

VARIACIONES EN BAJA FRECUENCIA DE LA PRECIPITACIÓN ESTACIONAL EN LA REGIÓN PAMPA AMARILLA Y POSIBLES FORZANTES

Germán Russián^{1,3}, Eduardo Agosta^{2,4} y Rosa Compagnucci^{3,4}

¹Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires, Argentina

²Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas e Ingeniería, Pontificia Universidad Católica Argentina,
Buenos Aires, Argentina

³Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

⁴Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 20 de enero de 2014, en su versión final el 10 de junio de 2014)

RESUMEN

Se estudia el ciclo anual de precipitación en la región Pampa Amarilla (RPA). La mayor parte de la RPA presenta máximo en marzo, seguido de noviembre y diciembre, y mínimo en invierno. El acumulado octubre-marzo (verano) resulta significativamente distinto al acumulado abril-septiembre (invierno). Se analizan las variaciones, tendencias y cambios de las series temporales en verano e invierno. Las series más largas seleccionadas sobre el centro y norte de La Pampa, muestran cambio positivo y significativo por tendencia lineal, del orden del 44 % de la media regional en verano. Tras una prolongada sequía (1930-1950) el cambio estival irrumpe en la década de los setenta (centro-norte de La Pampa), y en la década de los sesenta (centro-este de La Pampa). Este cambio brusco ha producido una larga fase húmeda extendida hasta comienzos de los dos mil. El cambio de la década del setenta puede estar asociado al cambio de las condiciones medias de la Temperatura superficial del mar (TSM) del Pacífico central ecuatorial. Para el período de prolongada fase húmeda (1969-2009) en el sector centro y norte de la RPA hay un aumento (disminución) de las precipitaciones de verano (invierno) mientras que hacia el centro-sudoeste de la RPA, los cambios son negativos y significativos. La exploración de la circulación troposférica y la TSM revela que la variabilidad interanual de la precipitación está modulada por teleconexiones remotas trópico-extratropical. Se descarta cualquier posible relación con el Modo Anular del Sur. En verano, el mecanismo de interacción es la modulación de la corriente en chorro subtropical en el Pacífico Sur hacia Sudamérica, generada por anomalías en la circulación de la celda de Hadley sobre el Pacífico ecuatorial central. El mecanismo podría estar asociado a la baja y la alta frecuencia del fenómeno El Niño. En invierno, la teleconexión está dada por la propagación de ondas cuasi estacionarias de Rossby desde la región ecuatorial del Pacífico occidental. Los centros de acción en las inmediaciones de Sudamérica generan una perturbación del tipo bloqueo en los oestes a lo largo del meridiano 80°O. Se plantean y discuten otros posibles forzantes.

Palabras clave: Precipitación, teleconexión atmósfera-océano, Pampa Amarilla, Centro de Argentina, El Niño-Oscilación del Sur

LOW FREQUENCY VARIATIONS OF SEASONAL PRECIPITATION IN THE 'PAMPA AMARILLA' REGION AND POSIBLE FORCINGS

ABSTRACT

The annual cycle of precipitation in the 'Pampa Amarilla' region (RPA), in Central Argentina, is studied. Most of the RPA has maximum in March, followed in November and December and minimum in winter. The accumulated from October to March (summer) is significantly different from the accumulated from April to September (winter). Variations, trends and changes of the time series in these two seasons were analyzed. On the central and northern La Pampa Province, selected long time series show significant positive linear-trend change of about 44% of the regional average in summer. After a prolonged drought (1930-1950) the summer shift burst in the seventies (north- central La Pampa), and in the sixties (east-central La Pampa Province). This sudden change has produced a long extended wet phase until the early two thousands. The Seventies shift may be associated with the change in the average conditions of the sea surface temperature (SST) of equatorial central Pacific. For the prolonged wet phase (1969-2009) in central and northern RPA there is an increase (decrease) in summer (winter) precipitation while towards central southwestern RPA, the changes are negative and significant. Exploring the tropospheric circulation and SST reveals that the interannual variability of precipitation is modulated by remote tropic-extratropic teleconnections. Any connection with the Southern Annular Mode is discarded. In summer, the interaction mechanism is the modulation of the subtropical jet stream in the South Pacific toward South America, caused by circulation anomalies of the Hadley cell over the central equatorial Pacific. The mechanism could be associated with the lower and higher frequency of El Niño phenomena. In winter, the teleconnection is given by propagation of quasi-stationary Rossby waves from the equatorial region of the western Pacific. The centers of action in the surroundings of South America generate a blocking-like perturbation of the westerlies along the meridian 80°W. Other possible forcings are raised and discussed. *Keywords: Precipitation, atmospheric-oceanic teleconnection, Pampa Amarilla, Central Argentina, The El Niño-Southern Oscillation*

1. INTRODUCCIÓN

La precipitación es una de las variables climáticas más importantes para entender tanto el comportamiento del sistema climático en sí mismo, como también la relación de éste con el desarrollo y evolución de las actividades humanas en una región particular. Desde mediados del siglo XIX, Argentina se ha mostrado hacia el mundo como un país cuya economía está basada netamente en un modelo agroexportador. Con el correr de los años, si bien fueron cambiando y/o rotando los cultivos y las zonas favorables para la producción agropecuaria según la dependencia

a las condiciones del clima, la actividad continúa en franco crecimiento, tanto a nivel comercial como tecnológico, siendo el motor principal de la economía nacional.

La región de nuestro interés está localizada al norte de la Patagonia argentina y se la conoce como Región Pampa Amarilla (RPA). Ella comprende principalmente la Provincia de La Pampa, e incluye el límite sur de la Provincia de Mendoza, parte de la Provincia de Río Negro y el límite este de la Provincia de Neuquén (aproximadamente 34°S-42°S y 70°O- 61°O. Ver Fig. 1). La región, principalmente respecto a la

precipitación, se localiza en un área de transición. El clima característico hacia el sudoeste de la RPA es semiárido frío (clima tipo Bsk de la clasificación climática mundial actualizada de Köppen-Geiger. Kottek y otros, 2006), debido a que las masas de aire húmedo provenientes desde el Pacífico hacia el continente, al cruzar los Andes patagónicos de oeste a este descienden secas. Mientras que hacia norte-noreste de la región, el clima dominante es templado húmedo con veranos cálidos (clima tipo Cfa de la clasificación climática mundial actualizada de Köppen-Geiger. Kottek y otros, 2006).

La circulación media de tropósfera de capas bajas sobre el área de estudio está controlada por el límite austral de la influencia relativa del flanco sudoeste del anticiclón semipermanente del Atlántico Sur (AAS) y del flanco sudeste del anticiclón semipermanente del Pacífico Sur (APS), y por el límite boreal de los oestes (Schwerdtfeger, 1976, Hoffmann, 1992). En niveles altos de la tropósfera la región se encuentra bajo el dominio de los oestes a lo largo de todo el año (Doyle, 2002). Nótese que los oestes de latitudes medias sintetizan de alguna manera el comportamiento medio de la perturbaciones transientes baroclínicas (actividad sinóptica ciclónica/anticiclónica) del Hemisferio Sur (Salby 2012). Por otra parte los oestes están modulados por teleconexiones atmosférico-oceánicas remotas trópico-extratropical en escalas que van desde la intraestacional a la interanual (Lau y Nath, 1996, Mo 2000), entre otros procesos de baja frecuencia tales como ser el Modo Anular del Sur de variabilidad de la circulación troposférica de altas latitudes (MAS, Marshall, 2003; White 2004). Asimismo la dinámica de los anticiclones subtropicales está controlada por las variaciones en la circulación de Hadley (expansión/debilitamiento. Bjerkness 1966, 1969, Lau y Nath, 1996). Estos mecanismos atmosféricos globales de conexión remota confluyen en el sur de Sudamérica con características diferentes tanto en las variaciones del transporte de humedad como en las condiciones dinámicas que producen precipitación (Taschetto y Ambrizzi, 2011). En

consecuencia, el área de estudio que es altamente sensible a las variaciones en baja frecuencia de estos potenciales mecanismos físicos, tiene una economía agropecuaria que resulta altamente vulnerable a los cambios climáticos bruscos inducidos por ellos (Viglizzio y Frank, 2006).

Existen varios trabajos que analizaron la variabilidad temporal en baja frecuencia de la precipitación en diversas regiones de Argentina, incluyendo en parte la RPA. Krepper y otros (1989) estudiaron el sector sudoeste de la provincia de Buenos Aires y parte del noreste de la RPA y mostraron que de norte a sur se debilita la intensidad de los máximos equinocciales que dominan el ciclo anual en el período 1947-1976. En un estudio de los totales anuales de precipitación para el cono sur de Sudamérica, Minetti y Vargas (1998) consideraron algunas pocas estaciones dentro del RPA. Los autores encuentran para la región un brusco aumento significativo de poco más de un 30 % en la década de los sesenta, correspondiente al este de la actual RPA y oeste de la provincia de Buenos Aires. Posteriormente, Minetti y otros (2003), regionalizando por componentes principales las precipitaciones anuales de Argentina y Chile para el período 1930-1999, identifican una región (región III) que abarca enteramente a la RPA, donde encontraron una tendencia positiva para todo el período.

Estos resultados son corroborados por trabajos de otros autores que han encontrado tendencias positivas de la precipitación durante la segunda mitad del siglo XX en todo el área subtropical del este de Argentina, al norte de 40°S, que han corrido las isohietas hacia el sudoeste, aumentando significativamente la precipitación en la porción norte y este de la RPA al menos hasta comienzos de la década de los dos mil (Barros et al, 1996, 2000; Minetti et al, 2003; Liebmann et al, 2004; Boulanger et al, 2005; Haylock et al., 2006, Russián y otros 2010, Pérez y Sierra 2012). Estas tendencias regionales han sido atribuidas a diversos procesos, tales como el calentamiento global debido a gases de efecto invernadero (Haylock y otros 2006), cambios

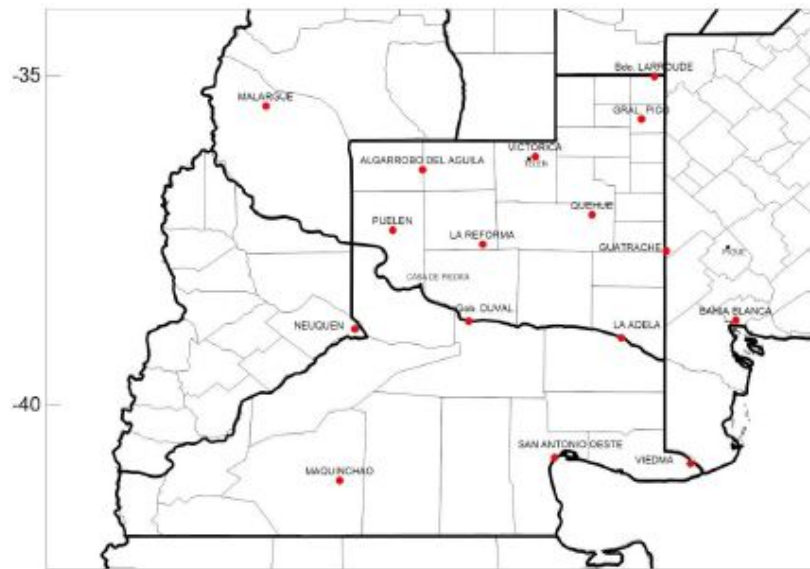


Figura 1: Mapa de la región Pampa Amarilla (RPA) de Argentina (33°S - 42°S y 60°O - 72°O) con las 16 estaciones seleccionadas para este estudio.

en los procesos remotos de baja frecuencia de la interacción atmósfera-océano (Agosta y Compagnucci 2012), y/o desplazamientos hacia el sur del AAS, el cual transporta humedad desde latitudes tropicales hacia Argentina subtropical (Agosta y Compagnucci, 2008). Actualmente es tema de debate entender cómo el incremento de gases de efecto invernadero, al cambiar la temperatura global de equilibrio, puede llegar a afectar tanto las principales teleconexiones que impactan diversamente en distintas partes del globo (El Niño Oscilación del Sur –ENOS–, MAS, etc.) como la expansión hacia mayores latitudes de la rama descendente de la celda de Hadley y el consecuente desplazamiento de los cinturones anticiclónicos subtropicales (Rosenlof y otros, 2013).

Por otro lado, el sector norte-noroeste de la RPA linda con el sur de la región Centro Oeste (RCO). La variabilidad interanual de la precipitación en ella fue analizada por Agosta y otros (1999), quienes mostraron la existencia de fluctuaciones significativas de baja frecuencia en bandas subdecadales y bidecadal (cuasi-ciclo de 18 años) a lo largo del siglo XX. Agosta (2013), mostró que el ciclo bidecadal de la precipitación está vinculado con la influencia

lunar a través del ciclo nodal de 18,6 años. Compagnucci y otros (2002), encontraron que la precipitación en la RCO presenta un aumento significativo en torno a 25 % desde comienzos de los setenta, la cual se relaciona con el transición climática de 1976/77 originada por cambios en la temperatura superficial del mar del Pacífico ecuatorial (Ebbesmeyer y otros 1992, Agosta y Compagnucci 2008a y 2012). La prolongada fase húmeda se ha extendido hasta comienzos de la década del dos mil (Agosta y Compagnucci, 2012). En Agosta y Compagnucci (2008b), se muestra que la precipitación de la RCO se relaciona directamente con la precipitación en la RPA, previo a la transición climática de 1976/77. Posteriormente, la relación entre ambas regiones se desvanece. Por otra parte, Compagnucci y Agosta (2008), mostraron que tanto para la escala interanual como en menores escalas no hay vinculación entre las condiciones de temperatura superficial del mar en la cuenca del Pacífico ecuatorial (región ENOS) y la precipitación en la RCO.

Hacia el sur, la RPA limita con la Patagonia argentina. Aravena y Luckman (2009) analizaron las tendencias de los patrones principales de la precipitación en el período 1950-2000. Los

autores encuentran en general una disminución de la precipitaciones en el noroeste y el centro de la Patagonia, hallándose el cambio negativo relacionado con el debilitamiento de los oestes por la tendencias observada en el MAS en la segunda mitad del siglo XX.

A pesar de la abundante literatura sobre tendencias y cambios, sin embargo, los mecanismos remotos que influyen en la variabilidad interanual de la precipitación en la RPA permanecen aún sin ser suficientemente dilucidados. En consecuencia, la siguiente investigación tiene como objetivo explorar la relación de la variabilidad en baja frecuencia de la precipitación en RPA con la circulación troposférica y la temperatura superficial del mar a fin de esclarecer los posibles procesos atmosférico-oceánicos de la gran escala que fuerzan la precipitación regional, aspectos que hasta el presente no han sido objeto particular de estudio. Para ello se caracterizará, en primer lugar, el régimen de precipitación a lo largo del ciclo anual de las estaciones meteorológicas en la región. Luego se analizará la posibilidad de subregionalización de la precipitación y posteriormente se examinará las variaciones interanuales de la circulación de tropósfera y la TSM, relacionadas con la precipitación estacional en las subregiones.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Datos de precipitación

En este estudio se emplearon datos de precipitación total mensual de 16 estaciones meteorológicas provistas por el banco de datos del Servicio Meteorológico Nacional (6 estaciones principales y 1 estación secundaria) y por la Administración Provincial del Agua del Gobierno de La Pampa (disponible en <http://www.apa.lapampa.gov.ar/lluvias.html> -10 estaciones principales y 2 secundarias) en el mayor periodo disponible de cada una de ellas (Tabla I).

El sector centro-norte de La Pampa presenta una gran densidad de estaciones meteorológicas,

Estaciones principales				
Estaciones	Latitud (°S)	Longitud (°O)	Altura (m)	Registro
(1) Bernardo Larroude *	35° 01'	63° 33'	133	1921-2009
(2) Malargüe **	35° 28'	69° 36'	1753	1967-2009
(3) General Pico *	35° 40'	63° 45'	138	1921-2009
(4) Victorica *	36° 14'	65° 24'	297	1921-2009
(5) Algarrobo del Águila *	36° 23'	67° 10'	427	1962-2009
(6) Quehúe *	37° 07'	64° 31'	265	1921-2009
(7) Puelén *	37° 21'	67° 37'	478	1962-2009
(8) La Reforma *	37° 34'	66° 13'	260	1962-2009
(9) Guatraché *	37° 40'	63° 22'	150	1921-2009
(10) Bahía Blanca **	38° 43'	62° 16'	99	1950-2009
(11) Gob. Duval *	38° 44'	66° 26'	244	1962-2009
(12) Neuquén **	38° 58'	68° 03'	396	1950-2009
(13) La Adela *	38° 59'	64° 04'	109	1960-2009
(14) Viedma **	40° 51'	62° 58'	9	1969-2009
(15) San Antonio oeste **	40° 44'	64° 57'	19	1959-2009
(16) Maquinchao **	41° 14'	68° 42'	940	1950-2009
Estaciones secundarias				
Telen *	36°16'	65°29'	296	(5)
Pigüé **	37°36'	62°24'	250	(10)
Casa de Piedra *	38°14'	67°11'	316	(7)

Tabla I: Estaciones principales para el análisis de la RPA argentina (Fig. 1), y estaciones secundarias utilizadas para la interpolación.

* Estaciones provistas por la Asociación Provincial del Agua

** Estaciones provistas por el Servicio Meteorológico Nacional

cuyos registros comienzan en 1921. De ellas se seleccionaron 5 estaciones representativas de esa área a fin de mantener lo más homogéneamente posible la distribución espacial de las estaciones meteorológicas en toda la región de estudio, dado que presenta baja densidad de estaciones hacia el centro, sur y oeste. De no realizar esta corrección el análisis espacio-temporal realizado estará sesgado hacia aquellas áreas con mayor información. La estación Viedma, en la provincia de Río Negro, provista por el Servicio Meteorológico Nacional, es la que presenta la menor cantidad de años de registro, con 40 años de datos (1969-2009).

En los casos con datos faltantes en los registros se completaron las series de acuerdo a dos metodologías: valor medio del mes en cuestión o interpolación mediante regresión lineal, con

ajuste por cuadrados mínimos, a partir de alguna estación secundaria cercana. El criterio que se tuvo en cuenta para elegir uno u otro método está relacionado netamente con la disponibilidad de alguna estación cercana a la incompleta.

El ciclo anual para cada estación meteorológica se analizó con inspección visual de la marcha anual de los promedios mensuales calculados sobre todo el registro de cada estación, identificando los meses de mínimos y máximos. La estacionalidad verano/invierno se determinó a través del test de diferencia de medias y de desvío estándar comparando el semestre cálido (acumulado de precipitación entre octubre y marzo, verano) y el semestre frío (acumulado de precipitación entre abril y septiembre, invierno), con aplicación de los test t de Student y F de Fisher, respectivamente (Wilks 2010). Para cada estación meteorológica se calculó la serie temporal para la estación cálida y la estación fría. Para cada una de las series temporales estacionales se estimaron algunos estadísticos básicos (media, desvío estándar, máximo, mínimo, entre otros).

2.2. Análisis de series temporales

Las series temporales se muestran tipificadas, es decir, expresadas como la razón entre el apartamiento del valor de la serie respecto de su media y el desvío estándar, usando como base el período completo de cada serie temporal o el período común 1969-2009, según el análisis. Para determinar los cuasi ciclos dominantes en cada serie, se aplicó el análisis espectral de Fourier siguiendo a Blackman-Tukey, utilizando una ventana de Hamming sobre los datos (Jenkins y Watts 1968, Wilks 2010). La hipótesis del “continuo nulo” (hipotético espectro teórico ya sea de ruido “rojo” o “blanco”) corresponde a un proceso de Markov de primer orden o modelo de autocorrelación de lag-1 (Panosky y Brier 1958, Mitchell y otros 1996). Asimismo, se utilizó una función Gaussiana de filtro paso-bajo recursivo de 9 términos con ventana de Hamming (Mitchell y otros 1996, Canavos 2003) para suavizar las series temporales y retener las ondas mayores a 9 años. Cabe destacar que si

alguna de las estaciones analizadas presentaba tendencia significativa por lo menos al 90 % en alguno de sus semestres, la misma se filtró previamente al análisis espectral. Las tendencias lineales se estimaron por cuadrados mínimos y su significancia se evaluó a través del coeficiente de correlación lineal convencional (Önöz 2003). El mismo modelo de regresión lineal fue empleado para estimar los cambios por tendencias en las series temporales.

El análisis de la coherencia de fase en baja frecuencia entre las series temporales estacionales junto con la estimación de la correlación cruzada, mediante el coeficiente de correlación simple de Pearson (Canavos 2003) se usó para subregionalizar la región y obtener índices de precipitación estacional apropiados (ver Resultados). Los índices se obtuvieron a través del promedio areal del valor estacional tipificado, promediando los valores de todas las series sin filtrar de las estaciones meteorológicas dentro de una subregión.

2.3. Datos de circulación troposférica y otras variables

Se usaron reanálisis mensuales equi-espaciados en 2,5° de latitud y longitud, de altura geopotencial en 850hPa (H850), 500hPa (H500) y 300hPa (H300), la función corriente (PSI) en los niveles σ 0,8458 y 0,2582; y de la temperatura superficial del Mar (TSM), provistos por el Reanalysis I del NCEP/NCAR (disponible en <http://www.cdc.noaa.gov>, Kalnay et al., 1996). A partir de estos datos se determinó la relación entre la precipitación en RPA y la circulación troposférica y las TSM por medio de campos de correlación simple entre estas variables y las series estacionales de los índices de precipitación. Los campos se testearon con el test univariado correspondiente a la correlación simple (Canavos 2003). Las áreas de correlación significativa, por ejemplo, sobre el campo de PSI, se indican en el texto como centros de acción del campo de PSI en relación a la precipitación en la RPA. Es decir, los centros de acción manifiestan amplitudes del campo

de PSI asociadas con la precipitación. Además, se utilizan índices atmosféricos-oceánicos, tales como el IOS (Índice de Oscilación del Sur), Niño 1+2, Niño 3, Niño 4 y el Niño 3.4 (disponibles en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list>). También se utiliza un índice del Modo Anular del Sur (IMAS) diseñado por Marshall (2003) a partir de observaciones de presión en superficie (Disponible en <http://www.antarctica.ac.uk/met/gjma/sam.html>).

3. RESULTADOS

3.1. Ciclo anual de la precipitación

La Figura 2 muestra sintéticamente el ciclo anual para las estaciones individuales de la región, calculado a partir del registro completo de cada estación meteorológica. De ella es evidente que el régimen anual de precipitación muestra un indiscutible cambio entre el sector noreste y el sector sur-sudoeste de la RPA (Fig. 2). Las mayores precipitaciones ocurren en la porción norte y este, en el límite con la Pampa Húmeda y presentan un marcado ciclo anual con mínimos en el período invernal y máximos en la estación cálida, con valores preponderantes en el mes de marzo y primavera tardía (noviembre y diciembre). Hacia el sector noroeste, las precipitaciones disminuyen, y en Malargüe (2) los valores son similares para todos los meses, dándose la excepción de un relativo máximo invernal, al igual que en Maquinchao (16) en el extremo sur de la RPA. Cabe destacar que la estación de Malargüe al encontrarse a más de 1500 m de altitud en una zona precordillerana, y la de Maquinchao al encontrarse en medio de la estepa patagónica, sus valores medios, especialmente en el semestre frío están marcados por la ocurrencia de algunas nevadas. También se observan valores menores de precipitación a lo largo del ciclo anual en el centro de la RPA: Gobernador Duval (11), Neuquén (12) y sur, Viedma (14) y San Antonio Oeste (15), donde se mantiene la característica de la región, en la que los valores del semestre cálido son mayores que en el frío.

La Tabla II muestra para cada una de las estaciones meteorológicas algunos estadísticos básicos (media, desvío estándar, máximo y mínimo, diferencia de medias, diferencia de desvío estándar, entre otros) de las series de acumulados de precipitación para la estación cálida y la estación fría. Una comparación pormenorizada de la Tabla II revela que para 13 estaciones de las 16 analizadas, la diferencia del valor medio de precipitación acumulada en la estación cálida respecto de la estación fría es significativamente distinta. La relación es aún mayor para la diferencia del desvío estándar (15 de 16 estaciones). Por tanto, al interior de la RPA existe una marcada estacionalidad verano/invierno que puede ser indicativa de la existencia de distintos procesos dinámicos y termodinámicos climáticos que influyen en la precipitación. Por consiguiente, en lo que sigue el análisis se centrará en las series temporales de los acumulados de precipitación estacional.

3.2. Campos medios de la precipitación estacional

La Figura 3 muestra los campos de valor medio (panel a), desvío estándar (panel b) y coeficiente de variación (panel c) de la precipitación acumulada para el semestre cálido (panel izquierdo) y el semestre frío (panel derecho) en toda la región calculados en el período 1969-2009. En la Fig. 3a se observa que los valores medios más elevados tanto en invierno como en verano se localizan en el norte-noreste de la región, como se mencionó anteriormente. Un rasgo distintivo del verano respecto al invierno es el mayor gradiente a lo largo de la transecta SO-NE. Respecto al desvío estándar (Fig. 3b) durante el semestre frío se observa un máximo hacia el este de la RPA, en especial en las estaciones Guatraché (9) y Bahía Blanca (10). A medida que nos desplazamos hacia el sur-sudoeste, sin importar qué semestre estemos analizando, el desvío estándar va disminuyendo, hasta alcanzar un valor mínimo en Maquinchao (16), con 55,1 mm para el semestre cálido y 39 mm para el frío. Los coeficientes de variación de la precipitación acumulada (Fig.

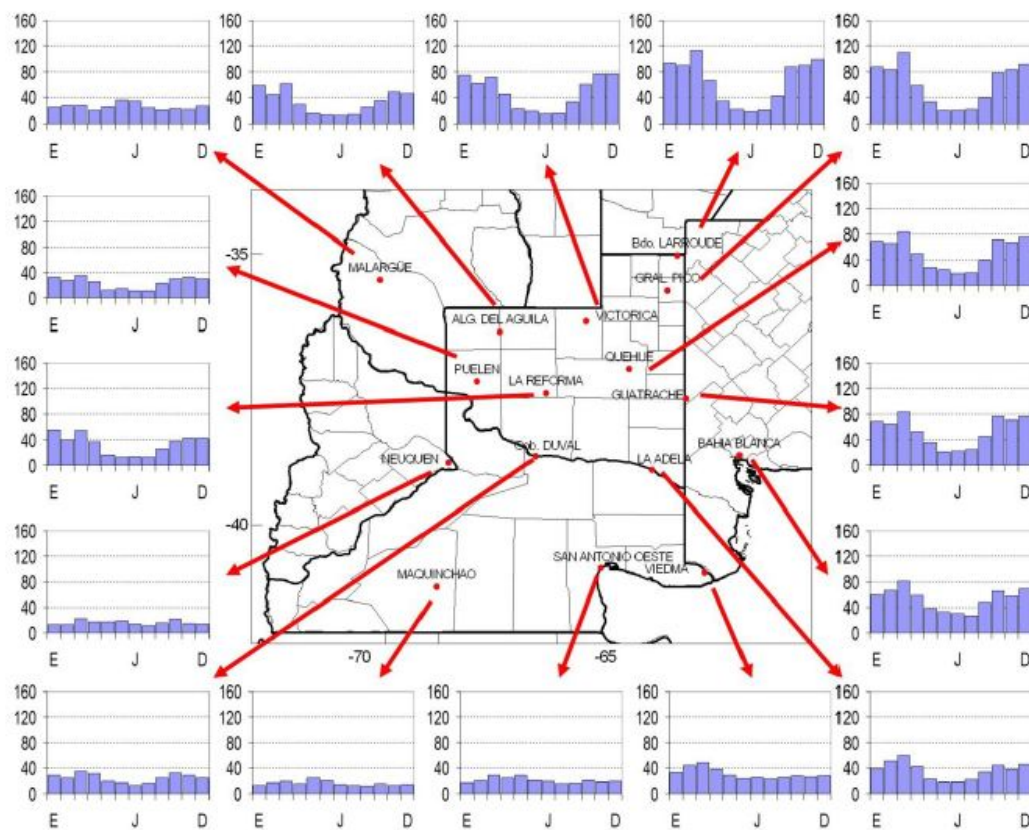


Figura 2: Ciclo anual de la precipitación de todas las estaciones de la RPA para el período. Promedios mensuales calculados sobre todo el período disponible en cada estación meteorológica de la Tabla I.

3c) tanto para el semestre cálido como para el frío muestran valores más altos, superiores a 0,5, hacia el sudoeste de la región en verano, con un gradiente hacia el noreste. Durante el invierno los valores más altos se registran en el oeste de la región con un gradiente radial hacia el resto de la región. Esta característica es indicativa de que en las zonas de menores acumulados pluviométricos, las variaciones interanuales extremas de precipitación son más intensas, tanto en verano como en invierno.

3.3. Tendencias y cambios

3.3.1. Estaciones meteorológicas de registro largo

La Figura 4 muestra las series temporales tipificadas de precipitación estacional para las

cinco estaciones meteorológicas de máximo registro (1921-2009) que fueron seleccionadas para este estudio, junto con sus series suavizadas y las curvas de tendencia lineal. La exploración visual de la evolución temporal interanual y de menor frecuencia de la precipitación estacional para la estación Bernardo Larroudé (1) evidencia un cambio hacia la década de los setenta, con una mayor ocurrencia de secuencias de eventos húmedos. El cambio es manifiesto para la serie temporal del semestre cálido. Previo a ello, desde la década del treinta hasta finales de los sesenta hay mayor cantidad de eventos secos que determinan una prolongada fase seca. Para el semestre cálido hay una tendencia positiva y significativa (para un $\alpha = 0,01$) para todo el registro que se expresa en un cambio de +202 mm (+35 % respecto de la media) en el período 1921-2009. En el

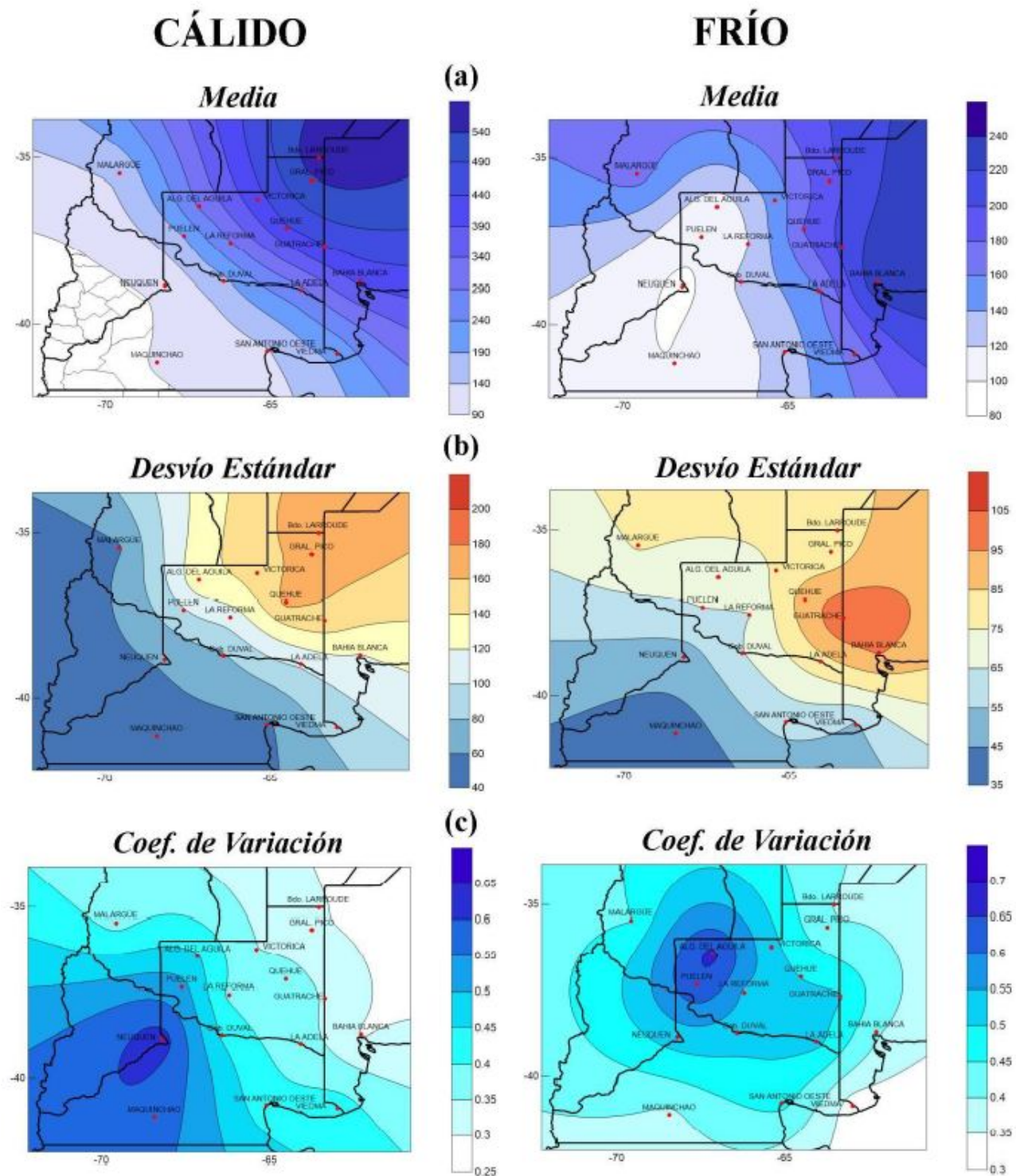


Figura 3: Campo de valores medios (panel a), desvíos estándares (panel b) y del coeficiente de variación (panel c) de precipitación para el semestre cálido (panel izquierdo) y para el semestre frío (panel derecho). Interpolación por método “Ordinary Kriging” (Websters Burgess 1980). Hacia los bordes de la región, donde no hay estaciones de interpolación, los valores interpolados no son representativos.

	N	Verano				Invierno				Dif. medias	Dif. desvíos
		Máximo	Mínimo	Media	Desvío	Máximo	Mínimo	Media	Desvío		
Bernardo Larroude	88	1065 (1983)	195 (1948)	572,2	174,2	405 (2001)	55 (1937)	202,2	80,7	370 (***)	93,4 (***)
Malargüe	42	253,1 (1991)	57,6 (1988)	151,4	57,9	401,4 (1982)	62,3 (1985)	169,4	76,0	-18,0 (**)	-18,1 (**)
Gral. Pico	88	871,1 (1985)	177 (1938)	531,9	161,7	416 (1946)	61 (1935)	190,0	77,2	341,9 (***)	84,4 (***)
Victorica	88	824 (1925)	134 (1937)	420,7	147,8	349 (1977)	16 (1935)	147,4	76,0	273,2 (***)	71,8 (***)
Algarrobo del Águila	47	693 (1999)	71 (1971)	296,5	135,0	270 (1984)	2 (1970)	107,2	71,0	189,3 (***)	63,9 (***)
Quehué	88	812 (1977)	101 (1971)	434,7	164,4	468 (1946)	31,5 (2009)	181,2	90,3	253,5 (***)	74,1 (***)
Puñen	47	432 (1977)	28 (1966)	190,9	98,5	273 (1984)	6 (1995)	100,8	65,1	90,1 (***)	33,3 (***)
La Reforma	47	569 (1972)	104,5 (2008)	278,7	108,5	270 (1975)	8 (1970)	119,6	64,8	159,0 (***)	43,7 (***)
Guatraché	88	978 (1976)	198 (1938)	440,0	152,1	515 (1982)	53 (1942)	204,9	103,2	235,0 (***)	48,9 (***)
Bahía Blanca	59	717,9 (1976)	199,6 (1970)	400,8	119,2	470 (1992)	59,2 (1995)	235,2	95,7	165,6 (***)	23,5 (*)
Gobernador Duval	47	367 (1969)	56 (1981)	176,5	78,0	277 (2000)	17 (1968)	124,9	64,7	51,6 (***)	13,2 (*)
Neuquén	59	381,3 (1974)	6,5 (2009)	100,8	62,8	247,1 (1999)	31,7 (1995)	96,1	50,4	4,7 (*)	12,3 (*)
La Adela	49	470 (1978)	52 (1971)	278,5	102,7	374 (1984)	25 (2006)	159,3	82,0	119,2 (***)	20,6 (**)
Viedma	40	389,3 (1984)	45,5 (1987)	205,7	87,7	327,1 (2001)	88,6 (2009)	167,9	54,1	37,8 (**)	33,5 (***)
San Antonio O	50	299,6 (1996)	59 (2000)	136,8	57,4	291,6 (2000)	37,3 (1968)	128,1	59,5	8,7	-2,1
Maquinchao	59	255,4 (1996)	20,7 (1990)	94,9	55,1	201,4 (1982)	38,2 (1989)	100,4	39,0	-5,5	16,1 (***)

Tabla II: Cantidad de datos (N), valores Máximo y Mínimo (y año de ocurrencia), Media, Desvío estándar, diferencia (Dif.) de medias y de desvíos estándares (verano menos invierno), para las series temporales de precipitación acumulada, en Verano e Invierno para las estaciones meteorológicas en la RPA. (*) Significancia del 90 %, (**) Significancia del 95 %, (***) Significancia del 99 %. Unidades en mm.

semestre frío, se destacan anomalías positivas consecutivas durante toda la década de los noventa, algunas superando las dos unidades del desvío estándar, aunque luego durante la década del dos mil hay mayor frecuencia de eventos secos (anomalías negativas). La tendencia en todo el registro es ligeramente positiva aunque no significativa. En la estación General Pico, para el semestre cálido desde el comienzo del registro hasta inicios de la década de los setenta hay mayor frecuencia de valores por debajo de la media, evidenciado un prolongado período seco. Posteriormente, se observa un mayor número de eventos húmedos, provocando un prolongado período húmedo hasta comienzos del dos mil. Este comportamiento manifiesta un

quiebre o un salto en torno al verano 1972/73. El efecto neto es el de una tendencia positiva y significativa ($\alpha = 0,01$) que arroja un cambio de +282mm (+53 % respecto de la media) en el período 1921-2009. En cuanto al semestre frío, si bien muestra un comportamiento a largo plazo similar al del período estival, hay una mayor variabilidad interanual que genera, por ejemplo, la notoria anomalía positiva de 1946 (416 mm, casi 3 veces el desvío estándar). La tendencia en todo el registro es ligeramente positiva aunque no significativa. Es posible inferir un cambio de positivo a negativo en el signo de la tendencia en la década de los dos mil para ambos semestres, aunque aún resulta imposible cuantificarla estadísticamente por los

escasos años que transcurrieron posteriormente al cambio. En la estación Victorica para el semestre cálido se observa que hasta la década del setenta hay mayor cantidad de eventos secos, aunque está altamente destacado el valor máximo durante la década del veinte. Luego, hacia finales del siglo XX dominan los valores positivos de anomalía de precipitación. Estos cambios de baja frecuencia se reflejan en una tendencia positiva y significativa (para un $\alpha = 0,01$) que da un cambio de +148mm (+35 % respecto de la media) en todo el registro. En cuanto al semestre invernal, hay una propensión a valores por encima de la media a partir de 1977 hasta mediados de la década del dos mil. Previamente se aprecian periodos secos/húmedos en baja frecuencia alternantes. La tendencia en todo el registro es ligeramente positiva aunque no significativa. Al igual que para General Pico, se puede inferir un cambio en el signo de la tendencia en la década de los dos mil tanto en invierno como en verano, aunque tampoco es posible cuantificarla estadísticamente. En Quehué, para el semestre cálido entre las décadas del veinte y el sesenta hay una mayor frecuencia de valores negativos, relacionados a eventos más secos. A partir de mediados de los setenta este comportamiento consigue revertirse y se observan mayor cantidad de anomalías positivas de precipitación. En todo el registro se aprecia una significativa tendencia positiva, con un α de 0,01, que arroja un cambio de +205mm (+47 % respecto de la media). Durante el semestre invernal, se aprecia desde la década del veinte hasta los setenta la presencia de oscilaciones de baja frecuencia (decadales) que alternan periodos secos y húmedos. La tendencia en todo el registro es ligeramente positiva aunque no significativa. Al igual que para Gral. Pico y Victorica, a partir de la década del dos mil hay una propensión a valores negativos cuya tendencia no puede ser cuantificada aún. Finalmente en Guatraché, el semestre cálido presenta oscilaciones de baja frecuencia desde la década de los sesenta, extendiéndose hasta los noventa. Además se evidencia un salto positivo en la media a inicios de la década del sesenta. Posteriormente a este salto, durante la década del setenta, en 1976

se registra el valor máximo para este semestre, superando las 3 unidades de desvío estándar. La baja frecuencia se aprecia a lo largo del registro como una tendencia significativa y positiva que arroja un cambio de +177mm (+40 % respecto de la media). Durante el semestre frío, desde los inicios del registro en la década del veinte hasta los ochenta se observan oscilaciones de baja frecuencia con valores de anomalía negativa, solamente interrumpidos por dos picos anómalamente positivos en 1946 y 1948. Luego a principios de los ochenta hasta los noventa, las anomalías más frecuentes son positivas, con dos máximos, uno en 1981 y otro en 1992 muy cercanos a las 3 unidades de desvío estándar. Estas variaciones de baja frecuencia sugieren una tendencia positiva aunque el valor no llegue a ser significativo al límite requerido. Al igual que para Gral. Pico, Victorica y Quehué, se puede inferir un cambio de positivo a negativo en el signo de la tendencia en la década de los dos mil para ambas estaciones.

En resumen, las estaciones meteorológicas de largo registro localizadas en la provincia de La Pampa presentan un cambio positivo en la precipitación estival de alrededor del 44 % en promedio respecto de la media entre 1921 y 2009. Cambios positivos también se registran para el semestre frío. Para una u otra estación del año, la década del dos mil parece invertir el signo de la tendencia. Se destaca que el cambio hacia valores positivos irrumpe en la mayoría de las estaciones de registro largo (Bernardo Larroudé, Gral. Pico, Victorica y Quehué), localizadas en el centro-norte, a mediados de la década de los setenta, salvo en Guatraché, en el centro-este, que ocurre en la década de los sesenta. Este salto brusco produce una prolongada fase húmeda identificable para los sectores centro-norte y centro-este de la RPA, al interior de la provincia de La Pampa. Previamente la región experimentaba una prolongada sequía extendida aproximadamente entre las décadas de 1930 y 1950. En las demás estaciones no resulta evidente el cambio brusco dado que sus registros se inician posteriormente (figuras no mostradas). La descripción de los cambios de la década del

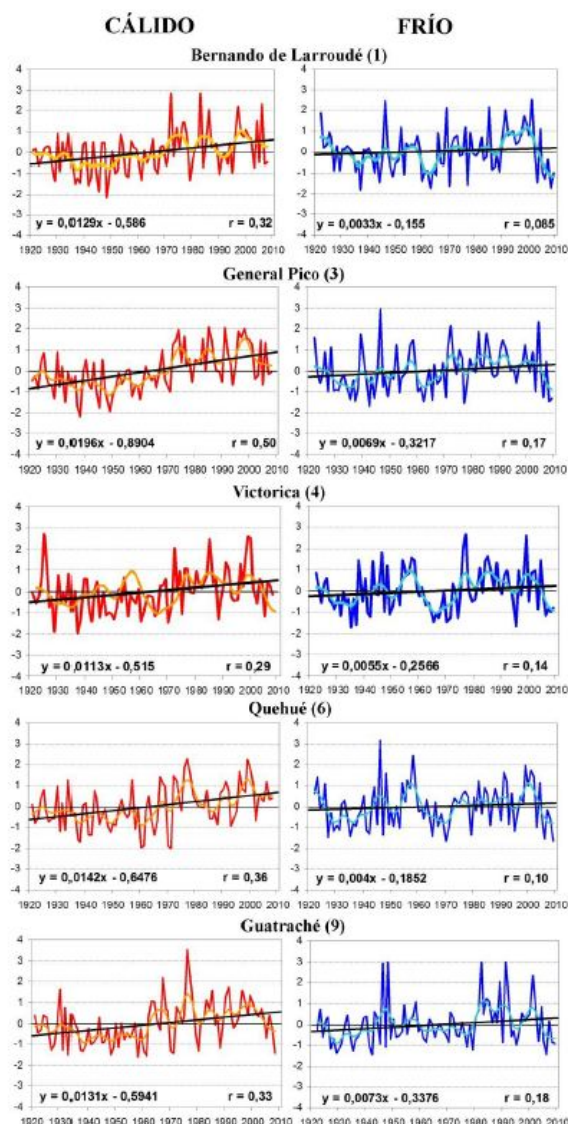


Figura 4: Serie temporal tipificada de precipitación para el semestre cálido (panel izquierdo) y para el semestre frío (panel derecho) para las estaciones de largo registro (1921-2009): Bernardo Larroude (1), General Pico (3), Victorica (4), Quehué (6) y Guatraché (9); junto con las respectivas series suavizadas con filtro gaussiano de 9 términos, y tendencia lineal (ecuación, sector inferior izquierdo del gráfico), y coeficiente de correlación (r) entre la serie tipificada y la tendencia lineal (sector inferior derecho de la gráfica).

sesenta y setenta son consistentes con resultados encontrados por Minetti y otros (2003) y Pérez y otros (2011). Asimismo las tendencias positivas seculares también fueron detectadas por Pérez y Sierra (2012) que analizaron un conjunto diverso de estaciones en la provincia de La Pampa.

3.3.2. Cambios en el período en común 1969-2009

De la sección anterior se deduce que las últimas tres décadas del siglo XX y parte de la década del dos mil corresponden a una fase húmeda registrada al menos en una porción de la RPA, en el límite con la región subtropical húmeda del este de Argentina. En esta sección analizaremos los cambios ocurridos en toda la RPA en el período donde todas las estaciones tienen registro simultáneo (1969-2009) y que atañe a la fase húmeda prolongada. La Figura 5 muestra para el semestre cálido (panel izquierdo) y para el semestre frío (panel derecho) los cambios registrados en cada estación meteorológica debido a tendencia lineal a lo largo del período. En general, puede apreciarse que las estaciones que limitan al noroeste con la región de Cuyo y al nor-noreste con la Pampa Húmeda muestran tendencias positivas en el semestre estival (Fig. 5, panel izquierdo). Cabe destacar que ambas regiones limítrofes en las últimas décadas han registrado cambios positivos en la precipitación de verano (Agosta y Compagnucci, 2012; Barros et al, 2008). Los cambios observados son significativos en Algarrobo del Águila (+68 mm) y en Quehué (+99.9 mm). Hacia el sur las tendencias cambian de signo y la mayoría son significativas. Así lo demuestran las estaciones Puelén (-32,6 mm), La Reforma (-74.6 mm), Neuquén (-36,1 mm) y La Adela (-49,9 mm), con la excepción de San Antonio Oeste, la cual presenta tendencia positiva, aunque no significativa. Para el semestre frío (Fig. 5, panel derecho), notamos que atravesando la RPA en los cuadrantes NE - SO, las estaciones registran tendencias negativas, siendo máximas y significativas con un $\alpha = 0,01$ en las estaciones Gral. Pico (-57,7 mm) y Puelén (-38,5 mm). La única excepción es la estación Malargüe que

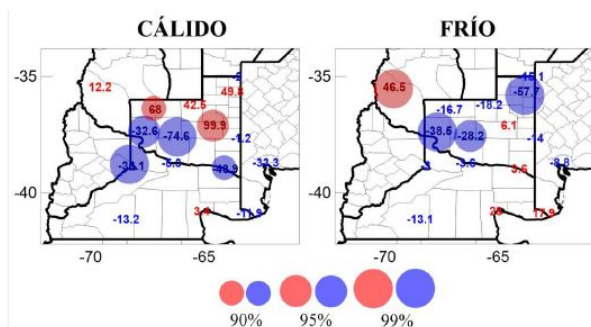


Figura 5: por tendencia lineal en mm para el periodo 1969-2009 en las estaciones meteorológicas de la RPA para el semestre cálido (panel izquierdo) y para el semestre frío (panel derecho). El tamaño de los círculos muestra significancia creciente (90 %, 95 % y 99 %, respectivamente), en magenta, cambio positivo, en azul, cambio negativo.

presenta tendencia positiva y significativa (con un $\alpha = 0,01$) en el período invernal (46,5 mm).

Por tanto, los cambios en la precipitación en el período 1969-2009 son los siguientes: en rasgos generales hay un aumento (disminución) de las precipitaciones de verano (invierno) en la porción centro-norte de la provincia de La Pampa, lo cual profundiza el ciclo anual en esta subregión. Malargüe, experimenta un aumento de la precipitación invernal. Asimismo, la porción centro- sur de la RPA en rasgos generales muestra tendencias negativas tanto en invierno como en verano.

3.4. Coherencia regional y variabilidad en baja frecuencia de la precipitación

De la sección anterior resulta evidente la necesidad de integrar la información espacial y temporal de la precipitación en la RPA a fin de comprender la dinámica de la circulación troposférica asociada a precipitación en la RPA y sus forzantes en escala climática. Aquí, nos interesa identificar subregiones que tengan comportamientos temporales de precipitación similares en escala interanual y de menor frecuencia (decadal), lo cual nos permitirá

atribuirlos a variaciones en los forzantes del sistema climático. Un método simple para agrupar las estaciones con características similares en la evolución año a año de la precipitación estacional es a través de la inspección visual de los valores de correlación cruzada entre todas las estaciones. Es decir mediante la construcción de una matriz de correlación de doble entrada con las todas estaciones meteorológicas tanto para el semestre cálido y como el frío, que refleje la estructura espacial del campo de precipitación. A su vez, las estaciones que comparten en el tiempo comportamientos climáticos similares en baja frecuencia, tenderán a presentar mayor coherencia en fase. La detección de esta coherencia en fase sumada a la estructura espacial permitirá identificar las estaciones meteorológicas que pueden clasificarse en distintas subregiones. A fin de retener las ondas mayores a 10 años (baja frecuencia), se aplicó un filtro de Hamming de 9 términos a las series temporales estacionales de las estaciones meteorológicas del área.

3.4.1. Estructura espacial y coherencia en fase durante el verano

La matriz de correlación de doble entrada para el semestre cálido se muestra en la Tabla III. En ella se observa que hay dos estaciones, Malargüe (2) y Gob. Duval (11), que presentan una pobre conexión con el resto de las estaciones. Además, en general las correlaciones son significativas y con mayor intensidad para las estaciones próximas entre sí. Sin embargo se destaca que hay una propensión a que las estaciones ubicadas en los extremos norte y sur presenten correlación baja y/o no-significativa. Asimismo, las estaciones Malargüe (2) y Gob. Duval (11) son las que en promedio presentan las correlaciones más bajas. Esto permite considerar como primera aproximación la separación de la región en dos subregiones para el verano: una subregión norte y otra subregión sur. La Figura 6 muestra las series temporales de precipitación de verano para todas las estaciones meteorológicas de la RPA, tipificadas y suavizadas. De la figura es evidente que las estaciones Malargüe y Gob. Duval

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)
(1)		-0,10	0,61	0,36	0,40	0,31	0,28	0,40	0,3	0,29	0,14	0,21	0,22	0,39	0,16	0,07
(2)	-0,10		0	0,11	0,08	0,00	-0,13	-0,01	0,01	-0,04	-0,39	-0,32	-0,05	-0,04	-0,31	-0,05
(3)	0,61	0,11		0	0,67	0,44	0,45	0,36	0,48	0,53	0,25	0,04	0,27	0,39	0,25	0,21
(4)	0,36	0,08	0,67		0	0,60	0,61	0,48	0,63	0,59	0,32	0,06	0,26	0,40	0,23	0,26
(5)	0,40	0,00	0,44	0,60		0	0,59	0,45	0,57	0,54	0,35	-0,06	-0,03	0,54	0,36	0,14
(6)	0,31	-0,13	0,45	0,61	0,59		0	0,45	0,68	0,67	0,52	0,21	0,19	0,55	0,46	0,34
(7)	0,28	-0,01	0,36	0,48	0,45	0,45		0	0,68	0,35	0,35	0,16	0,46	0,33	0,36	0,50
(8)	0,40	0,01	0,48	0,63	0,57	0,68	0,68		0	0,55	0,44	0,21	0,44	0,56	0,36	0,41
(9)	0,39	-0,04	0,53	0,59	0,54	0,67	0,35	0,55		0	0,64	0,14	0,24	0,55	0,51	0,29
(10)	0,29	-0,39	0,25	0,32	0,35	0,52	0,35	0,44	0,64		0	0,30	0,39	0,60	0,55	0,49
(11)	0,14	-0,32	0,04	0,06	-0,06	0,21	0,16	0,21	0,14	0,30		0	0,18	0,20	0,36	0,06
(12)	0,21	-0,05	0,27	0,26	-0,03	0,19	0,46	0,44	0,24	0,39	0,18		0	0,28	0,27	0,56
(13)	0,22	-0,04	0,39	0,40	0,54	0,55	0,33	0,56	0,55	0,60	0,20	0,28		0	0,60	0,47
(14)	0,39	-0,31	0,25	0,23	0,36	0,46	0,33	0,36	0,51	0,55	0,36	0,27	0,60		0	0,46
(15)	0,16	-0,11	0,21	0,30	0,36	0,38	0,36	0,41	0,40	0,45	0,00	0,30	0,60	0,69		0
(16)	0,07	-0,05	0,20	0,26	0,14	0,34	0,50	0,45	0,29	0,49	0,06	0,56	0,47	0,46	0,70	

Tabla III: Tabla de correlaciones para el semestre cálido entre series temporales de precipitación sin filtrar para el periodo 1969-2009. En rojo, los valores significativos al 90 % y en rojo y negrita, los significativos al 99 %. (1) Bernardo Larroudé, (2) Malargüe, (3) Gral. Pico, (4) Victorica, (5) Algarrobo del Águila, (6) Quehué, (7) Puelén, (8) La Reforma, (9) Guatraché, (10) Bahía Blanca, (11) Gob. Duval, (12) Neuquén, (13) La Adela, (14) Viedma, (15) San Antonio Oeste, (16) Maquinchao.

carecen de un comportamiento coherente en baja frecuencia asociado al resto de las estaciones, lo cual sumado a la baja estructura espacial que presentan, las excluye de la subregionalización. Por otra parte, las estaciones que están hacia el norte (1, 3-9) presentan un comportamiento coherente en fase similar y diferencial respecto a la estaciones ubicadas hacia el sur (10, 12-16), corroborando la distinción entre la subregión norte y sur de la estructura espacial previa. La coherencia en fase de estas posibles subregiones se analiza a continuación.

3.4.2. Coherencia temporal de la subregión norte

Las estaciones ubicadas en la subregión norte Bernardo Larroudé, Gral. Pico, Victorica,

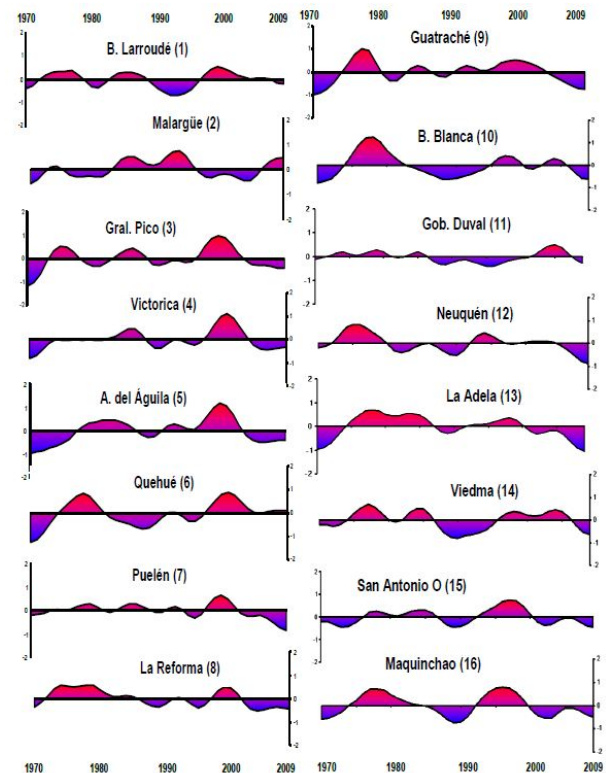


Figura 6: Series temporales tipificadas y suavizadas (ondas mayores a 10 años) de precipitación para el semestre cálido en las estaciones meteorológicas de la RPA.

Algarrobo del Águila, Quehué, Puelén, La Reforma y Guatraché comparten la secuencia de fase seco/húmedo de la década del setenta (Fig. 6) y la secuencia de fase húmedo intenso/seco desde mediados de los noventa hacia la década de los dos mil; y en general predomina una señal seca en torno a la década del ochenta. Es decir, a partir de mediados de la década de los ochenta, las series de la región están todas en fase, a excepción de Bernardo Larroudé. Desde fines de los noventa, en toda la sub-región se inicia un período seco que perdura hasta el final del registro, lo cual sugeriría la posible continuación de al menos algunos años en los registros futuros. Existe menor coherencia entre las fases y la intensidad de los máximos para los ciclos durante la década de los setenta, siendo la estación más dispar Algarrobo del águila. Además durante la década de los ochenta, existe un desacople en cuanto a las fases en Quehué, ya

que mientras todas las estaciones presentan un período húmedo ésta se mantiene por debajo de los valores medios hasta principios de la década de los noventa, en donde se suma al resto de las series en las oscilaciones hasta el final del registro. La estación Malargüe no logra ajustarse al común de las oscilaciones correspondientes a las estaciones de la subregión norte de la RPA, con un periodo extremadamente húmedo en la década de los ochenta, desacoplándose desde ese momento con el resto de las estaciones. Hacia mediados de los noventa se refuerza este quiebre con un evento seco prolongado de casi 10 años, que recién logra revertirse hacia mediados de los dos mil.

3.4.3. Coherencia temporal de la subregión sur

Las estaciones ubicadas en la subregión sur Bahía Blanca, Neuquén, La Adela, Viedma, San Antonio Oeste, Maquinchao comparten un período húmedo intenso a comienzos de los setenta que se extiende hasta mediados de los ochenta (Fig. 6), seguido por un corto y pronunciado mínimo, para luego ser seguido por otro período húmedo a fines de los noventa que finaliza con el comienzo de la fase seca de los últimos años. La estación Gob. Duval, ubicada en el centro del límite entre las subregiones norte y sur, tiene un comportamiento ajeno a ambas, mostrando un aparente ciclo de muy baja frecuencia (de 30 a 40 años) que estaría alcanzando un valor máximo en el final de la serie.

3.4.4. Estructura espacial y coherencia en fase durante el invierno

La matriz de correlación de doble entrada para la estación fría se muestra en la Tabla IV. En general, los valores de correlación son mayores que en verano y muestran una estructura espacial más coherente en toda la región, es decir, no es posible distinguir tan fácilmente subregiones. De todas las estaciones, Viedma ubicada hacia sudeste de la RPA presenta bajas correlaciones con 7 estaciones, especialmente

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)
(1)		0,04	0,63	0,40	0,43	0,58	0,14	0,39	0,49	0,39	0,43	0,43	0,42	0,29	0,43	0,42
(2)	0,04		0,22	0,11	0,27	0,31	0,21	0,30	0,33	0,46	0,31	0,46	0,20	0,26	0,35	0,34
(3)	0,63	0,22		0,35	0,25	0,44	0,09	0,43	0,52	0,44	0,42	0,37	0,45	0,24	0,36	0,27
(4)	0,40	0,11	0,35		0,69	0,69	0,61	0,56	0,38	0,30	0,33	0,33	0,39	0,02	0,29	0,37
(5)	0,43	0,27	0,25	0,69		0,63	0,79	0,70	0,31	0,23	0,48	0,61	0,40	0,21	0,55	0,55
(6)	0,58	0,31	0,44	0,69	0,63		0,61	0,67	0,68	0,53	0,53	0,55	0,58	0,24	0,53	0,41
(7)	0,14	0,21	0,09	0,61	0,79	0,61		0,71	0,23	0,17	0,48	0,54	0,31	0,15	0,44	0,38
(8)	0,39	0,30	0,43	0,56	0,70	0,67	0,71		0,48	0,38	0,63	0,57	0,46	0,35	0,59	0,42
(9)	0,49	0,33	0,52	0,38	0,31	0,68	0,23	0,48		0,73	0,63	0,45	0,80	0,32	0,52	0,37
(10)	0,39	0,46	0,44	0,30	0,23	0,53	0,17	0,38	0,73		0,45	0,34	0,73	0,44	0,45	0,26
(11)	0,43	0,31	0,42	0,33	0,48	0,53	0,48	0,63	0,63	0,45		0,76	0,66	0,51	0,74	0,44
(12)	0,43	0,46	0,37	0,33	0,61	0,55	0,54	0,57	0,45	0,34	0,76		0,45	0,32	0,63	0,66
(13)	0,42	0,20	0,45	0,39	0,40	0,58	0,31	0,46	0,80	0,73	0,66	0,45		0,49	0,64	0,33
(14)	0,29	0,26	0,24	0,02	0,21	0,24	0,15	0,35	0,32	0,44	0,51	0,32	0,49		0,66	0,17
(15)	0,43	0,35	0,36	0,29	0,55	0,53	0,44	0,59	0,52	0,45	0,74	0,63	0,64	0,66		0,47
(16)	0,42	0,34	0,27	0,37	0,55	0,41	0,38	0,42	0,37	0,26	0,44	0,66	0,33	0,17	0,47	

Tabla IV: Idem Tabla III, pero para el semestre frío.

ubicadas hacia el norte, de las 16 estaciones disponibles. Asimismo, Malargüe es la que presenta las menores magnitudes de correlación.

La Figura 7 muestra las series temporales de precipitación de invierno para todas las estaciones meteorológicas de la RPA, estandarizadas y suavizadas. En ella se observa que las fases son coherentes en baja frecuencia en todas las estaciones a partir de la década de los ochenta hasta el final del registro. En la década del setenta, presentan una misma fase (negativa) las estaciones Guatraché, Gob. Duval, La Adela, Viedma, San Antonio Oeste y Maquinchao; mientras que presentan fase opuesta (positiva) las estaciones Victorica, Algarrobo del Águila, Puelen y La Reforma. En las demás estaciones las amplitudes son débiles, lo cual no permite distinguir con claridad las fases.

De este análisis espacio-temporal, puede concluirse en primera aproximación que toda la RPA se comporta como una única región en el invierno, por lo cual el agrupamiento de estaciones es único, excluyendo a la estación Malargüe, que presenta las más bajas correlaciones.

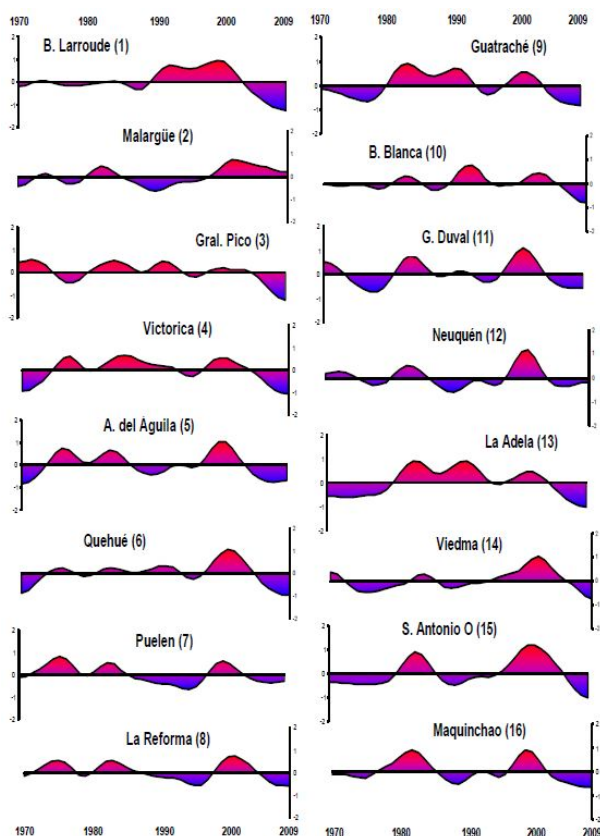


Figura 7: Ídem Fig. 6, pero para el semestre frío.

3.5. Índices subregionales de precipitación estacional

El agrupamiento en subregiones norte y sur realizado en la sección anterior permite construir índices de precipitación subregionales tanto para el invierno como para el verano. Cada índice se construye como el promedio espacial de cada una de las series tipificadas, correspondientes a las estaciones meteorológicas en cada subregión. De esta manera quedan conformados dos índices para el verano: Verano Norte (VN) y Verano Sur (VS); y un único índice para el invierno (IR), con los cuales se estudiará el comportamiento temporal y la circulación atmosférica asociada. En general, para cada uno de ellos, los coeficientes de correlación con las estaciones que los conforman son altos (mayores a 0,7, explicando 50 % o más de la varianza compartida) y significativamente distintos de cero al 99 % de confianza.

La Figura 8 muestra las series interanuales suavizadas (ondas mayores a 10 años) de los índices VN, VS e IR, panel superior, medio e inferior, respectivamente. Como promedio regional, se observa una ausencia de tendencia significativa en la precipitación para los últimos cuarenta años en la RPA tanto en verano como en invierno. Esto puede deberse a la conjunción de dos factores: uno, se trata de un período donde ya la fase húmeda está instalada, y dos, la última década del registro presenta valores que tienden a decrecer tanto para el semestre cálido como para el frío en toda la RPA. Cada uno de los índices muestra oscilaciones diversas en baja frecuencia (Fig. 8 panel derecho), que en ciertas décadas están en fase. Asimismo las series de verano están en fase en la baja frecuencia en las dos primeras décadas, mientras que desde mediados de los ochenta las fases se oponen. Nótese que el índice VN e IR están en fase coherente desde comienzos de los ochenta hasta el final del registro.

3.6. Ciclos dominantes en la precipitación estacional

A fin de identificar los cuasi-ciclos de baja frecuencia presentes en las series de índices regional VN, VS e IR, las mismas se estudian mediante el análisis espectral de Blackman-Tukey. El análisis de espectros se realizó utilizando una ventana de Hamming con bandas de significancia al 90 % de confianza. En la Figura 9a se observa el espectro de ondas para el índice VN. En este caso, podemos observar un máximo significativo a más del 90 % ubicado hacia los 7 años, y otro de menor significancia ubicado alrededor de los 4 años. El espectro nulo asociado es de ruido blanco markoviano con $r_1 = 0,23$ no significativamente distinto de cero para el nivel de 95 %. La Figura 9b muestra el espectro de ondas del índice VS. En él puede observarse que en las menores frecuencias aparecen picos hacia los 9 y 18 años. Luego la energía espectral presenta otros dos máximos secundarios: el primero hacia los 3 años y el segundo, levemente más intenso, hacia los 2 años. El coeficiente de autocorrelación de lag 1 es $r_1 = 0,12$ no significativo al 99 % indicando

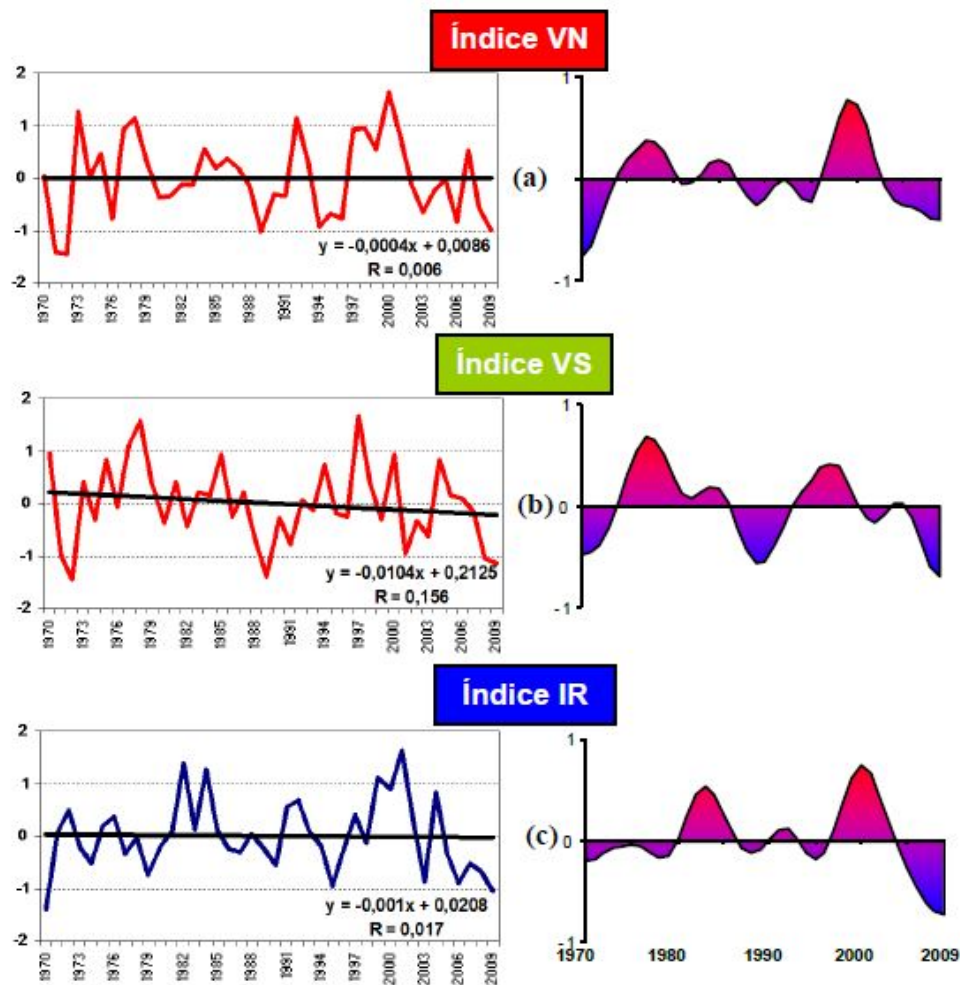


Figura 8: Panel superior (a) corresponde al Índice Verano Norte (VN); panel medio (b), Índice Verano Sur (VS) y panel inferior (c), Índice Invierno (IR). A la izquierda la serie estandarizada con su recta de tendencia lineal, ecuación y coeficiente de correlación. A la derecha se muestra el suavizado utilizando la ventana de Hamming de 9 términos.

espectro teórico de ruido blanco de Markov. En la Figura 9c se muestra el espectro para el único índice regional de invierno (IR). Notamos un pico espectral, significativo al 90 % alrededor de 9 años. Otros cuasi-ciclos, aunque de menor significancia, aparecen hacia los 4 y 2 años. Nuevamente el espectro teórico es de ruido blanco ya que el coeficiente de autocorrelación de lag 1 $r_1 = 0,22$ no es distinto de cero para una significancia de $\alpha = 0,05$.

El análisis de las ondas temporales muestra que para el índice VN dominan cuasi-ciclos que podrían estar asociados a la baja frecuencia del

ENOS (4-7 años, Penland y otros 2010). Para el índice VS, si bien las densidades espectrales carecen de significancia para el nivel propuesto, se insinúan cuasi-ciclos en torno a los 2-4 años, 9 y 18 años. El cuasi-ciclo de 2-4 años podría estar asociado a la alta frecuencia del fenómeno ENOS (Penland y otros 2010). El cuasi-ciclo en torno a los 9 años podría estar asociado a efectos sobre el sistema climático del movimiento del baricentro del sol. Por ejemplo, Antico y Kröhling (2011) muestran una conexión entre el movimiento solar y las descargas del río Paraná en la banda de 9 años. El cuasi-ciclo de 18 años es destacable porque también está presente en el registro de

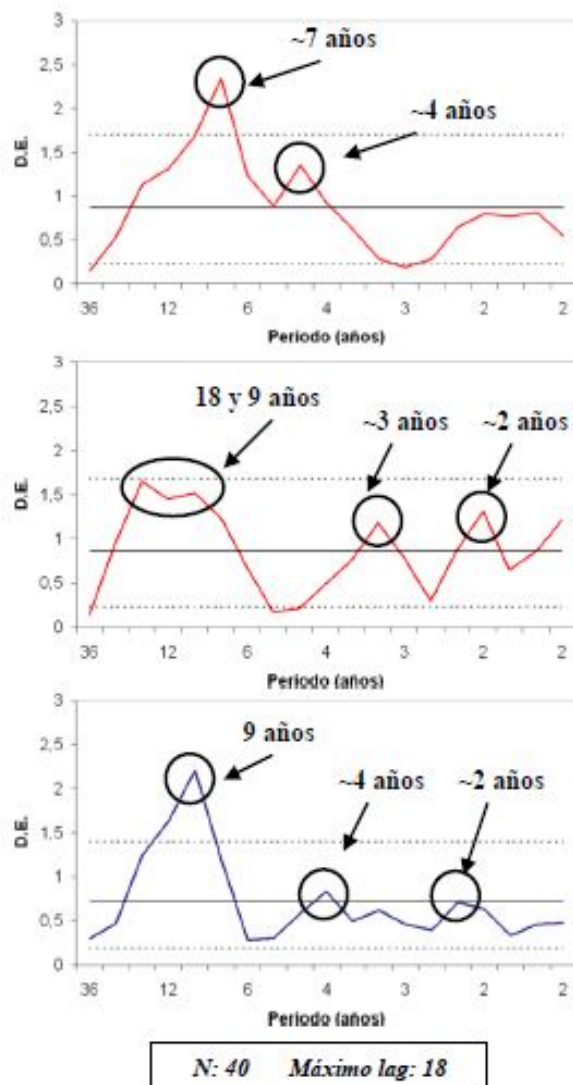


Figura 9: Espectro de Blackman-Tukey con ventana de Hamming para los distintos índices, continuo nulo (línea sólida negra) de ruido blanco de Markov y niveles de significancia (línea punteada negra) al 90 % a) VN b) VS c) IR. Ordenada al origen, densidad espectral. Abscisa, periodo en años.

más de 100 años de la precipitación de la RCO estudiada por Agosta y Compagnucci (2012). Según Agosta (2013) este cuasi-ciclo presente en la precipitación está asociado a la modulación lunar del ciclo nodal (18,6 años) que influye en las TSM y la circulación troposférica del sudoeste del Atlántico Sur, los cuales en última instancia influyen sobre la precipitación en la RCO. Cabe preguntarse si esta influencia lunar también podría extenderse hacia el sur de la RPA. Para el índice IR el cuasi-ciclo de 9 años es significativo y por tal motivo este índice sería el más adecuado para estudiar cualquier posible vínculo entre la precipitación invernal de la RPA y el Sol.

3.7. La precipitación en la RPA, la circulación troposférica asociada y sus forzantes

A esta altura del análisis cabe preguntarse por los posibles forzantes del sistema atmósfera-océano vinculados con las variaciones interanuales de la precipitación estacional en la RPA. La relación se explora mediante la estimación de mapas de correlación entre los índices VN, VS e IR con la función corriente (PSI) en niveles σ 0,8458 y 0,2582, el viento zonal en 300hPa, y la TSM para el período 1969-2009.

3.7.1. Verano en la subregión norte

La Figura 10 muestra el mapa de correlación entre el índice VN y la PSI en tropósfera superior (nivel σ 0,2582, Figura 10a) y en tropósfera inferior (nivel σ 0,8458, Figura 10b), la TSM en la cuenca del Pacífico tropical-ecuatorial (Figura 10c) y el viento zonal en 300hPa (Figura 10d). Es evidente que la precipitación en la subregión norte durante el verano está asociada a centros de acción de signos opuestos cuya mayor magnitud se encuentra en latitudes ecuatoriales y tropicales del Pacífico central que muestran una estructura espacial de onda tanto en tropósfera superior como en tropósfera inferior (Figs. 10a y 10b). Estos centros de acción reflejan amplitudes anómalas de función corriente que se extienden simétricamente respecto del ecuador

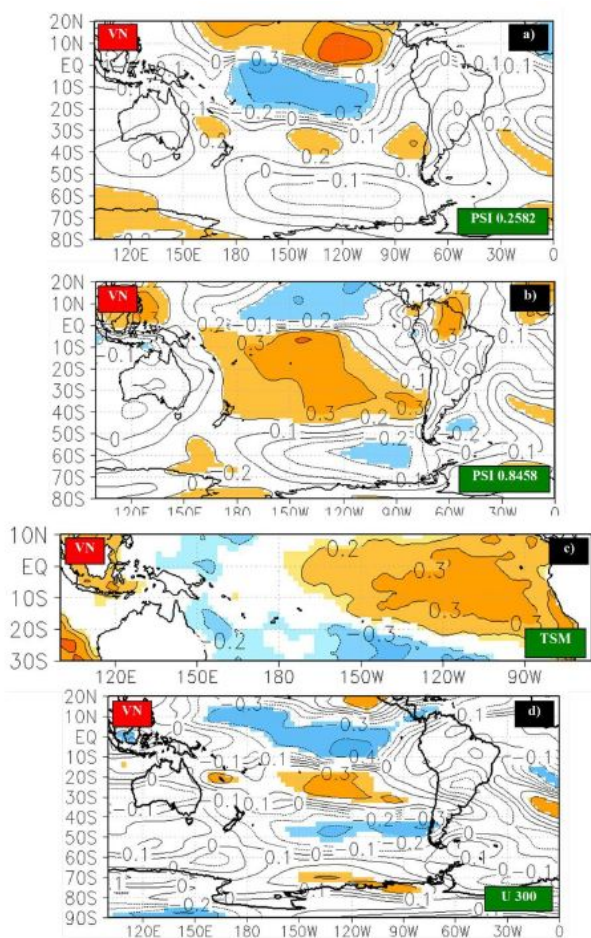


Figura 10: Mapa de correlación entre el índice V y a) función corriente en el nivel σ 0,2582, b) función corriente en el nivel σ 0,8458, c) TSM y d) viento zonal en 300hPa. Sombreados: significancia al 90 y 95 % (gama amarillo: valores positivos; y gama azul: valores negativos).

hacia las altas latitudes. La región fuente de la cual emanan estas anomalías es el Pacífico ecuatorial central oriental. En concordancia, la correlación entre el índice VN y la TSM muestra un importante centro de acción (correlación significativa) en una amplia región del Pacífico ecuatorial-tropical central-oriental (Fig 10c).

Cabe destacar que la propagación meridional de anomalías en forma simétrica respecto del ecuador es una característica típica de un calentamiento anómalo en el Océano Pacífico ecuatorial, y que frecuentemente está asociado al

fenómeno ENOS en la escala interanual (Seager et al, 2005). En este sentido, el área del centro de acción en el campo de TSM incluye el sector oceánico asociado al fenómeno ENOS. Sin embargo, el mismo es insuficiente para explicar la variabilidad interanual completa de la precipitación, dado el bajo valor de coeficiente de correlación entre VN y el índice oceánico Niño 1+2 y Niño 3.4 que es de 0,28 siendo significativo al 90 % de confianza pero explicando poca variabilidad; mientras que con el Niño 4 es 0,18, carece de significancia para el nivel propuesto (con el índice atmosférico IOS, la correlación es -0,31, significativo al 90 % de confianza). Por otro lado, estas anomalías en la circulación de la celda de Hadley inducidas por TSM anómalas fuerzan la circulación troposférica, modulando la corriente en chorro subtropical en las inmediaciones del sur de Sudamérica (Fig 10d). Se sabe que en las latitudes subtropicales y medias del Hemisferio Sur en la cuenca del Pacífico, las corrientes en chorro son conducentes de las perturbaciones transientes (guías de “stormtracks”. Inatsu y Hoskins, 2004). Consecuentemente estos procesos claramente están influenciando la precipitación de verano del norte de la RPA.

3.7.2. Verano en la subregión sur

La Figura 11 muestra el mapa de correlación entre el índice VS y la PSI en tropósfera superior (nivel σ 0,2582, Figura 11a) y en tropósfera inferior (nivel σ 0,8458, Figura 11b) y la TSM en la cuenca del Pacífico tropical-ecuatorial (Figura 11c) y el viento zonal en 300hPa (Figura 11d). De las figuras se destaca que los centros de acción asociados a la precipitación durante el verano en la subregión sur describen amplitudes en la circulación troposférica tanto inferior como superior, similares a las descritas para la subregión norte, con la diferencia que la región fuente de la cual emanan estas amplitudes anómalas está ligeramente desplazada hacia el oeste, sobre el Pacífico central occidental, y las amplitudes del flujo rotacional de masa están zonalmente más alargadas (Figs. 11a y 11b). Concordantemente,

el campo de correlación con las TSM, muestra una mayor extensión hacia el oeste de las amplitudes en unos 20° de longitud sobre el Pacífico ecuatorial central respecto del VN (Fig. 11c). Estas áreas de correlación significativa también coinciden con el sector oceánico asociado a actividad del fenómeno ENOS. Al igual que en VN, el ENOS es insuficiente para explicar la variabilidad interanual completa de la precipitación. El coeficiente de correlación entre VS y el índice atmosférico IOS es -0.35 , significativo al 90 % de confiabilidad (con los otros índices ENOS, Niño 1+2, Niño 4 y Niño 3.4 la relación carece de significancia para este nivel). También aquí las amplitudes anómalas sobre la cuenca del Pacífico Sur de la función corriente modulan significativamente la corriente en chorro subtropical y polar (Fig. 11d), con la subsecuente influencia en la posición de los “stormtracks” incluso bastante corriente abajo hasta el Atlántico Sur.

Regionalmente, en niveles bajos de tropósfera, los centros de acción reflejan modulación de la amplitud de la función corriente hacia el sudoeste del pasaje de Drake, sobre el Océano Antártico (Fig. 11b). Por lo tanto, el signo negativo (positivo) del centro de acción en el campo de función corriente en las inmediaciones del sur de Sudamérica implica condiciones estacionales de actividad anticiclónica (ciclónica) incrementada que puede estar modulando en baja frecuencia los transientes en altas latitudes, y su consecuente ingreso anómalo de humedad, asociado a vientos zonales anómalos, desde el sudoeste del Atlántico Sur hacia la RPA (figuras no mostradas).

3.7.3. Invierno en la RPA

La Figura 12 muestra el mapa de correlación entre el índice IR y la PSI en troposfera superior (nivel σ 0,2582, Figura 12a) y en troposfera inferior (nivel σ 0,8458, Figura 12b) y la TSM en la cuenca del Pacífico tropical-ecuatorial (Figura 12c) y el viento zonal en 300hPa (Figura 12d). En ella se aprecia que los principales centros de acción del campo de PSI en el nivel σ 0,2582 conectan el sur de Sudamérica con el sector

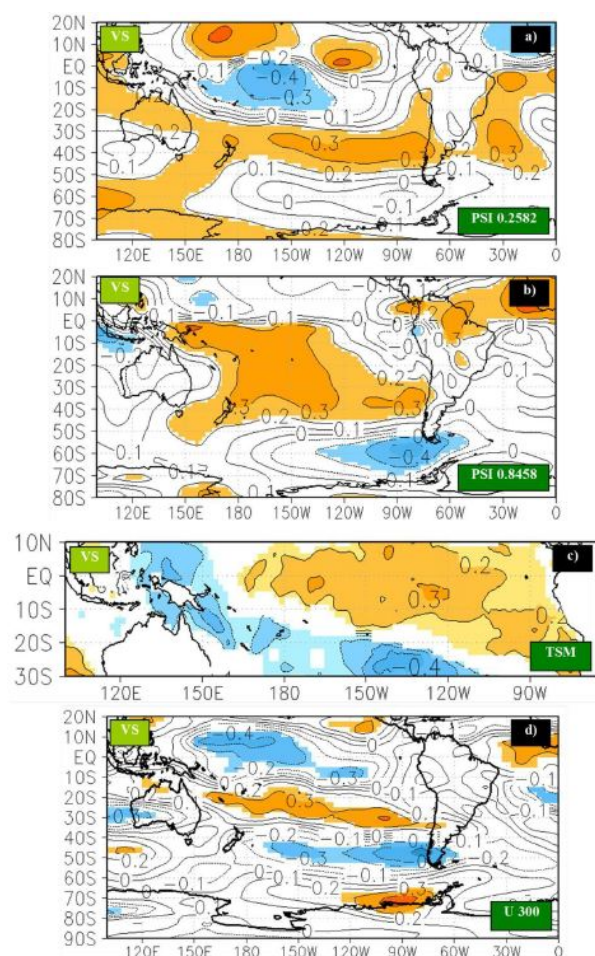


Figura 11: Ídem Fig. 10, pero para el índice VS.

Pacífico ecuatorial occidental. El centro de acción localizado en las latitudes medias del Pacífico Sur, si bien presenta correlaciones con faltas de significancia en sigma 0,25 (estas sí resultan significativas en capas bajas, sigma 0,85), pone en evidencia una estructura espacial de tren de ondas. Este centro de acción se torna significativo en el campo de correlaciones entre IR y altura geopotencial en 300 hPa (Fig. 13), corroborando la estructura ondulada del campo de rotacional del viento en troposfera superior asociado a la precipitación invernal en la RPA. Una hipótesis que se plantea es que esta estructura ondulada corresponde a propagación de ondas cuasi-estacionarias de Rossby, que emanarían desde las latitudes tropicales y ecuatoriales del Pacífico occidental. Las correlaciones obtenidas

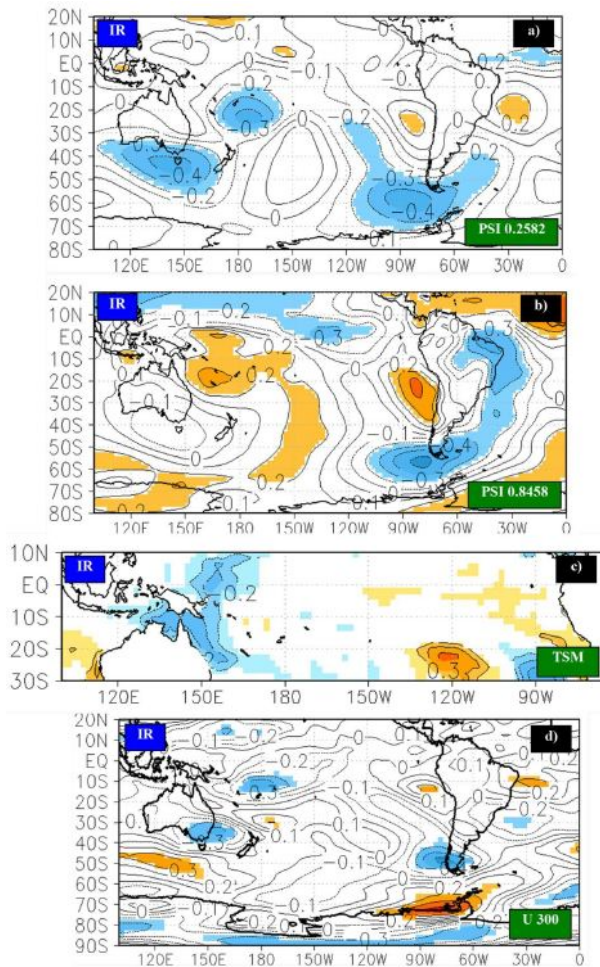


Figura 12: Ídem Fig. 10, pero para el índice IR.

entre la TSM y el índice IR localizadas sobre este sector oceánico son significativas (Fig. 12c), lo cual sugiere la posibilidad de la presencia de anomalías de convección profunda inducidas por anomalías de la TSM en esa aguas del Pacífico, que en última instancia perturban en escala estacional el potencial de velocidad de la troposfera superior tropical, dando origen a la propagación de ondas de Rossby hacia los extratrópicos.

Regionalmente los centros de acción del campo rotacional del viento en toda la tropósfera perturban estacionalmente el flujo de los oestes (Figs. 12 a y b), pudiendo dar lugar a anomalías de la actividad transiente ciclónica o anticiclónica sobre el área del sur de Sudamérica. En tropósfera

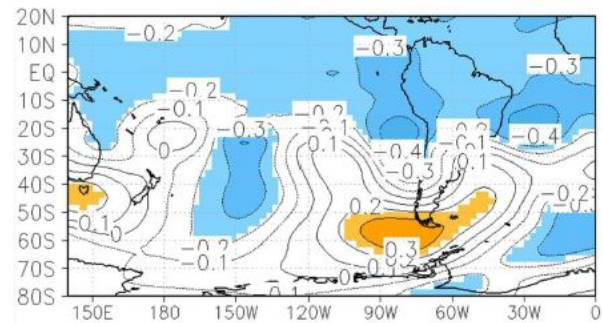


Figura 13: Campo de correlación entre el índice IR y la altura de geopotencial en 300hPa. Sombreados: significancia al 90 y 95 % (gama amarillo: valores positivos; y gama azul: valores negativos).

superior, la estructura meridional a lo largo de 80°O, a barlovento de Los Andes, es del tipo bloqueo del flujo de los oestes (Fig. 12 d). En tropósfera baja esta configuración resulta en un localizado efecto sobre el campo estacional del viento zonal, como lo refleja el centro de acción (correlaciones significativas) del campo de vientos zonal que está localizado sobre el sur-sudoeste de Sudamérica (Fig. no mostrada). Por tanto la presencia de viento zonal anómalo en escala estacional se vincularía a un consecuente ingreso anómalo de humedad, asociado a vientos zonales anómalos, desde el sudoeste del Atlántico Sur hacia la región RPA.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este trabajo ha tenido como objetivo definir las características del régimen de precipitación a lo largo del ciclo anual en la RPA a partir de estaciones meteorológicas seleccionadas en la región. A su vez, se ha buscado comprender el comportamiento temporal de la precipitación estacional en escalas interanual y de menores frecuencias. Además se ha examinado por primera vez la relación entre la precipitación y la circulación de la tropósfera y la temperatura superficial del mar. De esta manera se ha podido definir cuáles son los procesos atmosféricos-oceánicos a gran escala que producen precipitación en la región.

El análisis del ciclo anual para las estaciones individuales revela que la mayoría de las estaciones meteorológicas en la RPA presentan máximos de precipitación en marzo y en menor proporción de ocurrencia en los meses de la primavera tardía (noviembre y diciembre). Malargüe y Maquinchao, excepcionalmente muestran un máximo invernal. Estas estaciones en los bordes exteriores de la RPA puede que respondan a otro régimen. Para la mayor parte de las estaciones meteorológicas de la región, el acumulado de precipitación entre octubre y marzo (semestre cálido) es significativamente distinto y superior al acumulado de precipitación para la estación fría (abril – septiembre), sugiriendo asimismo que responden a distintos procesos atmosféricos.

De las estaciones analizadas, 5 presentan registros de 88 años (1921-2009), lo cual permitió evaluar la tendencia secular y los cambios interdecadales. Estas estaciones representan la porción centro-norte y centro-este de la provincia de La Pampa. El cambio de la precipitación debido a tendencia lineal es significativo en el periodo para el semestre cálido y representa un aumento de un 44% de la media regional. Este resultado es consistente con tendencias positivas observadas en gran parte de la Argentina subtropical, detectada por otros autores (Barros et al, 1996, 2000; Minetti et al, 2003; Liebmann et al, 2004; Boulanger et al, 2005; Haylock et al., 2006, Perez y Sierra 2012).

El cambio de verano hacia valores positivos irrumpe en casi todas las estaciones de largo registro en la década de los setenta, con excepción de Guatraché en el límite este de la región, para la cual ocurre en la década de los sesenta. Este cambio brusco ha producido una larga fase húmeda en la región que ha favorecido el conocido desarrollo agropecuario de las últimas décadas (Viglizzo y Frank 2006). El resultado es consistente con lo hallado por otros autores que mostraron que el cambio de los sesenta se encuentra en las regiones centro este de La Pampa y sudoeste de la Provincia de Buenos Aires y el de los setenta, hacia las estaciones en

el centro-norte de La Pampa (Minetti y otros 2003, Pérez y Sierra 2012). Por la simultaneidad, el cambio de la década del setenta podría estar asociado al cambio de las condiciones medias de la TSM del Pacífico central ecuatorial, fenómeno de cambio global conocido como la transición climática de 1976/77 (Ebbesmeyer y otros 1991, Agosta y Compagnucci 2008b), que también ha afectado a la variabilidad de la precipitación en la RCO por cambios en las teleconexiones (Agosta y Compagnucci 2012).

Al analizar el período en común entre todas las estaciones (1969-2009), es decir dentro de la fase prolongada húmeda, se encuentra que en el sector centro-norte de la RPA hay un aumento (disminución) de las precipitaciones de verano (invierno), lo cual exacerba el ciclo anual en esta área. Hacia el centro-sudoeste de la RPA, los cambios son negativos y significativos, tanto en verano, como en invierno. Cabe destacar que para todas las estaciones de la RPA tanto el semestre frío, como para el semestre cálido, la década del dos mil parecería invertir el signo de la tendencia, sin embargo no es posible cuantificarla estadísticamente aun. Tal vez forme parte de la variabilidad decadal.

Respecto a la coherencia espacial y temporal, se ha encontrado que las estaciones dentro de la región RPA pueden agruparse en dos subregiones distintas, norte y sur, en el semestre cálido. Esta distinción en subregiones permitió encontrar características diferenciales de la circulación troposférica asociadas a la precipitación. Para el semestre frío, toda el área parece comportarse como una única región respecto a la variabilidad de la precipitación. A partir de ello, se han diseñado tres índices de precipitación para las subregiones norte (VN), sur (VS) e invierno (IR) como el promedio areal de las series temporales tipificadas en cada una de esas subregiones.

La exploración de la circulación troposférica a partir de los campos de correlación con función corriente, geopotencial, viento zonal y TSM reveló que la variabilidad interanual de la precipitación en la RPA estaría modulada

en escala regional por teleconexiones remotas trópico-extratropical. Los campos de correlación de la precipitación y la circulación de tropósfera previamente analizados no muestran ninguna estructura anular hemisférica, por lo que se descartaría cualquier posible influencia de la variabilidad del MAS.

En verano tanto para la subregión norte como la sur, el mecanismo de interacción sugerido es la modulación de la corriente en chorro subtropical en toda la cuenca del Pacífico Sur hasta las inmediaciones de Sudamérica, generada por la circulación meridional e inducida por anomalías en la circulación de la celda de Hadley sobre la cuenca del Pacífico ecuatorial central. La diferencia entre la subregión sur respecto de la subregión norte parece ser la localización más hacia el este del centro de acción de TSM en el centro del Pacífico ecuatorial. La estructura espacial de las TSM estaría fuertemente asociada al ENOS, sin embargo no se reduciría plenamente a la ocurrencia de estos eventos, dado que la correlación con los índices Niño 1+2, 3, 3.4 y 4 son débiles. El análisis de las ondas temporales muestra que para la precipitación en la subregión norte dominan cuasi-ciclos que podrían estar asociados a la baja frecuencia del ENOS (4-7 años. Penland y otros 2010). Para la precipitación en la subregión sur, se insinúan cuasi-ciclos en torno a los 2-4 años, que podría estar asociado a la alta frecuencia del fenómeno ENOS (Penland y otros 2010). Posiblemente, las señales encontradas responden a la combinación de otras variabilidades típicas de la convección tropical en la escala intraestacional (Lau y Waliser, 2012). Estas hipótesis requieren ser estudiadas en detalle.

En invierno, la teleconexión estaría dada a través de la propagación de ondas cuasi estacionarias de Rossby, posiblemente asociadas a áreas de convección anómalas próximas a la región ecuatorial del Pacífico occidental. Los centros de acción de esta onda estacionaria en las inmediaciones de Sudamérica generarían una perturbación del tipo bloqueo en los oestes lo largo del meridiano 80°O. Se requiere mayor

análisis para la identificación de las fuentes de ondas de Rossby y de las condiciones medias del flujo que la propician (variaciones del potencial de velocidad en tropósfera superior y de la vorticidad relativa).

El análisis espectral de la precipitación estival en la subregión sur sugirió la existencia de dos cuasi- ciclos, uno de 9 años (decadal) y otro de 18 años (bidecadal). El cuasi ciclo de 9 años resulta significativo para el invierno en toda la RPA y podría estar asociado a efectos sobre el sistema climático del movimiento del baricentro del sol. En este sentido, Antico y Kröhling (2011) mostraron una conexión entre el movimiento solar y las descargas del río Paraná en la banda de 9 años. Cualquier vinculación entre la precipitación en la RPA y el movimiento del baricentro del sol requiere de mayor análisis. Es destacable que la oscilación bidecadal también está significativamente presente en el registro de la precipitación de más de 100 años en la RCO estudiada por Agosta y Compagnucci (2012). Según Agosta (2013) la fluctuación bidecadal está asociada a la modulación lunar del ciclo nodal (18.6 años) que influye en las TSM y la circulación troposférica del sudoeste del Atlántico Sur, los cuales en última instancia influyen sobre la precipitación en la RCO. La posible influencia lunar sobre la precipitación en la subregión sur de la RPA es una hipótesis para seguir investigando.

En futuros trabajos, además de abordar las hipótesis planteadas anteriormente, se hará énfasis en la relación entre la precipitación en la RPA y la circulación troposférica en otras escalas espacio- temporales, como ser la escala sinóptica y la intraestacional, en las cuales los forzantes remotos identificados durante el período de la prolongada fase húmeda imprimirían características distintivas. Finalmente surge la pregunta acerca de la permanencia de las teleconexiones remotas encontradas para este período durante los períodos anteriores caracterizados por prolongada sequía, ya sea con menores amplitudes o con signo inverso, o bien, si se establecieron conexiones distintas cambiando los forzantes involucrados. Responder a estos

interrogantes será crucial para comprender la evolución futura de la variabilidad en baja frecuencia de la precipitación en la región.

Agradecimientos: A los proyectos del CONICET PIP 112-2009-0100439 y PIP 114-201001-00250, de la Universidad de Buenos Aires UBACyT 2002-010010104, de la Universidad Tecnológica de San Nicolás PID-UTN 1351. Especial gratitud a la Orden del Carmen por su ayuda en todo sentido.

REFERENCIAS

- Agosta, E. A., Compagnucci, R.H., Vargas, M.W., 1999: Cambios en el Régimen Interanual de la Precipitación Estival en la Región Centro-Oeste Argentina. *Meteorologica.*, v.24, n.1 y 2, p.63 - 84, ISSN/ISBN: 0325187X.
- Agosta, E. A., Compagnucci, R.H. 2008a: The 1976/77 Austral Summer Climate Transition Effects on the Atmospheric Circulation and Climate in southern South America. *Journal of Climate*. DOI: 10.1175/2008JCLI2137.1
- Agosta, E. A., Compagnucci, R. H., 2008b: Procesos atmosféricos/oceánicos de baja frecuencia sobre la cuenca sudoeste del Atlántico Sur y la variabilidad de la precipitación en el centro-oeste de Argentina, *Geoacta*, 33, 21-31.
- Agosta, E. A., Compagnucci, R. H 2012: Central West Argentina summer precipitation variability and atmospheric teleconnections. *Journal of Climate*. Doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00206.1>
- Agosta E., 2013: The 18.6-year nodal tidal cycle and the bi-decadal precipitation oscillation over the plains to the East of subtropical Andes, South America. *Intl. J Climate* 2013 DOI: 10.1002/joc.3787
- Aravena y Luckman (2009) Spatio-temporal rainfall patterns in Southern South America *Int. J. Climatol.* 29: 2106–2120.
- Barros, V., Castañeda M. E., y Doyle, M.: 2000. Recent precipitation trends in southern South America east of the Andes: An indication of climatic variability. *Southern Hemisphere paleo and neo-climates*, P. P. Smolka and W. Volkheimer, Eds., Springer-Verlag.
- Barros, V., Doyle M., Camilloni, I. 2008: Precipitation trends in Southeastern South America: Relationship with ENSO phases and low-level Circulation. *Theoretical and Applied Climatology* 93 (1,2):19-33.
- Bjerknes, J. 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18: 820–829. doi: 10.1111/j.2153-3490.1966.tb00303.x
- Bjerknes, J, 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. 1. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163–172. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2)
- Boulanger, J. P., J. Leloup, O. Penalba, M. Rusticucci, F. Lafon, and M. Vargas, 2005: Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: Long term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Climate Dyn.*, 24, 393–413.
- Canavos G. C.: Probabilidad y estadística: Aplicaciones y métodos, primera edición. Ed McGraw Hill 1988, 651pp. Referencias -115-
- Compagnucci, R. H. y Agosta, E. A., 2008: La precipitación de verano en el centro-oeste de Argentina y los fenómenos interanual El Niño/Oscilación Sur (ENOS) e interdecádico "tipo.^{ENOS}. *Geoacta* [online]. 2008, vol.33, pp. 97-103. ISSN 1852-7744.
- Doyle, M., Barros, V., 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, 3394-3409
- Ebbesmeyer C.C., Cayan D.R., McLain D.R., Nichols F.H., Peterson D.H. and Redmond T. 1991: 1976 Step in the Pacific Climate: Forty environmental changes between 1968-1975 and 1977-1984. *Proceeding of the 7th Annual Pacific Climate PACLIM, Workshop*, April 1990, Eds. Betancourt, J.L. y V.L. Tharp, Californian Dep. of Water Resources, Interagency Ecological Studies Program, Tech. Rep. 26, 115-126.

- Haylock, M. R., and Coauthors, 2006: Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *J. Climate*, 19, 1490–1512.
- Hoffmann J. A. J., 1992: The continental atmospheric pressure and precipitation regime of South America. *Erdkunde* 46, 42–51.
- Inatsu, Masaru, Brian J. Hoskins, 2004: The Zonal Asymmetry of the Southern Hemisphere Winter Storm Track. *J. Climate*, 17, 4882–4892. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-3232.1>
- IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jenkins y Watts 1968: *Spectral Analysis and its Applications*, Eds. Holden-Day, 552p.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471.
- Kottek, M., Grieser J., Beck C., Rudolf B. y Rubel F., 2006: World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 15, 259–263. DOI: 10.1127/0941-2948/2006/0130.
- Krepper, C. M., Scian, B. V. y Pierini J. O. 1989: Time and space variability of rainfall in central- east Argentina. *J of Climate*, 2, 39–47
- Lau, Ngar-Cheung, Mary Jo Nath, 1 6 The Role of the “Atmospheric ridge” in Linking Tropical Pacific ENSO Events to Extratropical SST Anomalies. *J. Climate*, 9, 2036– 2057. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-442\(1996\)009<2036:TROTBI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-442(1996)009<2036:TROTBI>2.0.CO;2)
- Lau W. y Waliser D. 2012: *Intraseasonal variability atmosphere-ocean system* (second edition), Ed.Springer. 613p
- Liebmann, B., and Coauthors, 2004: An observed trend in central South American precipitation. *J. Climate*, 17, 4357–4367.
- Marshall G. J. 2003: Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *J. of Climate* 16 4134–4143.
- Minetti, J.L. y Vargas, W.M. 1998: Trends and jumps in the annual precipitation in South America, south of the 15°S. *Atmósfera* (México), 11, 205– 221.
- Minetti, J. L., Vargas, W. M., Poblete, A. G., Acuña, L. R. y Casagrande, G. 2003: Non linear trends and low frequency oscillations in annual precipitation over Argentina and Chile, 1931–1999. *Atmósfera* 16 pp. 119–135
- Mitchell, J.M.; Dzerdzeevskii, B.; Flohn, H.; Hofmeyr, W.L.; Lamb, H.H.; Rao, K.N. y Wallén, C.C. 1966: *Climatic Change*, Technical Note No. 79, WMO 80p.
- Mo, Kingtse C., 2000: Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *J. Climate*, 13, 3599–3610. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<3599:RBLFVI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<3599:RBLFVI>2.0.CO;2)
- Önöz, B., Mehmet cik Bayazit, 2003: The Power of Statistical Tests for Trend Detection. *Turkish J. Eng. Env. Sci.* 27 (2003), 247–251.
- Panofsky. H. y Brier, G. 1958: *Some applications on statistics to Meteorology*. College of Mineral Industries, The Pennsylvania State University, 223p.
- Penland, C., De Zheng Sun, Antonietta Capotondi y Daniel J. Vimont 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.
- Pérez S., Sierra E., López E., Nizzero G., Momo F. y Massobrio M. 2011: Abrupt changes in rainfall in the Eastern area of La Pampa Province, Argentina, *Theor Appl Climatol* (2011) 103:159– 165. DOI 10.1007/s00704-010-0290.
- Pérez, S. y Sierra, E. 2012: Changes in rainfall patterns in the eastern area of La Pampa province, Argentina. *Ambi-Agua*, Taubaté, v. 7, n. 1, p. 24–35, 2012. (<http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.692>).
- Russián G., Agosta, E. A., Compagnucci, R. H

- 2010: Variabilidad interanual a interdecádica de la precipitación en Patagonia Norte. GEOACTA, vol. 35 (2), 27-43.
- Salby, M.L 2012: Physics of the Atmosphere and Climate. Cambridge University Press, 666pp.
- Schwerdtfeger, W. 1976: Climates of Central and South America. In World Survey of Climatology (Schwerdtfeger, W.; editor). Elsevier Scientific Publishing Company, p. 145. Amsterdam-Oxford- New York
- Taschetto, A.S. y Tercio Ambrizzi 2011: Can Indian Ocean SST anomalies influence South American rainfall? Clim. Dyn. DOI: 10.1007/s00382-011-1165-3.
- Viglizzo, E.F., Frank, F.C. 2006: Ecological interactions, feedbacks, thresholds and collapses in the Argentine pampas in response to climate and farming during the last century. Quaternary International 158, Canadá: 122-126.
- White W. B. 2004: Comments on “synchhronous variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea, Ice and Ocean resulting from Annular Mode”. Am. Met. Soc. 17, 224 -2254.
- Webster, R. y T.M. Burges 1980. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. III. Changing drift and universal kriging. J. Soil Sci. 31: 505-524.
- Wilks, D.S. 2006: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Elsevier, 628pp.

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.