa para el subperíodo III. La correlación entre SRH2 y el índice TSA es significativa y positiva para el subperíodo I; alta, negativa y no significativa

para el subperíodo II; y baja, positiva y no significativa para el subperíodo III. La correlación entre SRH1 y el índice TSA es positiva y no significativa para el subperíodo I; baja, negativa y no significativa para el subperíodo II; y alta positiva y significativa para el subperíodo III. La correlación entre la precipitación y el índice del MAS es muy baja en todos los subperíodos a excepción del subperíodo II en el cual es negativa y significativa en el caso de SRH1 y no significativa pero alta en el caso de SRH2. Para los otros dos subperíodos es baja y positiva. Estos cambios en los signos de la correlación de la precipitación con los índices MAS, IOD y TSA a lo largo de los subperíodos, y el hecho de que sea insignificante y cercana a cero para todo el período podría implicar que no se traten de forzantes lineales de la precipitación en la región.

De lo anterior, el fenómeno ENOS aparece como un potencial forzante lineal no estacionario de la precipitación a lo largo de todo el período de estudio, el cual se fortalece en el subperíodo III. En el subperíodo II la variabilidad

Subperíodo	Nino 3.4		Nino 1.2		TSA		MAS		IOD	
	SRH1	SRH2	SRH1	SRH2	SRH1	SRH2	SRH1	SRH2	SRH1	SRH2
1955-2010	0.38**	0.27**	0.38**	0.27**	0.15	0.16	0.01	-0.04	0.12	0.08
1955-1980	0.28*	0.30*	0.21	0.35**	0.21	0.31**	0.21	0.14	0.03	0.03
1980-1990	0.10	-0.06	0.11	-0.15	-0.25	-0.47	-0.61**	-0.49	-0.32	-0.54*
1991-2010	0.50**	0.46**	0.49**	0.43*	0.46**	0.24	0.01	-0.15	0.39*	0.44**

Table I: Correlación lineal simple de SRH1 y SRH2 con índices climáticos para distintos subperíodos. En negrita correlaciones significativas al 95 % (**) y al 90 % (*).

interanual de la precipitación de la región se torna independiente del ENOS y pareciera que interactúa con otros forzantes asociados particularmente con el modo inverso del MAS. A continuación estudiaremos los forzantes hemisféricos a partir de datos atmosféricos provenientes del R1-NCEP/NCAR. Kistler y otros (2001) recomiendan utilizar estos datos de reanálisis a partir de 1958, especialmente para el hemisferio sur, debido a la falta de datos de radiosondeos antes de 1958. Además, en 1979 los reanálisis presentan inhomogeneidad en los datos debido a la incorporación de información satelital. Por ello, el análisis de forzantes se delimitó desde 1958 hasta 1978 para el primer subperíodo.

3.3 Mecanismos hemisféricos forzantes

Para la identificación de los forzantes de gran escala se estudió la diferencia de composición entre valores altos y bajos de precipitación acumulada para diversas variables del sistema océano-atmósfera en cada subperíodo. Se hace notar que la diferencias de anomalías compuestas es independiente del campo medio y pueden interpretarse como referida a cada subperíodo. De esta manera, la interpretación dinámica de las anomalías compuestas corresponde a la climatología del subperíodo de donde se extrae el conjunto de eventos de la composición. No se compararán anomalías de distintas climatologías.

3.3.1. Primer subperíodo, 1958-1978

Para el subperíodo I, el campo de anomalía compuesta de TSM (Figura 10 panel superior) para la subregión I muestra valores positivos en una gran región entre Australia y Nueva Zelanda; dos pequeñas regiones, una al norte de Chile y sur de Perú y la otra entre Ecuador

y Colombia; en una extensa región en el Índico ecuatorial, otra sobre el Atlántico ecuatorial, y en la región del nino3.4 pero no significativos. Valores negativos aparecen en el Atlántico entre 10°S y 20°S, al sur de Australia, y al sur de Sudamérica. Las regiones anómalas significativas de TSM no están bien representadas por los índices convencionales analizados en la sección anterior, aunque la región de anomalía positiva en el Atlántico ecuatorial linda la región del TSA.

En la Figura 10 panel inferior se muestra la diferencia de composición de anomalías compuestas de PNM para la subregión I para este subperíodo. Se observa una amplia región de anomalía positiva en el Atlántico Sur. Esto implica un fortalecimiento y desplazamiento al suroeste del AAS. Es probable que estas anomalías de actividad del AAS estén conectadas con las anomalías de TSM del Atlántico (Lübbecke y otros 2014) observadas en la Figura 9 panel superior. Además se observa una gran región de anomalía negativa al sur de Australia y una región de anomalía positiva en la región de Nueva Zelanda.

En las diferencias de composiciones para el primer subperíodo de la subregión II no se observan estructuras hemisféricas de circulación atmosférica distinguibles que puedan afectar a la precipitación. Esto, sumado a las bajas correlaciones obtenidas para este subperíodo mostradas en la sección anterior, estaría indicando la necesidad de examinar otras escalas dentro de la fase húmeda (de octubre a abril).

3.3.2. Segundo subperíodo, 1980-1990

En general para este subperíodo, la diferencia de composición de anomalías de circulación

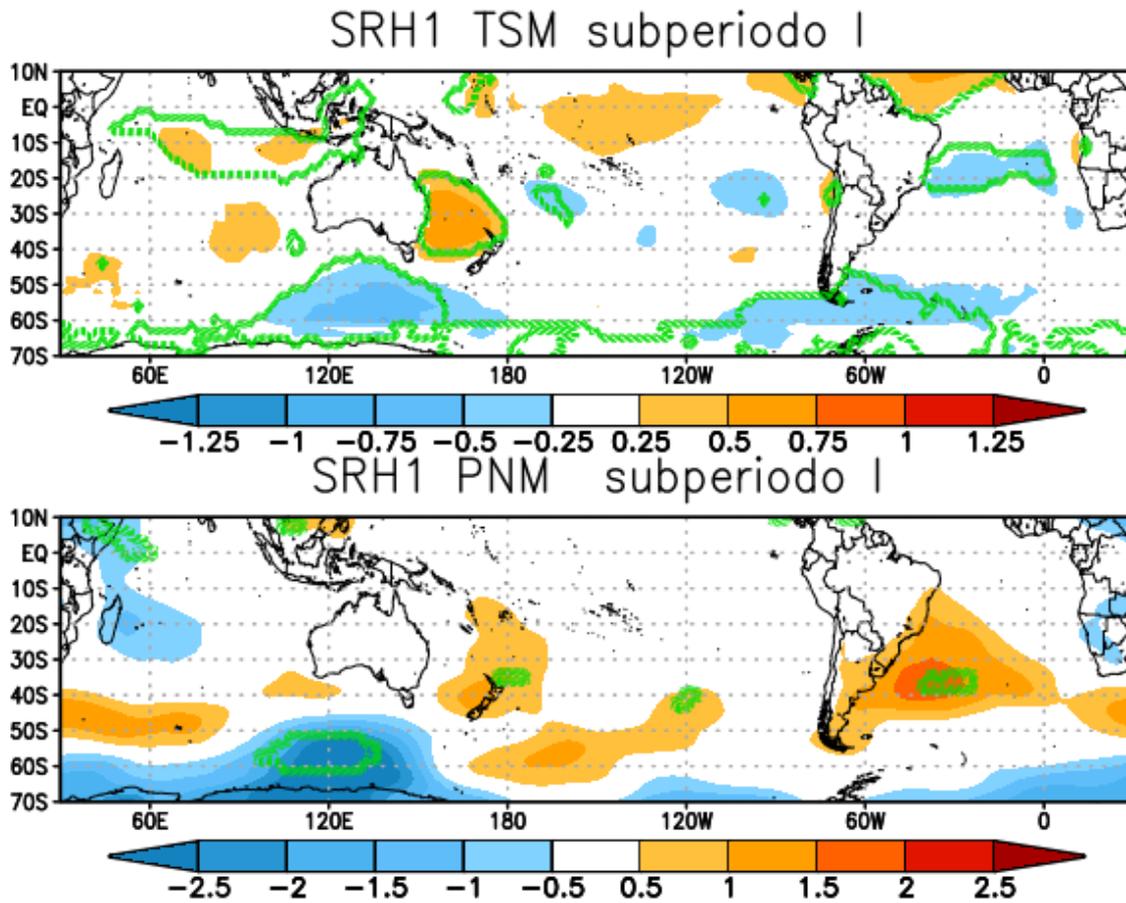


Figure 10: Panel superior, diferencia de composiciones de anomalía de TSM en grados Celsius del subperíodo I(1958-1978) para la Subregión I. Panel inferior, diferencia de composiciones de anomalía PNM en hPa del subperíodo I para la Subregión I. En contornos verdes anomalías significativas al 90 %.

troposférica muestra condiciones asociadas a una estructura hemisférica de MAS inverso, lo cual es consistente con la correlación negativa encontrada en la sección anterior. Así, por ejemplo, vemos en la Figura 11 que la diferencia de anomalías compuestas de PNM presentan valores positivos en latitudes altas, entre 90°S y 70°S para la subregión I, y entre 90°S y 60°S para la subregión II, y negativos en latitudes medias y subtropicales. Dado que la estructura de la circulación atmosférica asociada al MAS es zonalmente simétrica, para su modo inverso de variabilidad se propician condiciones medias durante la fase húmeda de precipitación de menor intercambio meridional de masas de aire. En particular, acompañando a este patrón de MAS inverso asociado a la diferencia de valores

altos menos bajos de SRH1 y SRH2, se observa sobre el sur de Sudamérica un debilitamiento (fortalecimiento) del flanco occidental del AAS y aumento (disminución) anómalo de presiones en más altas latitudes. Esto implica un corrimiento hacia el sur (norte) de los oestes, y por ende menor (mayor) actividad transiente (no mostrado) de alta frecuencia en latitudes medias y hacia latitudes subtropicales de la región de estudio. Asimismo, cabría esperar menor (mayor) aporte de masas de aire húmedas y cálidas desde el norte por el debilitamiento (fortalecimiento) del AAS. Es decir, que en términos medios, las condiciones de circulación troposférica impuestas por el modo inverso del MAS son contrarias a la ocurrencia de precipitación en la región. Esto lleva a deducir que la variabilidad interanual

de la precipitación, acumulada durante la fase húmeda (de octubre a abril) podría estar asociada a procesos termodinámicos de una escala temporal menor a la analizada.

3.3.3. Tercer subperíodo, 1991-2010

En el tercer subperíodo las anomalías compuestas son muy similares entre ambas subregiones, con la diferencia que para la subregión II la señal es más intensa y significativa. En adelante, solo se muestran las anomalías compuestas para la subregión II.

En la diferencia de composición de TSM (Figura 12 panel superior) del tercer subperíodo para la subregión II se observa anomalía positiva significativa en el Pacífico ecuatorial desde la costa de Sudamérica hasta 180°O , siendo ésta mayor en la región del Niño 3.4. Al sur de esta región se observa una región de anomalía negativa significativa. Este patrón de dipolo podría estar asociado a condiciones tipo ENOS. Al sureste de esta gran región de anomalía negativa se observa una zona de anomalía positiva significativa, y al noreste de ésta se observa una pequeña región de anomalía negativa significativa. Además se observa un dipolo de anomalía positiva-negativa significativa en el Atlántico Sur.

En las anomalías compuestas de OLS (Figura 12 panel central) se observan anomalías negativas (positivas) significativas a lo largo del Pacífico ecuatorial hasta el continente marítimo, zonalmente desplazadas respecto de las anomalías positivas (negativas) de TSM en la región. Claramente estas anomalías de OLS responden a convección anómala inducida por las asimetrías zonales de anomalía de TSM. Como es de esperar, se aprecia anomalía negativa de OLS en el noreste de Argentina y sudeste de Brasil, asociado a convección anómala en la región. Además se observa anomalía positiva en la región de Brasil y Atlántico ecuatorial, lo que podría deberse a un debilitamiento en la zona de convergencia intertropical (ZCIT) y a un debilitamiento en el sistema monzónico de

Sudamérica.

En las anomalías compuestas de PNM (Figura 12 panel inferior) se observa un dipolo de anomalías en la región trópico-subtropical de la cuenca Indo-Pacífica. Anomalías positivas sobre la región del Índico y continente marítimo, y anomalías negativas sobre el Pacífico. Este patrón dipolar de presiones es consistente con la distribución de OLS y TSM tropical descrita anteriormente, que describe una circulación anómala de Walker en la dirección zonal. Además, en el Pacífico central sur (en aproximadamente 60°S) se observa una anomalía positiva no significativa.

En la Figura 13 se muestra la diferencia de anomalías compuestas de FC (panel superior), U (panel central) y V (panel inferior) para el tercer subperíodo de la subregión II. El campo de diferencia de anomalías compuestas de FC y AG son similares pero con signo opuesto, por lo que se muestra únicamente FC ya que permite evaluar las anomalías en latitudes bajas. Se pueden observar anomalías significativas de FC, simétricas respecto del ecuador, en el Pacífico central ecuatorial, al norte y sur del máximo de las anomalías de TSM (Fig. 12 panel superior). Estas anomalías de FC son típicas del calentamiento anómalo en la región ecuatorial del Pacífico asociadas al ENOS (Seager y otros 2003). En conexión con lo anterior, en el extratropical del Pacífico sur se observa un patrón de anomalías en forma de arco que se extiende desde la región central del Pacífico sur subtropical hacia Sudamérica. Al evaluar la componente horizontal del flujo de actividad de onda W puede apreciarse que esta estructura de anomalías corresponde a la propagación de onda de Rossby cuasi-estacionaria que emana desde el Pacífico Sur subtropical hacia el sur de Sudamérica.

En el campo de anomalías compuestas de U (viento zonal) se observa un fortalecimiento de los oestes subtropicales en altura a lo largo del corredor Pacífico-Atlántico, y un debilitamiento al sur del mismo. Esto está asociado a

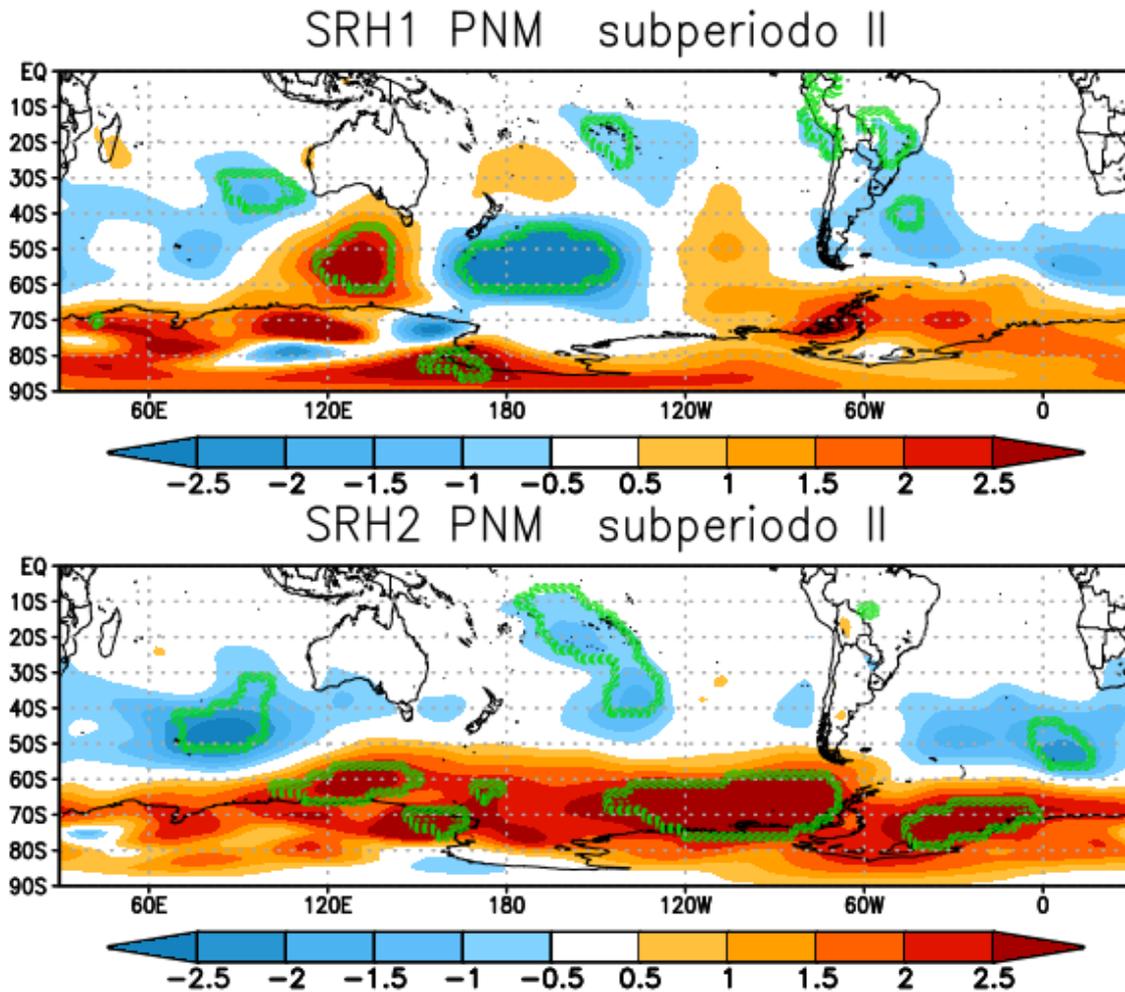


Figure 11: Panel superior, diferencia de composiciones de anomalía de PNM en hPa del subperíodo II(1980-1990) para la Subregión I. Panel inferior, diferencia de composiciones de anomalía de PNM en hPa del subperíodo II(1980-1990) para la Subregión II. En contornos verdes anomalías significativas al 90 %.

la circulación anómala anticiclónica simétrica tropical debido al calentamiento anómalo de TSM del Pacífico central. Esta intensificación de los oestes en altura podría estar generando un desplazamiento anómalo hacia el norte de los stormtracks y la actividad transiente sinóptica asociada.

En el campo de anomalías compuestas de V (viento meridional) se observa sobre el territorio argentino anomalía significativa negativa, esto implica componente anómala del viento norte, asociado a la estructura de onda de Rossby cuasi-estacionaria. Esto podría implicar un

transporte de masas de aire cálidas y húmedas a la región de estudio.

De lo anterior se destaca que las anomalías climáticas impuestas sobre el campo medio de circulación denotan una importante influencia del fenómeno ENOS sobre la variabilidad interanual de la precipitación para ambas subregiones en este tercer subperíodo, 1991-2010. Aunque sólo se mostraron para la subregión II, los campos de anomalías de TSM y de circulación troposférica son similares para la subregión I aunque menos intensas, como se ha dicho. Para profundizar el aspecto diferencial entre la

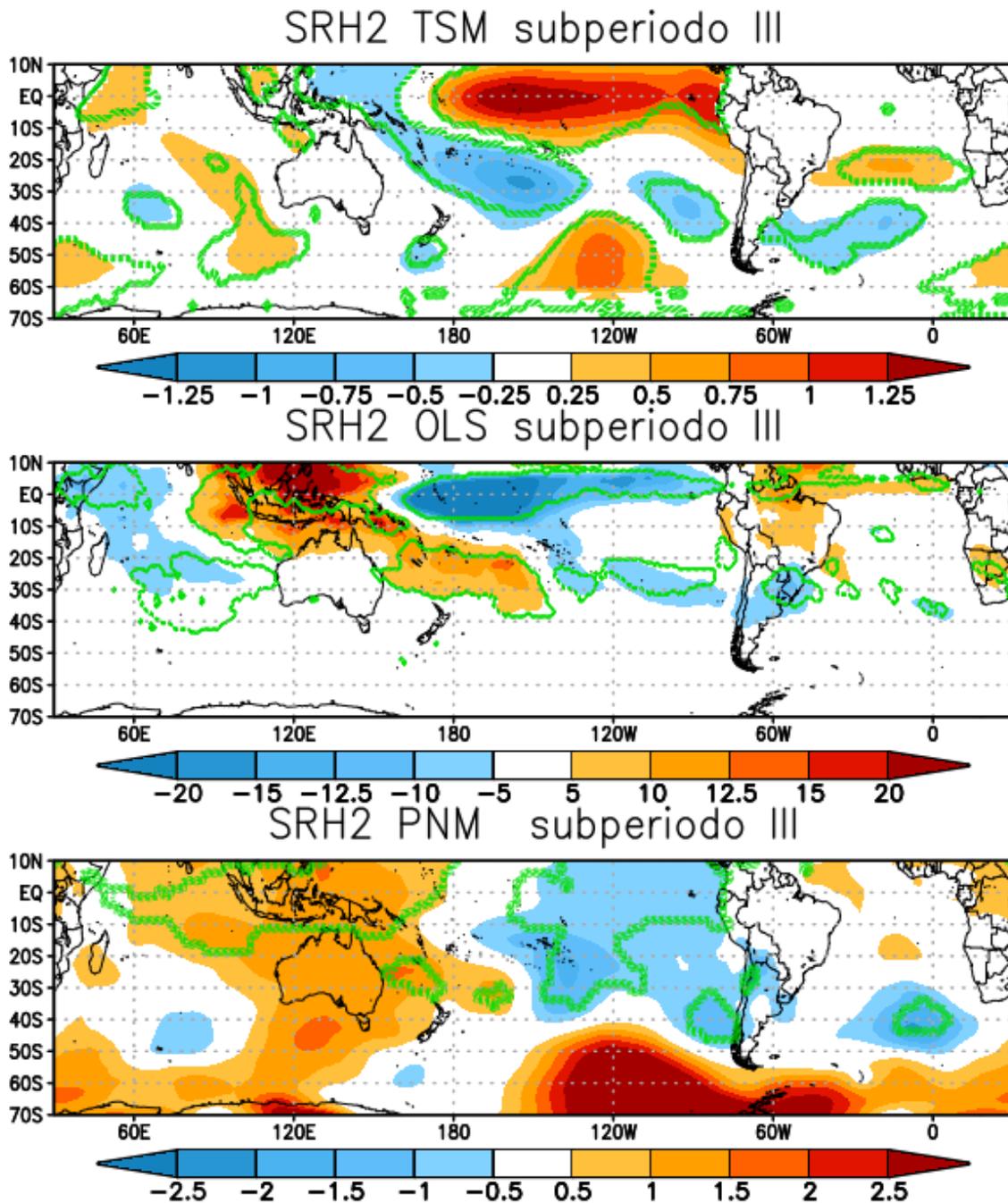


Figure 12: Panel superior, diferencia de composiciones de anomalía de TSM en grados Celsius del subperíodo III(1991-2010) para la Subregión II. Panel central, diferencia de composiciones de anomalía OLS en W/m² del subperíodo III para la Subregión II. Panel inferior, diferencia de composiciones de anomalía PNM en hPa del subperíodo III para la Subregión II. En contornos verdes anomalías significativas al 90 %.

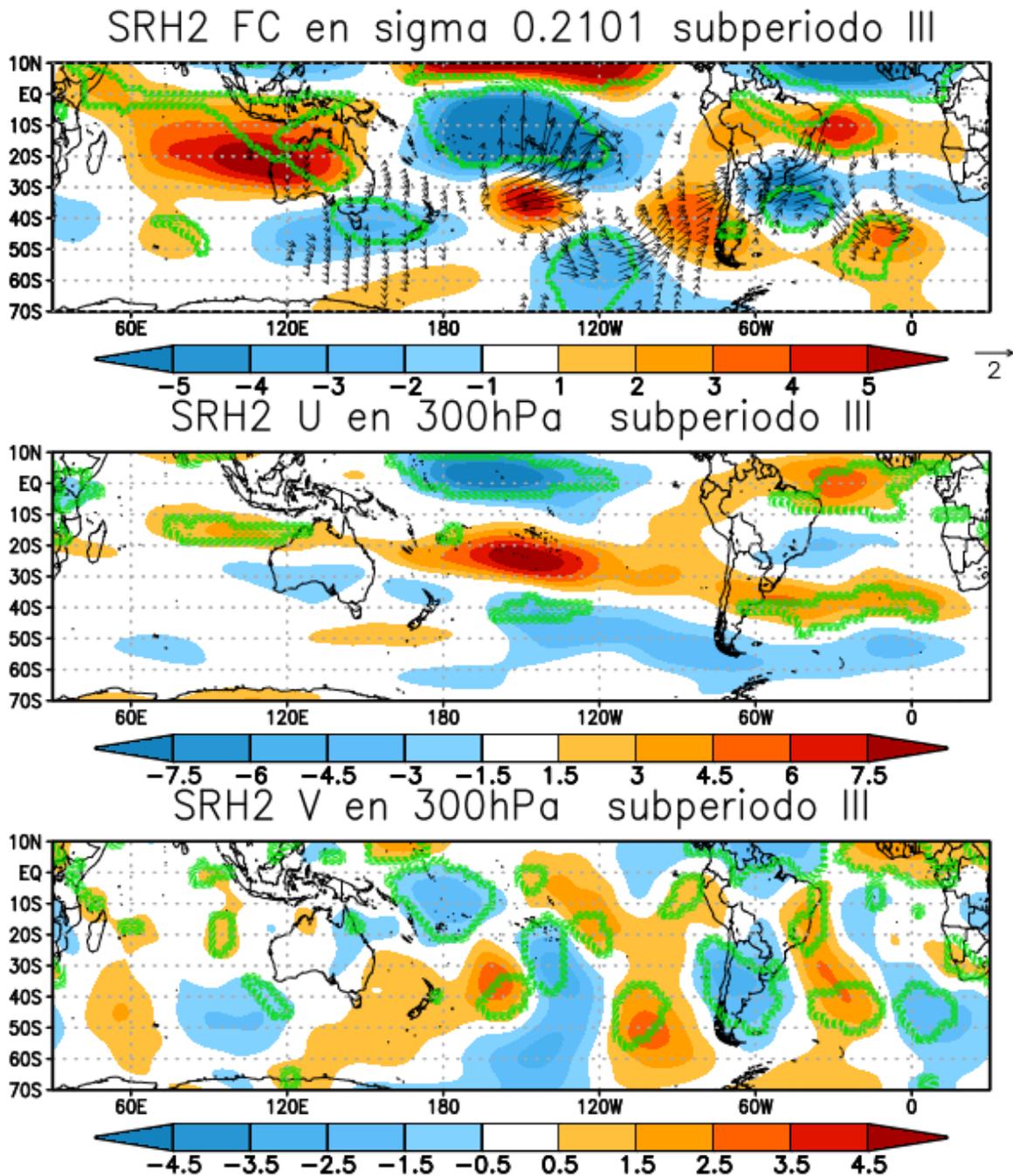


Figure 13: Panel superior, diferencia de composiciones de anomalía de FC en $m^2/s \times 10^{-6}$ (sombreado) y flujos de el Takaya-Nakamura en 300hPa (vectores, m^2/s^2) del período III(1991-2010) para la Subregión II. Panel central, diferencia de composiciones de anomalía de U en m/s del período 3 para la Subregión II. Panel inferior, diferencia de composiciones de anomalía de V en m/s del período 3 para la Subregión II. En contornos verdes anomalías significativas al 90%.

subregión I y la subregión II en relación con la influencia notable del ENOS, a continuación se discriminan los años con valores bajos y altos de precipitación para las subregiones I y II en temporadas bajo condiciones El Niño o La Niña acorde a los índices nino3.4 (Tabla II) y nino1.2 (Tabla III). Para el análisis consideramos los años con temporadas bajo condiciones El Niño (La Niña) si el promedio de anomalía de cada índice, a lo largo de la fase húmeda de la precipitación regional, es igual o superior (inferior) a 0,5°C (-0,5°C).

Bajos		Altos	
Subregión I	Subregión II	Subregión I	Subregión II
2000	1994	1995	1993
2004	2004	1996	1995
2006	2006	1997	1998
2008	2008	1998	2003
2009	2009	2002	2010

Table II: Años bajos y altos de la serie de precipitación acumulada de la fase húmeda de las subregiones I y II para el subperíodo III. Los colores de las celdas hacen referencia a que se trate de una fase húmeda con condiciones tipo El Niño o La Niña acorde al índice nino3.4. En rojo si el año fue una fase húmeda con condiciones tipo El Niño y en azul si fue con condiciones tipo La Niña. En celeste se marcan los años que son considerados años La Niña acorde a la definición convencional de promedios trimestrales. En color blanco los años neutros.

De las tablas se puede apreciar que valores bajos de precipitación en ambas subregiones estarían mayormente asociados a condiciones La Niña y que los valores altos de precipitación estarían mayormente asociados a condiciones El Niño. Para la temporada de valores altos de precipitación, las condiciones Niño son fuertemente predominantes para subregión II, mientras que para la subregión I hay mayor variabilidad inter-Niño. Se puede apreciar que los años de las temporadas de los valores bajos de ambas subregiones son los mismos a excepción de uno y estarían mayormente

Bajos		Altos	
Subregión I	Subregión II	Subregión I	Subregión II
2000	1994	1995	1993
2004	2004	1996	1995
2006	2006	1997	1998
2008	2008	1998	2003
2009	2009	2002	2010

Table III: Años bajos y altos de la serie de precipitación acumulada de la fase húmeda de las subregiones I y II para el subperíodo III. Los colores de las celdas hacen referencia a que se trate de una fase húmeda con condiciones tipo El Niño o La Niña acorde al índice nino1.2. En rojo si el año fue una fase húmeda con condiciones tipo El Niño y en azul si fue con condiciones tipo La Niña. En celeste se marcan los años que son considerados años La Niña acorde a la definición convencional de promedios trimestrales. Y en blanco los años neutros.

asociados al fenómeno La Niña. Nótese que los años 2006 y 2009 son años La Niña si consideramos la definición convencional de promedio trimestral. Es decir que en temporadas de menor precipitación en ambas subregiones tenemos condiciones de enfriamiento anómalo en el Pacífico ecuatorial.

4. CONCLUSIONES

Este trabajo se focalizó en el estudio de la variabilidad en baja frecuencia de la precipitación en la provincia del Chaco a partir de series de precipitación del APA y del SMN. Se realizó una regionalización de la precipitación a partir del ciclo medio anual mediante ACP en modo Q, definiendo cuatro subregiones. Se pudieron identificar dos fases en el ciclo medio anual, una fase húmeda (de octubre a abril) y una fase seca (de mayo a septiembre). Se estudió la variabilidad en baja frecuencia de la serie temporal dela precipitación acumulada en la fase húmeda del ciclo anual (de octubre a abril) promediada sobre las estaciones en la subregión I (SRH1) y de la subregión II (SRH2). Esto se debe a que la fase húmeda representa más del 80 por ciento del

acumulado anual. Además, en la subregión I vive la mayor parte de la población de la provincia y es la subregión de mayor desarrollo socio-económico. La subregión II, si bien está menos densamente poblada, es la que presenta mayores problemas de abastecimiento de agua y ha presentado crisis hídricas.

Se comprobó que las series SRH1 y SRH2 siguen una distribución normal, y se estimaron las tendencias lineales por cuadrados mínimos. Estas tendencias son muy bajas y no significativas.

El análisis espectral sobre las series SRH1 y SRH2 permitió identificar periodicidades significativas en torno a 6,1 años y 3,7 años. Estos cuasi-ciclos podrían asociarse a la variabilidad en alta y baja frecuencia del fenómeno ENOS.

Se examinaron cambios en la estacionariedad de las series de precipitación a través del test de Yamamoto y de correlaciones móviles con diversos índices climáticos. El test de Yamamoto arrojó que las series de precipitación no presentan inhomogeneidades de la media y desvío estándar por lo que resultan climáticamente homogéneas. Además, se exploró la presencia de forzantes lineales a través de correlación simple entre las series de precipitación y diversos índices climáticos, y su evolución a través del tiempo para ver la estacionariedad de estos forzantes. Esto permitió identificar 3 subperíodos para los cuales las series de acumulados de precipitación de la fase húmeda en las subregiones I y II presentan cambios en la estacionariedad de los forzantes. El primer subperíodo entre 1958 y 1978 asociado parcialmente al ENOS, un segundo subperíodo entre 1980 y 1990 independiente del ENOS pero vinculado al MAS, y el tercer subperíodo entre 1991 y 2010 vinculado al ENOS. Sobre cada uno de estos subperíodos se analizaron las anomalías compuestas de TSM y de variables atmosféricas asociadas a valores altos y bajos de las series SRH1 y SRH2 a fin de corroborar la presencia física de estos forzantes.

Durante el primer subperíodo (1958-1978), las variaciones de la precipitación acumulada en la

fase húmeda en la subregión I están asociadas a las variaciones en la posición e intensidad del AAS. Estas variaciones pueden estar asociadas a calentamiento anómalo de la TSM del Atlántico ecuatorial. Por otra parte, las variaciones interanuales de la precipitación acumulada en la fase húmeda en la subregión II no están asociadas a estructuras hemisféricas distinguibles de la circulación troposférica. Es posible que sea necesario reducir la escala temporal de análisis para poder encontrar mecanismos forzantes. Es decir, la imposibilidad de distinguir estructuras hemisféricas de anomalías indicaría dos posibles alternativas: o los forzantes globales están actuando en escala temporal menor al de la longitud de la fase húmeda, o puede que haya forzantes termodinámicos localmente actuantes en una menor escala espacial y temporal.

Durante el segundo subperíodo (1980-1990) las series de precipitación pierden relación con el ENOS y la ganan con el MAS. En los campos compuestos de circulación troposférica (por ej. en PNM) asociados a la precipitación regional, se observa un patrón de MAS inverso que propicia un menor intercambio meridional de masas de aire. En particular se observa, acompañado a este patrón de MAS inverso, un debilitamiento (fortalecimiento) del AAS durante un año con mayor (menor) precipitación acumulada en la fase húmeda (de octubre a abril) en la región. Esto implica un corrimiento al sur (norte) de los oestes, y por ende menor (mayor) actividad transiente en la región de estudio, y además menor (mayor) transporte de aire cálido y húmedo desde latitudes menores por el AAS. Esta situación dinámica y de transporte es contraria al signo de la precipitación observada en la escala analizada. Esto podría estar indicando que la variabilidad interanual de la precipitación acumulada durante la fase húmeda (de octubre a abril) en la región de estudio podría deberse a procesos termodinámicos de escala menor a la analizada.

Durante el tercer subperíodo (1991-2010), para los valores altos de precipitación en la subregión II, predominan condiciones tipo El Niño, es

decir, de calentamiento de TSM en el Pacífico ecuatorial, mientras que para la subregión I las TSM del Pacífico central presentan mayor variabilidad. Los valores bajos de precipitación para ambas subregiones presentan condiciones mayormente tipo La Niña, o sea, de enfriamiento en el Pacífico ecuatorial. Las anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial y subtropical, generan convección anómala que se puede apreciar en la OLS. Esta convección anómala perturba la troposfera superior y se observa la emanación de una onda de Rossby cuasi-estacionaria desde el Pacífico central ecuatorial hacia Sudamérica. Este tren de ondas cuasi-estacionario modula la circulación troposférica en niveles bajos y altos en la región, afectando así a la precipitación estacional. En este sentido, por ejemplo, Cazes-Boezio y otros (2003) encuentran para la primavera austral una teleconexión entre el fenómeno El Niño y la precipitación en el sudeste de Sudamérica, a través de la propagación de ondas de Rossby cuasi-estacionarias.

Este trabajo ha significado el inicio de la investigación en baja frecuencia de la precipitación de la provincia del Chaco. Los resultados obtenidos son relevantes para conocer la dinámica climática de la región, aunque también ha abierto algunos interrogantes que nos llevan a la necesidad de reducir la escala temporal de análisis. Se han encontrado teleconexiones atmosférico-oceánicas asociadas a condiciones del ENOS en el Pacífico central que varían interdecadalmente. Ello abre a la posibilidad de lograr encontrar una herramienta dinámico-estadística de pronóstico climático cuando estas teleconexiones son contundentes como se observaron en las últimas décadas. Para esto es necesario realizar un estudio de relaciones desfasadas en el tiempo, y estudiar la variabilidad interanual mes a mes, a lo largo de la fase húmeda.

Acknowledgments: A la FCAG por el uso de las instalaciones, al APA por los datos, los fondos del proyecto de ANPCyT PICT-0048, y subsidio de Carmelite ONG.

REFERENCES

- Agosta, E. A. y Compagnucci, R. H., 2012. Central-West Argentina summer precipitation variability and atmospheric teleconnections. *Journal of Climate*, vol. 25, no 5, p. 1657-1677.
- Bjerknes, J., 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820-829.
- Bjerknes, J., 1969. Atmospheric teleconnection from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172.
- Boyin H., Banzon, V. F., Freeman, E., Lawrimore, J., Liu, W., Peterson, T. C., Smith, T. M., Thorne, P. W., Woodruff, S. D., y Zhang, H., 2015. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), Version 4. [indicate subset used]. NOAA National Centers for Environmental Information. *Journal of climate*, 2015, vol. 28, no 3, p. 911-930.
- Cazes-Boezio, G., Robertson, A. W., y Mechoso, C. R., 2003. Seasonal Dependence of ENSO Teleconnections over South America and Relationships with Precipitation in Uruguay. *Journal of Climate* vol 16. no 8, p. 1159-1176.
- Enfield, D.B., Mestas, A.M., Mayer, D.A., y Cid-Serrano, L., 1999. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *JGR-O*, 104, 7841-7848.
- González, M. H., y Flores, O. K., 2010. Análisis de la precipitación en la llanura chaqueña argentina y su relación con el comportamiento de la circulación atmosférica y las temperaturas de la superficie del mar. *Meteorológica*, 35(2), 53-66.
- Graeme D.R., 2006. The unequal variance t-test is an underused alternative to Student's t-test and the Mann-Whitney U test. *Behavioral Ecology*, Volume 17, Issue 4, pages 688-690.
- Green P. J. y Silverman B. W., 1993. *Nonparametric Regression and Generalized Linear Models: A roughness penalty approach*. Chapman y Hall, 184 pages.
- Grimm, A. M., Barros, V. R., y Doyle, M. E., 2000. Climate variability in southern South

- America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of climate*, vol. 13, no 1, p. 35-58.
- Hoffmann, J. A. J., 1992. The continental atmospheric pressure and precipitation regime of South America. *Erdkunde*, vol. 46, p. 42-51.
- Hurtado S. y Agosta E. A., 2015. Comparación de la precipitación derivada de satélite (TRMM) y de ERA-Interim en una zona de la provincia del Chaco. CONGREMET XII.
- Kahle D. y Wickham H., 2013. ggmap: Spatial Visualization with ggplot2. *The R Journal*, 5(1), 144-161. URL <http://journal.r-project.org/archive/2013-1/kahle-wickham/>
- Kalnay E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... y Zhu, Y., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Kistler, R., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Kalnay, E., ... y van den Dool, H. (2001). The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological society*, 82(2), 247-267.
- Lau, N., Nath, M. J., 1996. The role of the "atmospheric bridge" in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *Journal of Climate*, vol. 9, no 9, p. 2036-2057.
- Liebmann B. y Smith C.A., 1996. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 1275-1277.
- Lichtenstein, E. R., 1980. La Depresion del Noroeste Argentino (The Northwestern Argentina Low). Ph.D. dissertation, University of Buenos Aires, 223 pp
- Lilliefors, W.H., 1967. On the Kolmogorov-Smirnov Test for Normality with Mean and Variance Unknown. *Journal of the American Statistical Association*, Volume 62, Issue 318, Pages 399-402.
- Lübbecke, J.F., Burls N.J., Reason C.J.C., y McPhaden M.J., 2014. Variability in the South Atlantic Anticyclone and the Atlantic Niño Mode. *Journal of Climate*, vol 27 , 8135-8150.
- Mo K.C. y Ghil M., 1987. Statistics and dynamics of persistent anomalies. *J. Atmos. Sci.* 44, 877-901.
- Penland, C., Sun, D.Z., Capotondi, A., y Vimont, D.J., 2010. A brief introduction to The Niño and La Niña 53-64 en *Climate Dynamics: Why does climate vary?*, editors: De-Zheng Sun y Frank Bryan. American Geophysical Union, 2010 216pp.
- R Development Core Team, 2008. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, URL <http://www.R-project.org>.
- Richman, M. B., 1986. Rotation of principal components. *Journal of climatology*, 6(3), 293-335.
- Salio, P. M., 2002. Caracterización de eventos de corriente en chorro en capas bajas de la atmósfera en base a reanálisis y la precipitación asociada en el Sudeste de Sudamérica. Ph.D. dissertation, University of Buenos Aires.
- Seager, R., Harnik, N., Kushnir, Y., Robinson, W., & Miller, J., 2003. Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability. *Journal of Climate*, 16(18), 2960-2978.
- Seluchi, M. E., Seluchi, M. E., Saulo, A. C., Nicolini, M., y Satyamurty, P., 2003. The northwestern Argentinean low: A study of two typical events. *Monthly Weather Review*, vol. 131, no 10, p. 2361-2378.
- Swadhin, K.B., y Yamagata, T., 2015. Indo-Pacific Climate Variability and Predictability. *World Cientific*, 324p .
- Schwerdtfeger, W., 1976. World survey of climatology volume 12: climates of Central and South America. Elsevier Scientific Publishing Company Amsterdam.
- 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.
- Vera C., Higgins W., Amador J., Ambrizzi T., Garreaud R., Gochis D., Gutzler D., Lettenmaier D., Marengo J., Mechoso C. R.

Nogues-Paegle J., Dias P. L. S., y Zhang C, 2006. Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of climate*, vol. 19, no 20, p. 4977-5000.

Wilks, D.S., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Elsevier, 628pp

Wickham H., 2009. *ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis*. Springer-Verlag New York.

Yamamoto, R., Iwashima, Y., y Sanga, T., 1986. An analysis of climatic jump. *J. Meteor. Soc.*

Japan, Volume 64, pages 273–280.

Yamamoto, R., Iwashima T. y Sanga N.K., 1987: Detection of the Climatic Jumps, Presented at XIX IUGG General Assembly, Vancouver.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.