

AVANCES EN EL PRONÓSTICO CLIMÁTICO DE LAS ANOMALÍAS DE LLUVIA EN LA REGIÓN PAMPEANA

Juan C. Labraga, Laura D. Brandizi y Mónica A. López

Centro Nacional Patagónico (CONICET), Puerto Madryn, Argentina

(Manuscrito recibido el 12 de marzo de 2010, en su versión final el 20 de diciembre de 2010)

RESUMEN

Los modelos globales de la circulación general de la atmósfera (MCGA) son capaces de simular anomalías climáticas estadísticamente significativas de escala estacional o mayor, asociadas con anomalías en la temperatura de la superficie del mar. Los MCGA pueden estimar efectivamente el signo y la probabilidad de tales anomalías climáticas cuando su extensión es varias veces mayor que la resolución espacial del modelo. En este trabajo se presentan algunos avances en la estimación de las anomalías de la lluvia en 22 localidades de la Región Pampeana Argentina mediante *downscaling* estadístico de la información producida por un ensamble de veinte simulaciones con el MCGA CSIRO-9, prescribiendo la temperatura de la superficie del mar de acuerdo con los valores diarios observados en el período 1987-1998. El *downscaling* estadístico de la lluvia produjo una mayor correlación con las observaciones locales que los datos de lluvia del MCGA interpolados sobre cada sitio. Los resultados de un Análisis de las Componentes Principales aplicado a los datos observados y estimados indican que este método de *downscaling* permite discernir áreas con diferente comportamiento de la lluvia dentro de la región de estudio.

Palabras clave: regionalización del clima, pronóstico del clima, lluvia, Región Pampeana.

ADVANCES IN THE CLIMATIC FORECAST OF RAINFALL ANOMALIES IN THE PAMPA REGION

ABSTRACT

Atmospheric general circulation models (AGCM) are able to simulate statistically significant climate anomalies of seasonal or larger time-scales, associated with anomalies in the sea surface temperature. AGCMs can effectively estimate the sign and probability of such climate anomalies whenever their extent is several times greater than the spatial resolution of the model. Some progress attained in the estimation of rainfall anomalies in 22 sites of the Pampa Region, Argentina, by means of statistical downscaling of the output from an AGCM are presented in this work. Downscaling models were based in the multiple lineal regression method. Climatic anomalies of the atmospheric independent variables required in the rainfall downscaling procedure were obtained from the ensemble average of twenty simulations carried out with the AGCM CSIRO-9, prescribing the sea surface temperature according to observed daily values in the period 1987-1998. The statistical downscaling of rainfall produced greater correlation with local observation than the AGCM rainfall data interpolated over each location. The results of a Principal Component Analysis applied to the observed and estimated data reveal that this

downscaling approach is able to distinguish areas with different rainfall behavior within the study region.

Keywords: downscaling, climate forecast, rainfall, Pampa Region.

1. INTRODUCCIÓN

Las regiones fitogeográficas Argentinas de la Pampa y el Espinal, las cuales denominaremos en su conjunto y por brevedad Región Pampeana, sufren extensos períodos de sequía o exceso de lluvia que afectan la disponibilidad de los recursos hídricos e impactan sobre la productividad de los sistemas agropecuarios y diversas actividades humanas. El estudio de la predictabilidad y el desarrollo de métodos de pronóstico climático estacional de la lluvia en la Región Pampeana son temas que combinan interés científico y relevancia socio-económica, por ser ésta la zona que concentra el 95% de la producción de granos de Argentina. La utilización de pronósticos climáticos eficientes permitiría prever el impacto de las fluctuaciones de la lluvia y planificar el manejo de los recursos hídricos.

La sequía de Diciembre de 1985 y la inundación de Febrero de 1992, dos ejemplos de episodios extremos que afectaron el norte de esta región, fueron investigados por Min y Shubert (1997), quienes encontraron sobresalientes anomalías en la circulación atmosférica y en el flujo de vapor de agua hacia la región coherentes con cada una de las anomalías de lluvia.

El grado de exceso o déficit de lluvia en un sitio y para una escala de tiempo dados puede ser cuantificado mediante el Índice Estandarizado de Precipitación (IEP, Mc Kee y otros 1993). El procedimiento de normalización que incorpora este índice permite comparar anomalías en sitios con diferentes patrones de lluvia. Usando como valores límites de IEP -1.28 y +1.28, correspondientes al 10% y 90% de la probabilidad acumulada para la distribución estándar Gaussiana, Scian y otros (2006) y Labraga y otros (2002) identificaron períodos de varios meses consecutivos de exceso o déficit de lluvia en la Región Pampeana en la segunda mitad del siglo pasado y propusieron una caracterización de las anomalías en la circulación atmosférica regional asociadas con estos extremos. Los modos dominantes de las variaciones en la circulación atmosférica del Hemisferio Sur

como el Modo de Latitudes Altas o el Modo del Pacífico-Sudamérica, que se ponen en evidencia a través del análisis de funciones ortogonales empíricas de una variable representativa de la circulación troposférica como la altura geopotencial de 500 hPa, están asociados con anomalías en la temperatura de la superficie del mar (TSM) en distintas cuencas oceánicas (Mo 2000). Estas variaciones en la circulación atmosférica, con un amplio rango de escalas de tiempo, afectan la normal distribución espacial y temporal de las lluvias.

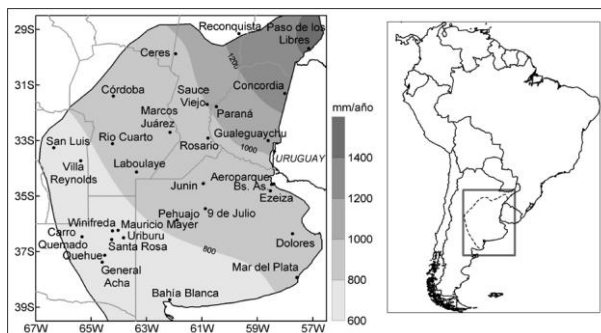


Figura 1: Esquema de la región de estudio, ubicación de los sitios de medición de lluvia y promedio anual del período 1961-1990 en mm.

Aun cuando las variaciones en la TSM en el Pacífico ecuatorial que caracterizan a los eventos El Niño y La Niña producen una señal discernible en la variabilidad de lluvia en el sudeste de Sudamérica (SSA), particularmente durante la primavera austral (Grimm y otros 2000), aquellas no son suficientes para explicar las notables diferencias observadas entre eventos de un mismo tipo (El Niño o La Niña). Barros y Silvestri (2002) encontraron que las anomalías de la TSM en la región del Pacífico comprendida entre 170° y 120° O y

entre 40° y 20° S (Pacífico subtropical sur-central), modulan el efecto de las anomalías en la TSM en el Pacífico ecuatorial típicas de El Niño sobre la circulación atmosférica. Esto explicaría las marcadas diferencias entre eventos en las lluvias atípicas de primavera en SSA. De acuerdo con Vera y otros (2004), las anomalías en la circulación atmosférica asociadas con condiciones cálidas en el Pacífico ecuatorial típicas de eventos El Niño, son apreciablemente diferentes según se den simultáneamente condiciones relativamente frías o cálidas en Pacífico subtropical sur-central, originando dos clases de eventos El Niño. La primera clase se caracteriza por una actividad convectiva más intensa en la Zona de la Convergencia Intertropical y en la Zona de la Convergencia del Pacífico Sur y, además, por la excitación de uno de los modos de variabilidad atmosférica dominantes en el Hemisferio Sur, el Patrón del Pacífico-Sudamérica, PSA, (Mo 2000). En la segunda clase de eventos El Niño la actividad convectiva en las zonas de convergencia mencionadas es menor y no emerge claramente el patrón PSA.

En términos de varianza explicada, el modo de variabilidad atmosférica de baja frecuencia más importante del Hemisferio Sur es la Oscilación Antártica o Modo de Latitudes Altas (Kidson 1999). Silvestri y Vera (2003) encontraron que este modo influye sobre las variaciones de la lluvia en el sudeste de Sudamérica, particularmente en la primavera, siendo éste otro factor de modulación de la correspondiente señal de El Niño en el SSA. Un estudio de Barreiro (2009) sugiere que los modelos que pronostican el clima estacional deberían simular correctamente no solo la señal remota del El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) sino también el acoplamiento termodinámico aire-mar en el Atlántico Sur, ya que este océano actuaría como moderador de la influencia del ENOS en la región.

El pronóstico de las desviaciones de una variable atmosférica respecto de su promedio trimestral de largo plazo, que por simplicidad

denominaremos pronóstico climático, es una práctica rutinaria en un número creciente de centros climáticos en todo el mundo desde hace más de una década. Los métodos de pronóstico climático son variados y comprenden el uso de modelos estadísticos, determinísticos o una combinación de ambos. En la actualidad se asigna un peso creciente a los pronósticos elaborados con modelos globales de la circulación general de la atmósfera (MCGA) y modelos acoplados de la atmósfera y los océanos (MCGAO; Goddard y otros 2003, Saha y otros 2006).

Cuando el pronóstico se basa en un MCGAO, la condición de la TSM en el borde inferior de la atmósfera es libremente establecida por los procesos físicos de interacción entre el mar y la atmósfera. El problema de pronóstico en este caso se centra en la inicialización de ambos modelos. Cuando el pronóstico climático se basa en un MCGA, la TSM debe ser pronosticada previamente en forma independiente, o debe asumirse alguna hipótesis sobre su evolución futura (persistencia de las anomalías, por ejemplo), y luego forzar la respuesta de la atmósfera mediante esta condición de borde.

Los resultados de las simulaciones realizadas con el MCGAO CSIRO Mark II por Labraga y Frumento (2003) muestran que este modelo es capaz de reproducir satisfactoriamente la variación anual de las variables atmosféricas relacionadas con el ciclo del vapor de agua en Sudamérica, así como los modos dominantes de la variabilidad de la circulación atmosférica en el Hemisferio Sur, el Modo de Latitudes Altas y el Modo PSA. Por lo tanto, cabe esperar que el modelo pueda reproducir también aspectos pertinentes de la circulación atmosférica relacionados con la variabilidad de la lluvia en la Región Pampeana.

El ensamble de simulaciones retrospectivas realizadas por Labraga (2005) con el MCGA CSIRO-9, forzadas con la TSM observada en el período 1986-1998 proveyó información valiosa sobre el potencial de este modelo para simular anomalías climáticas trimestrales en distintas variables atmosféricas, incluyendo la lluvia, en el área continental de Sudamérica y los océanos

vecinos. La eficacia de estas simulaciones depende por un lado de la exactitud con que son representados los distintos procesos físicos de la atmósfera en el modelo. Además, en cada lugar y momento, depende de la relación entre la magnitud de la varianza de la circulación asociada con la varianza de la TSM como forzante (señal) y la magnitud de la varianza de la circulación generada internamente por la dinámica de la atmósfera (ruido).

La resolución espacial del MCGA en los mencionados experimentos, del orden de cientos de kilómetros, no permite una buena representación de las características fisiográficas y los procesos físicos de pequeña escala que condicionan las variaciones locales de la lluvia, dato relevante en estudios de impacto y en diversas aplicaciones.

La suposición de que el clima local está condicionado por interacciones entre las circulaciones de gran escala de la atmósfera y los océanos y características físicas de pequeña escala de cada sitio, como topografía, cobertura vegetal, tipo y estado del suelo, es el fundamento de los métodos de regionalización del clima o *downscaling*. Existe actualmente una gran variedad de procedimientos de *downscaling*, que comprende métodos dinámicos, basados en modelos atmosféricos regionales de alta resolución, y métodos estadísticos, basados en modelos empíricos (Salathe 2003, von Storch y otros 2000).

El objetivo de este trabajo ha sido evaluar un procedimiento para estimar las anomalías trimestrales de la lluvia en sitios de la Región Pampeana, basado en la combinación de un ensamble de simulaciones con el MCGA CSIRO-9, forzadas con la SST observada, y la aplicación de modelos estadísticos para la regionalización de la lluvia.

En la siguiente sección se describen, en primer término, las características del ensamble de simulaciones retrospectivas de la circulación atmosférica global realizadas con el MCGA CSIRO-9. Luego, se introduce el método de *downscaling* estadístico aplicado para estimar la lluvia en sitios de la Región Pampeana a partir de variables atmosféricas extraídas de las simulaciones globales. En la sección de resultados se presentan distintas medidas estadísticas de la bondad de las estimaciones locales de la lluvia. Finalmente, se discuten los alcances y limitaciones del procedimiento.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Simulaciones atmosféricas globales

La simulación retrospectiva de las anomalías en la circulación atmosférica global consistentes con las anomalías en la TSM observada en el período 1986-1998 (Labraga 2005) fue realizada con el MCGA CSIRO-9. Este modelo es descrito detalladamente por McGregor y otros (1993). El desempeño del modelo CSIRO-9 en el área de Sudamérica fue ampliamente verificado, en lo que respecta a su capacidad para reproducir las características salientes del clima de la región (Labraga y Frumento 2003). El procedimiento empleado para simular las anomalías estacionales en la circulación atmosférica asociadas con anomalías en la TSM observada es descrito en detalle en Labraga (2005). Resumidamente, se realizó un ensamble de veinte simulaciones con el modelo atmosférico global, prescribiendo la TSM de acuerdo con los valores diarios observados en todas las cuencas oceánicas, en el período 1986-1998. El primer año fue considerado como un período de ajuste del sistema atmósfera-suelo-hielo de mar y sus resultados no fueron tomados en cuenta en el análisis posterior. En todos los miembros del ensamble de simulaciones se utilizaron idénticas condiciones de borde inferior, pero diferentes condiciones atmosféricas iniciales, todas ellas extraídas de una corrida de control de 30 años con condiciones cíclicas climáticas en la TSM.

Los resultados obtenidos en el trabajo citado anteriormente en la región de Sudamérica y áreas oceánicas contiguas, mostraron que la capacidad de simulación de anomalías climáticas en las variables de altura, como temperatura, altura geopotencial y viento, y variables de superficie como lluvia y presión, era muy alta en las áreas oceánicas tropicales y decrecía rápidamente hacia latitudes medias y altas. Estos resultados coincidieron con trabajos anteriores de otros autores (Anderson y otros 1999). A diferencia de trabajos anteriores similares, se encontró que el modelo tenía capacidad para simular anomalías trimestrales de lluvia dentro del intervalo de latitudes de 30° S a 45° S, incluso en el área continental de Sudamérica, capacidad medida en términos de correlación significativa entre patrones anómalos modelados y observados.

En las simulaciones de pronósticos trimestrales, el último día de cada mes se realizó una corrida de tres meses de extensión. El estado inicial de la atmósfera en esas corridas fue el que se obtuvo en la correspondiente corrida forzada con la TSM observada hasta esa fecha. La variación de la TSM en los tres meses siguiente (período de pronóstico) fue prescripta como sigue.

$$T(t) = \overline{T}_d(t) + T'_m + T^* \quad [1]$$

Donde $T(t)$ es la proyección de la temperatura media diaria de la superficie del mar en cada día t del trimestre, $\overline{T}_d(t)$ es la temperatura media diaria de largo plazo (climática) correspondiente al día t , T'_m es el promedio de las desviaciones diarias de la temperatura respecto del promedio de largo plazo durante los treinta días previos al pronóstico (término de persistencia). La diferencia entre los dos primeros sumandos a la derecha de (1) y la temperatura observada el último día de cada mes es T^* , una perturbación transitoria que se extingue linealmente al término de cinco días. La TSM fue prescripta de este modo en cada punto oceánico de la retícula del modelo. Este procedimiento de pronóstico, de sólo un trimestre de extensión, fue repetido en el último día de cada mes, desde 1987 hasta 1998.

La resolución espacial del MCGA CSIRO-9 utilizada es de aproximadamente 625 km en dirección este-oeste y 350 km en dirección norte-sur. Por lo tanto, no puede modelar localmente con exactitud aquellos procesos físicos, como la lluvia, cuya escala característica es mucho menor que estas dimensiones.

2.2 Regionalización de la lluvia

Los modelos estadísticos de regionalización del clima (downscaling) utilizados en este trabajo para estimar las anomalías de la lluvia mensual en 22 localidades de la Región Pampeana (ver ubicaciones en Fig. 1) fueron desarrollados en una etapa previa de esta investigación. El procedimiento de construcción y verificación de estos modelos ha sido detallado en una comunicación anterior (Labraga y Brandizi 2009). Brevemente, para cada sitio se desarrolló un modelo estadístico basado en Regresión Lineal

Múltiple (Wilks 2006), en el cual la variable dependiente es la anomalía del total de lluvia mensual, entendiéndose por anomalía la desviación del valor mensual observado respecto del promedio de largo plazo de cada mes. Las variables independientes fueron elegidas entre 25 variables atmosféricas que, presumiblemente, podían estar asociadas con los mecanismos productores de lluvia en esta región. La elección del conjunto de variables “predictoras” o independientes en cada caso se hizo por el método de selección por pasos hacia adelante (Wilks 2006) hasta un máximo preestablecido de ocho variables.

Las siguientes variables formaron parte del conjunto de predictores potenciales: flujos de calor latente y sensible en superficie, presión en superficie y presión reducida al nivel medio del mar, temperatura máxima, mínima y media a 2m, cobertura total de nubes, agua precipitable, índice de inestabilidad de Showalter, temperatura en 850 hPa y en 700 hPa, altura geopotencial de 500 hPa, espesor 500-1000 hPa, componentes zonal y meridional del viento en 850 hPa, vorticidad en 700 hPa, 500 hPa y 200 hPa, divergencia en 700 hPa y 200 hPa, componente zonal del viento en 250 hPa, advección de la relación de mezcla de vapor de agua en 850 hPa y convergencia del flujo de relación de mezcla de vapor de agua en 850 hPa.

Estos modelos fueron calibrados y verificados utilizando variables predictoras tomadas de los Reanálisis II del NCEP-DOE Atmospheric Model Intercomparison Project (Kanamitsu y otros 2002) y observaciones de lluvia de estaciones del Servicio Meteorológico Nacional y de la Secretaría de Recursos Hídricos. Tanto los datos en el nivel de superficie como los datos de altura de los Reanálisis II utilizados, fueron inicialmente interpolados desde su retícula nativa a la retícula del MCGA CSIRO-9 y luego interpolados sobre los sitios de cada estación pluviométrica. De este modo se aseguró que los datos empleados en el desarrollo y verificación de los modelos de downscaling tuviesen la misma resolución espacial que los datos predictores en la fase de aplicación de los modelos. Para cada localidad y para cada estación del año, se desarrolló un modelo de regresión lineal múltiple utilizando los datos del período 1987-2006. La verificación se realizó con datos del período 1979-1998, de igual longitud que el anterior y un solapamiento de 12 años,

observando los criterios de validación cruzada (von Storch y Zwiers 2001).

El desempeño de los modelos en el período de desarrollo mostró que el porcentaje de la varianza explicada de las anomalías mensuales de lluvia crecía uniformemente de oeste a este en la Región Pampeana, alcanzando valores de más de 45% en el este de esta región. En el período de verificación se observó un patrón de distribución de la varianza explicada similar pero con una disminución promedio de 15%, por lo cual suponemos que los modelos tienen un nivel aceptable de estabilidad.

Las variables atmosféricas independientes que tuvieron participación más frecuente en los modelos y el signo de sus respectivos coeficientes de regresión, mostraron ser físicamente consistentes con los patrones de las anomalías en la circulación y los procesos productores de lluvia que en Labraga y otros (2002) fueron asociados con excesos o déficit de lluvia en la Región Pampeana. El agua precipitable es la variable independiente más frecuente en el conjunto de los sitios y estaciones del año, y el signo del coeficiente de correlación es positivo según lo esperado; la vorticidad en 700 hPa fue seleccionada mayormente en los modelos correspondientes a otoño e invierno, época en la cual la presencia de perturbaciones sinópticas transitorias es más frecuente en la región, y el signo negativo del coeficiente indicó una relación consistente entre anomalías de vorticidad ciclónica y exceso de lluvia. La variable componente meridional del viento en 850 hPa es una variable predictora principalmente en verano. El signo negativo del coeficiente de regresión obtenido en esta variable indica que el predominio de los vientos del norte, que favorecen la advección de humedad hacia la región, está asociado con anomalías positivas de lluvia. La convergencia del flujo de vapor de agua, otra de las variables independientes presente regularmente en los modelos, aparece asociado coherentemente con excesos de lluvia, de acuerdo con el signo positivo del correspondiente coeficiente de regresión obtenido.

Otro aspecto del procedimiento de downscaling que fue examinado es su capacidad para reproducir la evolución y patrón espacial de períodos secos y húmedos sobresalientes que afectaron a la Región Pampeana en el período de estudio. Uno de los

períodos secos más notables fue de Septiembre de 1987 a Noviembre de 1989. Las estimaciones de la lluvia local concordaron en que los extremos secos tuvieron lugar en el noreste y este de la Región Pampeana, y que en el sudoeste de la región ocurrieron anomalías pequeñas positivas, obteniéndose un coeficiente de correlación 0.60 con las anomalías observadas.

Las anomalías mensuales de la lluvia en las localidades pampeanas en el período 1987-1998 fueron estimadas con los modelos de downscaling previamente calibrados, usando como variables predictoras los promedios de ensamble de las simulaciones con el MCGA CSIRO-9 descritos anteriormente, interpolados sobre cada uno de los sitios. La capacidad del procedimiento fue evaluada estadísticamente comparando valores de la lluvia estimada y observada mediante el cálculo de coeficientes de correlación y error relativo. Aplicando Análisis de las Componentes Principales basado en la matriz de correlación, se pudo evaluar la capacidad del método para reproducir los patrones espaciales de las anomalías de lluvia en la región.

3. RESULTADOS

3.1 Desempeño Local

Dos procedimientos para estimar las anomalías locales de la lluvia fueron comparados entre sí mediante el cálculo del coeficiente de correlación con los valores observados. En el primero, las estimaciones se obtuvieron por interpolación bilineal de los valores de lluvia en los cuatro puntos de la retícula del MCGA CSIRO-9 sobre cada sitio. En el segundo, las estimaciones se obtuvieron por el procedimiento de downscaling estadístico descrito en la sección 2. Para establecer la significación estadística de las correlaciones se aplicó un test aproximado, con $H_0: CC = 0$, calculando el estadístico

$$T = |CC| \sqrt{(n-2)/(1-CC^2)} \quad [2]$$

y comparando el valor de T con el valor crítico de la distribución t de Student con $n-2$ grados de

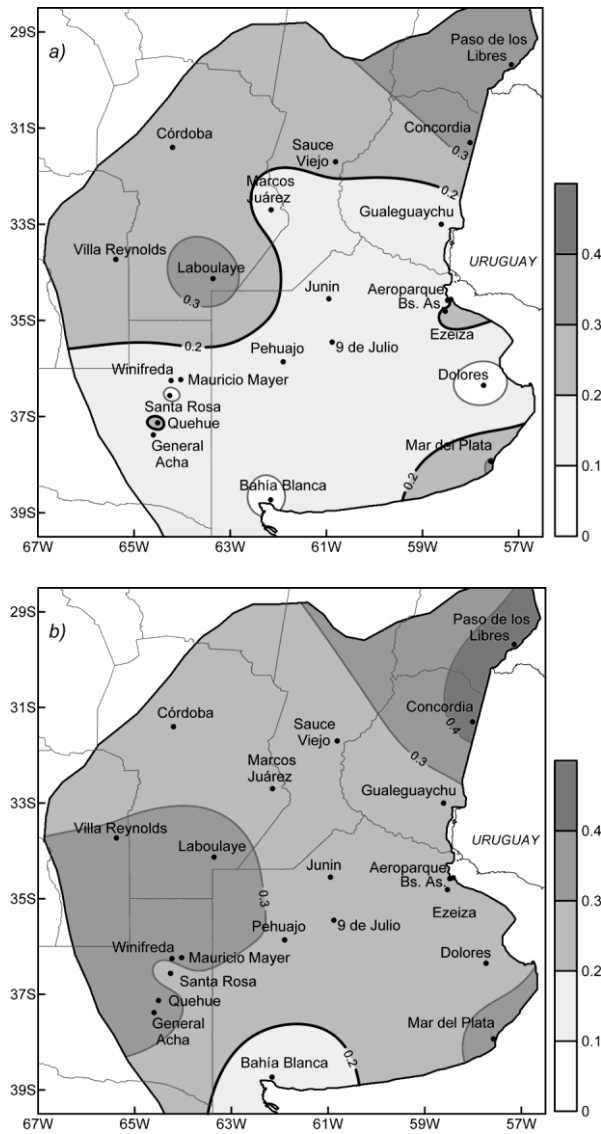


Figura 2: Coeficiente de correlación entre a) series de anomalías trimestrales observadas y modeladas con el MCGA CSIRO-9, b) series de anomalías trimestrales de lluvia observadas y modeladas por downscaling. Los valores mayores que 0.22 son significativos ($p < 0.01$).

libertad, siendo n la extensión de la serie (von Storch y Zwiers 2001). Los resultados indican que es posible rechazar H_0 con un nivel de significación $p < 0.01$, cuando $CC > 0.22$.

El modelo global produce resultados poco satisfactorios en el sudeste de la Región Pampeana, donde en un total de 15 sitios las correlaciones con los valores observados no alcanza significación estadística (Fig. 2a). Las correlaciones obtenidas

por downscaling son significativas ($p < 0.01$) en todos los sitios de la región de estudio excepto Bahía Blanca (Fig. 2b). La aplicación del procedimiento de downscaling eleva la correlación en más de 20 % en localidades como Junín, 9 de Julio, Dolores y Buenos Aires, donde el desempeño del modelo global es relativamente pobre. Esta variación de la correlación es significativa ($p < 0.05$).

El modelo global produce las correlaciones más altas en Concordia y Paso de los Libres en el extremo noreste, y en Laboulaye en el centro-oeste, donde son mayores que 0.3 y alcanzan significación estadística. En estas localidades, la aplicación del procedimiento de downscaling eleva en casi 10 % la correlación, variación que resulta ser no significativa ($p < 0.05$).

La significación estadística de la diferencia entre ambas correlaciones fue evaluada de la forma siguiente. Se definió la hipótesis nula $H_0: \rho_d = \rho_m$ y la hipótesis alternativa $H_1: \rho_d \neq \rho_m$, donde ρ_d y ρ_m son los coeficientes de correlación para las estimaciones por downscaling y modelo global respectivamente. Se aplicó la transformación z de Fisher a los coeficientes de correlación y se calculó el estadístico

$$z = \frac{z_d - z_m}{\sqrt{1/(N_d - 3) + 1/(N_m - 3)}} \quad [3]$$

Se calculó la probabilidad de z para un test de dos colas.

El error relativo (ER) de las estimaciones de la lluvia fue calculado como la raíz del error cuadrático medio dividido por el desvío estándar de las observaciones, para hacer posible la comparación del error en localidades con regímenes de lluvia diferentes.

El ER de las anomalías trimestrales de lluvia obtenidas mediante el modelo global es muy elevado y se encuentra entre 70 y 80 % en la mayoría de los sitios (Fig. 3a). El procedimiento de downscaling reduce este error en apenas un 5 % en promedio (Fig. 3b).

Cabe recordar que en las simulaciones realizadas con el modelo global, las cuales proveen las variables atmosféricas de entrada para estimar la lluvia local por downscaling, se prescribió una sola condición de borde: la TSM. Si bien las investigaciones mencionadas en la introducción

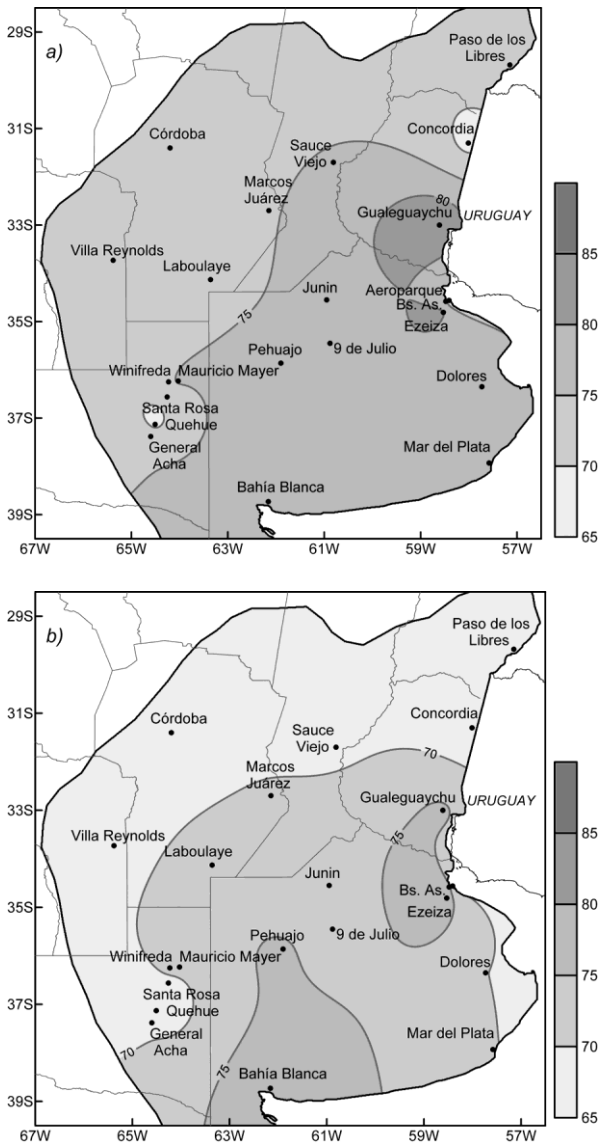


Figura 3: Desempeño local. Error relativo (ver definición en el texto) de las anomalías trimestrales de lluvia estimadas a) mediante el modelo atmosférico global CSIRO-9, b) por downscaling.

señalan que esta condición de borde condiciona fuertemente la dinámica atmosférica, existen otras condiciones de borde que pueden tener una influencia no despreciable, como la extensión del hielo de mar, temperatura y humedad del suelo, acumulación de nieve, etc., que junto con la prescripción de condiciones iniciales realistas podrían contribuir a reducir el error de las estimaciones de lluvia directas y por downscaling.

Otro factor que puede generar error en los dos procedimientos de estimación de la lluvia es la existencia de errores sistemáticos en el MCGA CSIRO-9. Este aspecto fue examinado en detalle en Labraga y Frumento (2003). En ese trabajo se encontró que, si bien el modelo reproduce adecuadamente el ciclo anual de las variables fundamentales, produce un error en la localización del máximo de temperatura sobre el continente que explicaría el sesgo encontrado en la circulación de niveles bajos, el transporte de humedad y la tasa de lluvia en el sudeste de Sudamérica, conducentes a una subestimación significativa de la lluvia que afecta la región de estudio en particular.

3.2 Desempeño regional

La correspondencia entre los patrones espaciales de las anomalías trimestrales de la lluvia estimadas por downscaling o por interpolación directa de los datos del modelo global y los patrones de las anomalías observadas permite evaluar el desempeño de ambas aproximaciones sobre la Región Pampeana en su conjunto. El grado de correspondencia con la realidad puede ser ponderado mediante el coeficiente de correlación entre patrones de anomalías CPA, definido en la forma usual (ver Anderson y otros 1999), cuyo valor está acotado entre -1 y +1. Los valores de CPA obtenidos son mostrados en la Fig. 4. Como las anomalías de la lluvia no se distribuyen uniformemente dentro de la Región Pampeana y la resolución espacial del modelo global es baja, éste

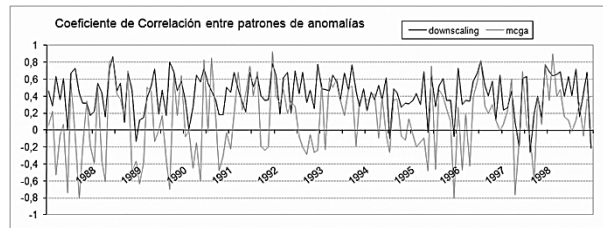


Figura 4: Desempeño regional. Coeficiente de correlación entre patrones de anomalías (CPA) en función del tiempo. Línea negra: CPA entre anomalías trimestrales de lluvias observadas y estimadas por downscaling. Línea gris: CPA entre anomalías observadas y estimadas mediante el modelo global.

no puede discernir adecuadamente los cambios espaciales en la magnitud o el signo de las anomalías de lluvia.

Por lo tanto, los valores de CPA fluctuaron en el tiempo ampliamente entre valores positivos y negativos y alcanzaron un valor promedio de solo 0.12 en todo el período (Fig. 4). El método de downscaling, en cambio, resolvió mejor las variaciones locales de la lluvia, por lo cual las fluctuaciones de CPA tuvieron menor amplitud y su valor promedio en el periodo fue 0.45 (Fig. 4).

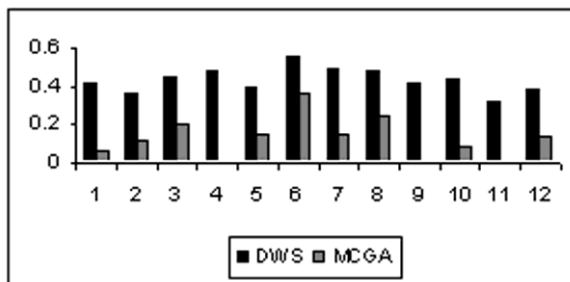


Figura 5: Variación anual de CPA para las estimaciones de lluvia por downscaling (DWS) y por el MCGA CSIRO-9.

La Fig. 5 muestra las variaciones en el desempeño de los procedimientos de estimación de la lluvia durante el año. Ambos métodos son más efectivos en los meses de invierno, pero el método de downscaling mejora significativamente ($p < 0.05$) los resultados del modelo global en cualquier época del año, más notoriamente en primavera y verano.

Otro aspecto a examinar en el procedimiento de downscaling es su capacidad para reproducir el desarrollo de períodos húmedos o secos que afectaron a la mayor parte de la región y que fueron relevantes por su persistencia o intensidad.

El promedio de las anomalías de lluvia de los 22 sitios de la región de estudio puede servir a este propósito y es mostrado en la Fig.6. Cada serie fue normalizada dividiendo por su desvío estándar ($\sigma_o = 28$, $\sigma_d = 11$ y $\sigma_c = 8$ para observaciones, downscaling y MCGA CSIRO-9 respectivamente). Se aplicó un promedio móvil de 3 meses en las series para suavizar las anomalías intra-estacionales y destacar las más persistentes.

Desde octubre de 1997 hasta mayo de 1998 las anomalías de lluvia observadas tuvieron continuamente signo positivo y en los meses de

diciembre y enero fueron mayores que 3σ . Los dos procedimientos de estimación reproducen este período húmedo, con valores máximos superiores a 3σ en los meses de verano. Otros dos eventos húmedos más breves y menos intensos, mayores que 2σ , tuvieron lugar en 1990, pero no fueron reproducidos por los métodos de estimación, mientras que el evento del invierno de 1991 de poca intensidad (mayor que 1σ) fue reproducido adecuadamente.

El período seco más prolongado ocurrió entre marzo de 1988 y octubre de 1989, con grandes fluctuaciones mensuales durante el mismo y un valor extremo superior a 2σ en mayo de 1988. Las estimaciones concuerdan en la ocurrencia de anomalías negativas de aproximadamente 1σ en los meses de invierno de ambos años, pero no reproducen la continuidad de la sequía observada en los meses del verano 1988-1989.

El comportamiento de las dos series de estimaciones mostradas en la Fig. 6 es muy semejante. Evidentemente, al promediar sobre toda la región, el método de downscaling pierde su ventaja inherente sobre el MCGA, esto es, su mayor correspondencia local con las observaciones, mostrado en la Fig. 2.

De acuerdo con Barros y Silvestre (2002), las anomalías de temperatura en el Pacífico ecuatorial medidas por el índice de la región Niño-3.4, brevemente EN3.4, (ver definición en Trenberth 1999) están significativamente correlacionadas con

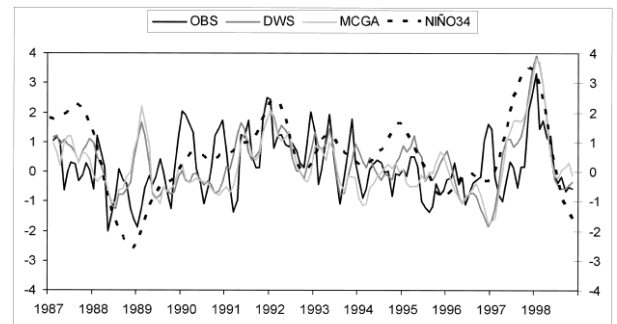


Figura 6: Series de los promedios de las anomalías de lluvia sobre toda la región de estudio, normalizadas por sus respectivos desvíos estándar. Negro: valores observados. Gris oscuro: valores modelados por downscaling. Gris claro: valores obtenidos del modelo global. Línea de trazos: índice de temperatura de la región Niño-3.4.

las anomalías de lluvia de la Región Pampeana en primavera. En la Fig. 6 se muestra el valor de EN3.4 en el período 1987-1998. Esta correspondencia se ve reflejada en los valores de lluvia estimados. Así, cuando el valor absoluto de EN3.4 es mayor que uno (anomalías mayores que un desvío estándar), la correlación entre observaciones y estimaciones por downscaling es 0.72 (significativa $p < 0.01$). Cuando el valor absoluto del índice EN3.4 es menor que uno, la correlación es no significativa e igual a 0.11. Los valores de correlación para las estimaciones mediante el MCGA CSIRO-9 son 0.59 y 0.14 respectivamente.

3.3 Reproducción de los modos normales de variación de la lluvia

La aplicación del método de Análisis de las Componentes Principales ACP (von Storch y Zwiers 2001) a las 22 series mensuales de lluvia, permitió identificar los patrones dominantes de su variabilidad en la región y ponderar las capacidades y limitaciones de los dos métodos de estimación, por comparación de los respectivos patrones modelados con los observados.

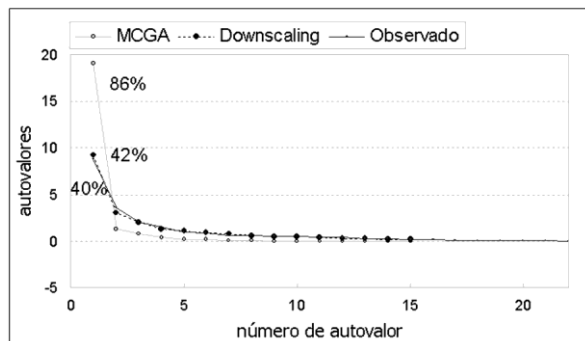


Figura 7: Análisis de las Componentes Principales de las anomalías mensuales de lluvia. Autovalores de los datos observados, modelados por downscaling y modelados por el MCGA CSIRO-9.

En los datos observados, el porcentaje de la varianza explicada por las tres primeras componentes suma 65 %, repartidos en 40, 16 y 9 %. En las estimaciones por downscaling las tres primeras componentes reúnen el 65 % de la varianza, escalonada en 42, 14 y 9 %. En los datos

obtenidos del modelo global, la varianza está concentrada en la primera componente con 87% y contribuciones no significativas en la segunda (6 %) y tercera (4 %).

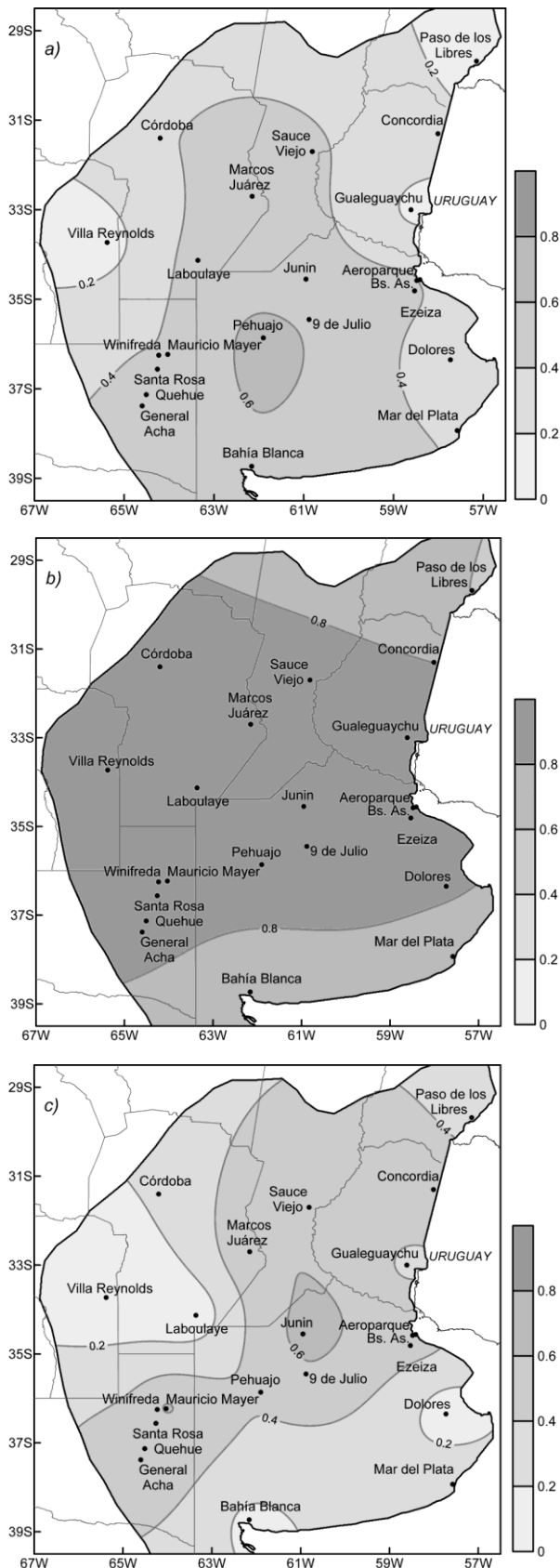
Tanto en los datos observados como en las estimaciones por downscaling sólo la primera y segunda componentes principales son significativas al nivel 95 % de acuerdo con el test de Overland y Preisendorfer (1982). En las estimaciones basadas en el MCGA solo la primera componente alcanza este nivel de significación estadística, lo cual evidencia las limitaciones del modelo global para reproducir el segundo modo de la variabilidad observada que sí es captado por downscaling (Fig. 7).

Krepper y otros (1989) estudiaron la variabilidad de la lluvia en el centro y sur de la Región Pampeana, en las escalas mensual, trimestral y anual, mediante análisis de las componentes principales de series de 30 localidades del período 1947-1976. Encontraron que sólo dos autovectores eran significativos al nivel de 95 %. Tanto en las series mensuales como trimestrales, los autovectores tenían patrones espaciales muy semejantes, lo cual indica que los procesos con períodos característicos entre 1 y 3 meses no pueden contribuir significativamente a estos autovectores.

Un análisis espectral de las componentes principales les permitió determinar que en la primera componente los procesos dominantes son de escala anual, mientras que en la segunda componente dominan procesos con escalas de 6 a 7 meses.

La Fig. 8 muestra el primer autovector del ACP obtenido con las series de datos mensuales del período 1987-1998, para los datos observados, estimados por downscaling y por el MCGA.CSIRO-9. En el primer autovector de los datos observados (Fig. 8a) puede identificarse una zona de máxima variabilidad ubicada hacia el sudeste de la región, también presente en los resultados de Krepper y otros (1989), el cual estos autores asociaron con un efecto orográfico modulador de la Sierra de la Ventana.

Esta estructura de la variabilidad está algo desplazada hacia el noreste en los datos estimados por downscaling (Fig. 8c) y se



encuentra completamente ausente en el autovector de los datos obtenidos del MCGA CSIRO-9 (Fig. 8b), el cual muestra un patrón bastante uniforme.

Es razonable preguntarse si el patrón de variabilidad mostrado en la Fig. 8a varía durante las estaciones. Los resultados de Krepper y otros (1989) indican que el patrón de la primera componente es muy similar en primavera, verano y otoño, mientras que en invierno es más bien indefinido. Algo semejante encontraron en la segunda componente. Los resultados obtenidos para cada estación separadamente (no mostrados) son coherentes con los citados anteriormente, pero son menos sólidos que los derivados del análisis del período completo debido a la menor longitud de las series.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha evaluado un procedimiento para estimar las anomalías trimestrales de la lluvia en sitios de la Región Pampeana, basado en la combinación de un ensamble de simulaciones con el MCGA CSIRO-9, forzadas con la SST observada, y la aplicación de modelos estadísticos para la regionalización de la lluvia. Las medidas estadísticas de correlación y error relativo calculadas con ese propósito, indican que el procedimiento de downscaling puede mejorar la confiabilidad en el signo de las anomalías de lluvia estimadas localmente respecto de los resultados del modelo global, pero no mejora substancialmente la estimación de su magnitud. Ambos procedimientos subestiman la varianza de las anomalías de la lluvia.

El análisis de la serie del promedio de las anomalías de lluvia de toda la región desde 1987 hasta 1998, indica que la evolución del período húmedo más prolongado e intenso registrado en la región desde octubre de 1997 hasta mayo de 1998 fue reproducida aceptablemente, aun cuando la magnitud del evento fue subestimada.

Figura 8: Análisis de las Componentes Principales de las anomalías mensuales de lluvia. Primer autovector de: a) datos observados, b) datos modelados con el MCGA CSIRO-9 y c) datos modelados por downscaling

Algunos períodos húmedos más breves y menos intensos no fueron captados. El período seco más prolongado 1988-1989 fue reproducido parcialmente. Tanto los resultados del análisis de las componentes principales como el coeficiente de correlación entre patrones de anomalías indican que el método de downscaling empleado puede discernir las variaciones más importante en el comportamiento de la lluvia que tienen lugar dentro de la Región Pampeana (sub-áreas más sensibles a los extremos), mejorando en este respecto los resultados del modelo global de baja resolución espacial.

Finalmente, es conviene resaltar tres aspectos de los experimentos realizados. 1) Las simulaciones globales realizadas con el MCGA están condicionadas por las características particulares de la temperatura de la superficie del mar registradas en el período 1987-1998. Como ya fue mencionado en la sección Introducción, éste es posiblemente el factor externo más importante en la generación y mantenimiento de anomalías de baja frecuencia en la circulación atmosférica, pero no es ciertamente el único factor. La inclusión de otros factores, como el estado termodinámico del suelo por ejemplo, puede conducir a una distribución espacial y temporal de las anomalías de lluvia más aproximada a la realidad. 2) El procedimiento para obtener la señal climática se realiza mediante el promedio de ensamble de las anomalías (ver Labraga 2005). Al filtrar de este modo la variabilidad interna de la atmósfera (ruido) se tiende a subestimar la amplitud de las anomalías climáticas observadas. Esto se aprecia claramente al comparar los valores observados y estimados en las series de promedios de lluvia de toda la región en la Fig. 6, si se toman en cuenta los factores de normalización de cada serie 3). La lluvia es uno de los procesos atmosféricos que involucra interacciones no-lineales en un rango de escalas de movimiento atmosférico muy amplio. La búsqueda de relaciones lineales empíricas entre el estado de la atmósfera y la cantidad de lluvia registrada en un sitio que se propuso en este trabajo, es un enfoque válido y efectivo, pero implica una simplificación importante del problema, la cual puede explicar algunas de sus principales limitaciones. La utilización de modelos atmosféricos regionales de alta resolución para llevar a cabo un downscaling dinámico de la lluvia está siendo investigada

actualmente en el contexto del pronóstico climático estacional.

Agradecimientos: Esta investigación fue realizada con financiamiento de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) a través del proyecto: “Variabilidad y predictabilidad climática de la precipitación en la Región Pampeana Argentina y su impacto sobre el sistema agronómico”, PICT-2005 32296. Se agradece especialmente la dedicada labor de los revisores anónimos.

REFERENCIAS

- Anderson J., Van den Dool H., Barnston A., Chen W., Stern W. y Ploshay J., 1999. Present-day capabilities of numerical and statistical models for atmospheric extratropical seasonal simulation and prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80(7), 1349–1361.
- Barreiro M., 2009. Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-009-0666-9, online first.
- Barros V. R. y Silvestri G. E., 2002. The relation between Sea Surface Temperature at the subtropical south-central Pacific and precipitation in southeastern South America. *J. Clim.*, 15, 251–267.
- Goddard L., Barnston A. G. y Mason S. J., 2003. Evaluation of the IRI’s “Net Assessment” Seasonal Climate Forecasts 1997–2001. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84, 1761–1781.
- 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. *J. Clim.*, 13, 35–58.
- Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S.K., Hnilo J.J., Fiorino M. y Potter GL, 2002. NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Met. Soc.*, 83: 1631–1643.
- Kidson J., 1999. Principal Modes of Southern Hemisphere Low-frequency Variability Obtained from NCEP-NCAR Reanalyses. *J. Climate*, 12: 2808–2830.
- Krepper C. M., Scian B. V. y Pierini J.O., 1989. Time and Space Variability of Rainfall in central-East Argentina. *J. Clim.*, 2, 39–47.

- Labraga J.C., 2005. Simulation capability of tropical and extratropical seasonal climate anomalies over South America. *Climate Dynamics*, 25, 427-445.
- Labraga J.C. y Brandizi L., 2009. Estimación de la lluvia mensual en sitios de la Región Pampeana Argentina mediante modelos estadísticos: Desempeño y aplicaciones. XXIV Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Mendoza, 14 al 17 de Abril de 2009. Resumen extendido en Actas de la reunión, en prensa.
- Labraga J.C. y Frumento O., 2003. The climate of South America simulated by the coupled model CSIRO Mark 2. *Meteorológica*, 28, Nro. 1 y 2, 63-82.
- Labraga J.C., Scian B. y Frumento O., 2002. Anomalies in the atmospheric circulation associated with the rainfall excess or deficit in the Pampa Region in Argentina. *JGR-Atmospheres*, Doi: 10.1029/2002JD002113, 107, D23, 1-15.
- McGregor J. L., Gordon H. B., Watterson I. G., Dix M. R. y Rotstayn L. D., 1993. The CSIRO 9-level atmospheric general circulation model. CSIRO Division of Atmospheric Research, Tech. Paper No. 26, 89 pp.
- McKee T.B., Doesken N.J. y Kleist J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: 8th conference on applied climatology, Anaheim, CA. American Meteorological Society, pp 179-184.
- Min W. y Shubert S., 1997. The climate signal in regional moisture fluxes: A comparison of three global data assimilation products. *J. Clim.*, 10, 2623- 2642.
- Mo K. C., 2000. Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 13(16), 3599-3610.
- Overland J. E. y Preisendorfer R. W., 1982. A significance test for principal components applied to a cyclone climatology. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1-4.
- Saha S., Nadiga S., Thiaw C., Wang J., Wang W., Zhang Q., Van Den Dool H. M., Pan H.-L., Moorthi S., Behringer D., Stokes D., Peña M., Lord S. , White G., Ebisuzaki W., Peng P. y Xie P. , 2006: The NCEP Climate Forecast System. *J. Clim.*, 19, 3483-3517.
- Salathe E. P., 2003. Comparison of various precipitation downscaling methods for the simulation of streamflow in a rainshadow river basin. *Int. J. Climatol.*, 23, 887-901.
- Scian B., Labraga J.C., Reimers W. y Frumento O., 2006. Characteristics of large-scale atmospheric circulation related to extreme monthly rainfall anomalies in the Pampa Region, Argentina, under non-ENSO conditions. *Theor. Appl. Climatol.*, DOI 10.1007/s00704-005-0182-8, 85, 89-106.
- Silvestri G. E. y Vera C. S., 2003. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, 30(21), 2115, doi:10.1029/2003GL018277.
- Vera C., Silvestri G., Barros V. y Carril A., 2004. Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. *J. Clim.*, 17(9), 1741-1753.
- von Storch H., Hewitson B. y Mearns L. 2000. Review of empirical downscaling techniques. Regional climate development under global warming, General Tech. Rep. 4, Torbjørnrud, Norway, 29-46.
- von Storch H., F. W. Zwiers 2001. *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press, Cambridge, 484págs.
- Wilks D.S., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, 2nd Ed. International Geophysics Series, Vol. 59, Academic Press, 627 págs.