

Meteorología

**PUBLICACIÓN ESPECIALIZADA
EN TEMAS METEOROLÓGICOS**

**Versión impresa
Versión en línea**

**ISSN 0325-187X
ISSN 1850-468X**

Volumen 35

Números 1 y 2

Año 2010

CONTENIDO:

María L. Cariaga y Marcela H. González:

**UN ESQUEMA DE ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ESTIVAL EN
LA CIUDAD DE BUENOS AIRES**

5-16

Lorena Ferreira, Celeste Saulo y Marcelo Seluchi:

**CARACTERÍSTICAS DE LA DEPRESIÓN DEL NOROESTE ARGENTINO
EN EL PERÍODO 1997-2003: CRITERIOS DE SELECCIÓN Y ANÁLISIS
ESTADÍSTICO**

17-28

Alejandra S. Coronel y María E. Castañeda:

**LAS MASAS DE AIRE QUE AFECTAN EL SUR DE LA PROVINCIA DE
SANTA FE Y SU RELACIÓN CON LA PRECIPITACIÓN DIARIA EN
ENERO**

29-40

Soledad Cardazzo, Juan Ruiz y Celeste Saulo:

**CALIBRACIÓN DE LOS PRONÓSTICOS PROBABILÍSTICOS DE
PRECIPITACIÓN DERIVADOS DE UN ENSAMBLE MULTI-MODELO
UTILIZANDO DIFERENTES METODOLOGIAS**

41-51

Marcela H. González y Olga Karina Flores:

**ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN EN LA LLANURA CHAQUEÑA
ARGENTINA Y SU RELACIÓN CON EL COMPORTAMIENTO DE LA
CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y LAS TEMPERATURAS DE LA
SUPERFICIE DEL MAR**

53-66

María L. Bettolli, Juan A. Rivera y Olga C. Penalba:

**REGIONALIZACIÓN DE LOS DÍAS SECOS EN ARGENTINA.
UN ENFOQUE METODOLÓGICO.**

67-80

Meteorología

PUBLICACIÓN SEMESTRAL DEL CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

DIRECTORA

YANINA GARCÍA SKABAR

EDITORES EJECUTIVOS

CLAUDIA CAMPETELLA
ANDREA CARRIL
OLGA PENALBA
LAURA VENEGAS

CONSEJO EDITORIAL

E. KALNAY - U. MARYLAND/USA
V. R. BARROS - UBA/CONICET
H. FUENZALIDA - U. CHILE/CHILE
J. N. PAEGLE - U. UTAH/USA
M. N. NUÑEZ - UBA/CONICET
E. R. LICHTENSTEIN - UBA
N. A. MAZZEO - UBA/CONICET
W. M. VARGAS - UBA/CONICET
D. KAROLY - MONASH U./ AUSTRALIA
E. H. BERBERY - U. MARYLAND/USA
S. HASTENRATH - U. WISCONSIN/USA
M. E. SELUCHI - CPTEC - INPE/BRASIL
A. M. GRIMM - U. F. PARANA/BRASIL
M. A. F. SILVA DIAS - U. SAO PAULO/BRASIL
H. LE TREUT - LMD-CNRS/FRANCIA
G. RAGA - UNAM/MEXICO
T. AMBRIZZI - U. SAO PAULO/BRASIL

J. PAEGLE - U. UTAH/USA
H. CIAPPESONI - SMN/CONICET
I. VELASCO - UBA
J. RUTLLANT - U. CHILE/CHILE
G. NECCO - IAI/BRASIL
P. ACEITUNO - U. CHILE/CHILE
J. B. VALDES - U. ARIZONA/USA
P. L. SILVA DIAS - U. SAO PAULO/BRASIL
C. NOBRE - CPTEC - INPE/BRASIL
J. L. MINETTI - U. TUCUMAN/CONICET
V. KOUSKY - NCEP/USA
M. L. ALTINGER - UBA/CONICET
B. SCIAN - U. NAC. DEL SUR
P. WAYLEN - U. FLORIDA/USA
J. ZAWADSKI - MCGILL U./CANADA
R. D. GARREAU - U. CHILE/USA
R. GARCIA - NCAR-ACD/USA

Objetivo de la revista: Meteorologica publica y difunde trabajos y resultados de investigación teórica y aplicada en todas las áreas de las ciencias atmosféricas.

Sistema de arbitraje: Para que los trabajos sean incluidos en la revista deberán ser evaluados por, al menos, dos referís independientes. Todas las decisiones tomadas por la Dirección serán finales.

Indizada en Meteorological & Geostrophysical Abstracts y en Latindex
Forma parte del Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas

© 2010 Centro Argentino de Meteorólogos. Propietario
Intendente Güiraldes 2160
Ciudad Universitaria, Pabellón II, 2° Piso
C1428EHA Buenos Aires, Argentina

Queda hecho el depósito legal que marca la ley 11723.
Registro de la Propiedad Intelectual en trámite
ISSN: Versión impresa 0325-187X – Versión en línea 1850-468X

Impreso en Buenos Aires, Argentina

Editorial

Tenemos el agrado de presentar un nuevo Volumen de la Revista Meteorologica correspondiente al año 2010. Este volumen incluye seis artículos de investigación que abordan diferentes temáticas muy interesantes relacionadas con las ciencias de la atmósfera y relevantes para la región. La mayor parte de los artículos que conforman este volumen han sido presentados previamente, en una versión más reducida, en el XIII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología (CLIMET XIII) y X Congreso Argentino de Meteorología (CONGREGMET X) realizado en Buenos Aires, Argentina en octubre del año 2009.

La realización de este volumen ha sido posible gracias a la contribución de los autores y a la participación de numerosos científicos argentinos y extranjeros que han actuado como revisores, garantizando de esta forma la calidad científica de la Revista. Asimismo, deseamos agradecer al Centro Argentino de Meteorólogos por su permanente apoyo a este comité editorial.

Nos es grato informar que el Comité Científico Asesor del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) ha decidido confirmar la permanencia de Meteorologica en el Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas. El mismo está conformado por el conjunto de las publicaciones científicas y tecnológicas editadas en el país que poseen mayor calidad editorial y de contenidos, que cuentan con mecanismos de evaluación acorde con criterios internacionales, con una amplia circulación y con el reconocimiento de la comunidad científica de su área. Este hecho nos enorgullece ya que representa un reconocimiento de la excelencia de la Revista.

Invitamos nuevamente, a todos los profesionales e investigadores que se desempeñan en áreas relacionadas con las ciencias de la atmósfera, a enviar los resultados de sus trabajos para ser incluidos en la Revista. Destacamos la mayor visibilidad que ha logrado Meteorologica desde que ha sido incorporada al portal Scielo (Scientific Electronic Library Online: <http://www.scielo.org>) permitiendo así una mayor difusión de los resultados publicados.

A partir de este Volumen, las normas para el envío de los trabajos a Meteorologica han sido modificadas con el fin de simplificar la edición por parte de los autores. La descripción de las mismas se puede encontrar al final de este volumen y en la página web de la Revista (<http://www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica>).

Finalmente, dedicamos este volumen a la memoria de la Dra. Susana Bischoff, en sus páginas encontrarán un afectuoso recordatorio escrito por la Dra. Mónica Marino.

La Dirección

RECORDATORIO



SUSANA AMALIA BISCHOFF

El 11 de agosto del 2010, falleció en Buenos Aires, la Doctora en Ciencias Meteorológicas Susana Amalia Bischoff, quien desarrolló sus tareas técnicas y científicas, principalmente, en el Servicio Meteorológico Nacional, en el Servicio Meteorológico de la Armada y en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

Diplomada en 1967 como Licenciada y en julio de 1988 como Doctora en Ciencias Meteorológicas, títulos otorgados por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

Sus actuaciones como profesional, como docente y en investigación se desarrollaron en un vasto campo de estudios, aplicaciones prácticas en Meteorología Sinóptica, Climatología, Hidrología, Estadística, etc. Desde 1967, y hasta mediados de 2010 realizó una tan amplia como intensa actividad docente en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, a través del dictado de cursos de grado y de posgrado. Dictó también cursos de posgrado en la Universidad de la Plata relacionados con el medio ambiente, y en la Universidad del Litoral, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (Santa Fé). Diversos talleres, congresos, conferencias y reuniones sobre Educación, contaron con su valiosa y activa participación.

Entre 1995 y 2008, desarrolló una muy intensa actividad en materia de formación de recursos humanos (tesis de licenciatura, alumnos becarios, tesis doctorales y pasantías), tanto en lo concerniente a la Licenciatura en Ciencias Meteorológicas, como la de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, la Licenciatura en Geografía de la Universidad CAECE y la Maestría en Meteorología Agrícola, de la Facultad de Agronomía y Veterinaria.

Es una tarea prácticamente imposible de concretar explicitar en esta reseña, tanto la muy vasta labor desarrollada, como la extensa nómina de los trabajos realizados por la Dra. Bischoff en su condición de docente, investigadora, conferenciante miembro de entidades científicas nacionales y extranjeras, integrante de jurados de tesis doctorales, comisiones evaluadoras y comités científicos, coordinadora de proyectos de investigación, directora de tesis de licenciatura y maestrías e integrante de jurados de concurso docentes.

Estas tan amplias como fructíferas tareas de nivel académico, que abarcaron los campos de la docencia a investigación y difusión de conocimientos meteorológicos, la hicieron acreedora de distintos premios y distinciones.

Todos los colegas, amigos y discípulos que experimentaron el placer de compartir con ella, tanto las actividades profesionales como las que le son propias de la convivencia humana, habrán de recordarla por su alto nivel de capacidad e inteligencia, así como por el rigor de su razonamiento, la vehemencia, profundidad y precisión que caracterizaban sus clases y disertaciones, además de substanciosas siempre amenas, así como por su fuerte personalidad y por su trato cordial, afectuoso y amigable.

Muy trabajadora, humana, dulcemente enérgica, desinteresada, de una gran generosidad, solícita, una gran amiga, estará con nosotros de muchas maneras, de las mejores maneras, la extrañamos. Celebro haberla conocido y compartido estos últimos años, y le agradezco, una vez más, su ayuda.

Dra. Mónica Marino

UN ESQUEMA DE ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ESTIVAL EN LA CIUDAD DE BUENOS AIRES

María L. Cariaga¹ y Marcela H. González^{1,2}

¹ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. FCEN.UBA

² Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CONICET/UBA)
Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 16 de abril de 2010, en su versión final el 25 de octubre de 2010)

RESUMEN

El objetivo del trabajo es estimar la precipitación estival en la ciudad y Gran Buenos Aires. Para ello fue correlacionada con los campos de temperatura de la superficie del mar, las alturas geopotenciales en 1000 hPa, 500 hPa y 200 hPa, la presión a nivel del mar, viento en 850 hPa y humedad específica en niveles bajos en el mes previo. Predictores fueron seleccionados basándose en la significancia estadística, la independencia y la explicación física de su relación y utilizados como variables de entrada para generar una regresión lineal múltiple con el método “forward stepwise”. Ellos son la altura geopotencial de 1000 hPa sobre la costa del océano Atlántico alrededor de 25°S y el viento zonal en el centro de América del Sur. La lluvia estival depende principalmente del debilitamiento del anticiclón del Atlántico y de la advección de aire húmedo desde el norte del país. La verificación se realizó para los datos del período 1984-2007 obteniendo una correlación entre la serie observada y estimada de 0.61. La estabilidad del modelo se probó con la metodología de la crossvalidación. Los resultados indican la existencia de predictabilidad para la precipitación estival para el área de Buenos Aires.

Palabras Clave: Buenos Aires, precipitación, pronóstico estadístico estacional, temperatura de la superficie del mar, patrones de circulación, regresión lineal

AN ESTIMATE SCHEME OF THE SUMMER PRECIPITATION IN THE CITY OF BUENOS AIRES

ABSTRACT

The aim of this study is to estimate December to February rainfall in Buenos Aires city and its surroundings, using atmospheric variables. Summer rainfall in Buenos Aires was correlated with sea surface temperature, 1000 hPa, 500 hPa and 200 hPa geopotential heights, sea surface pressure, 850 hPa zonal and meridional and specific humidity from the ground to 700 hPa, observed in the previous month. Some predictors were selected based on the statistical significance, the independence and the physical meaning and they were used as entrance variables to generate a multiple linear regression using the “forward stepwise” method. The selected predictors were: 1000 hPa geopotential height

in the Atlantic Ocean coast, near 25°S and zonal wind in central South America near 15°S. Therefore the final model showed that summer rainfall is mainly influenced by the weakening of the Atlantic Anticyclone and the moist air advection from the north. The verification was done for 1984-2007 period and the correlation between the observed and estimated rainfall was 0.61. The stability of the model was proved using a crossvalidation methodology. The results were encouraging and indicate the existence of certain rainfall predictability in Summer for Buenos Aires area.

Keywords: Buenos Aires city, rainfall, statistical seasonal forecast, sea surface temperature, pattern circulation, multiple linear regression.

1. INTRODUCCIÓN

Argentina está localizada en la región más austral de América del Sur y ocupa una superficie total de 2.791.810 km². Debido a su gran extensión, se pueden describir zonas con diferentes características climáticas. La gran altura de Cordillera del los Andes, es uno de los principales rasgos e influye sustancialmente en el clima de la región. Al norte de los 38°S, la cordillera de Los Andes impide el acceso de humedad del Océano Pacífico y el flujo se rige por el anticiclón del Atlántico Sur y, en consecuencia, prevalecen los vientos del noreste. Por lo tanto, el vapor de agua que ingresa en los niveles bajos proviene de los trópicos o desde el Océano Atlántico. En el primer caso, el flujo del este en los niveles bajos en latitudes bajas se canaliza hacia el sur entre la meseta boliviana y la selva brasilera, advectando aire cálido y húmedo al sur de Brasil, Paraguay, Uruguay y en la región subtropical de Argentina y representa una característica típica que muchos autores han estudiado (Lenters y Cook 1997, Wang y Paegle 1996, Vera y otros 2006). Las intermitentes irrupciones de los frentes polares al sur modifican este esquema, causando un flujo del oeste o suroeste en niveles bajos luego del pasaje frontal. Esto ocurre con más frecuencia y mayor desplazamiento hacia el norte en invierno que en verano. González y Barros (1998) analizaron el ciclo de la lluvia anual media en la región subtropical de Argentina a través de la metodología de análisis de componentes principales. El estudio puso en evidencia un mínimo en invierno, que es más pronunciado en el oeste, con condiciones secas de mayo a septiembre y una región en el centro de Argentina, la cual tiene dos máximos de precipitación, ambos en las estaciones de transición. Es el caso de la ciudad de

Buenos Aires y sus alrededores, ubicados a lo largo de la costa del Río de la Plata, sobre la costa del Océano Atlántico. Esta área ha experimentado una gran expansión urbana como consecuencia del crecimiento de la población y esto conjuga la problemática de la variabilidad natural de la precipitación y la influencia de la actividad humana sobre la misma. En los alrededores de la ciudad es importante la producción de frutas y hortalizas en huertas, generalmente pertenecientes a pequeños propietarios, por lo que la precipitación es un recurso necesario. Es debido a esto que el pronóstico estacional de la precipitación resulta relevante para la planificación de dichas actividades económicas. El fundamento científico del pronóstico estacional tiene su base en el hecho de que las pequeñas variaciones en las condiciones en la superficie terrestre, como la temperatura superficial del mar o la humedad del suelo, entre otras, pueden influir en la circulación general de la atmósfera, y por lo tanto, en las precipitaciones. Como la habilidad de los modelos numéricos en la predicción estacional es aún muy limitada, resulta esencial el estudio estadístico entre las posibles conexiones entre algunos forzantes locales o remotos y la precipitación en un determinado lugar y en una época del año. Algunos autores han explorado estas técnicas con el objetivo de pronosticar las lluvias estacionales en diferentes áreas del hemisferio sur. Zheng y Frederiksen (2006) explican el 20% (17%) de la precipitación en Australia en verano (invierno) utilizando un modelo de regresión con la temperatura de la superficie del mar como predictor, luego de eliminar la variabilidad intraestacional. Gissila y otros (2004) utilizaron un modelo de regresión para predecir las lluvias de Etiopía, con algunos predictores de temperatura de la superficie del mar y Reason (2001) lo hizo para Sudáfrica.

Singhtrattna y otros (2005) desarrollaron dos métodos: uno de regresión lineal y otro basado en un polinomio no paramétrico, para el pronóstico de las precipitaciones monzónicas de verano en Tailandia. Ellos hicieron una importante contribución porque, aunque ambos métodos muestran grandes aptitudes, el segundo fue más eficiente especialmente en los años extremadamente húmedos y secos.

En Argentina se ha estudiado la variabilidad de la precipitación en diferentes escalas y la factibilidad de la predicción estacional de la lluvia utilizando métodos estadísticos, en zonas relativamente pequeñas como por ejemplo la zona del Comahue (González y otros 2010) o la zona de la llanura chaqueña (Flores y González 2009). Los resultados obtenidos en ambos casos muestran la existencia de cierto grado de predictabilidad de la precipitación cuando se considera su relación tanto con la temperatura de la superficie del mar como con los sistemas dinámicos que generan sistemas precipitantes. Recientemente González y Cariaga (2009) analizaron la precipitación estival (DEF) en la zona de Buenos Aires y obtuvieron una buena relación con los sistemas de presión en el Atlántico sur y con la advección de aire húmedo del norte y del este, en el trimestre previo (Setiembre-Octubre-Noviembre). El interrogante que se plantea es si las condiciones de gran escala que se producen el mes anterior (en este caso, en noviembre) resultan más efectivas para pronosticar la precipitación de verano o si en cambio el conocimiento de lo ocurrido en promedio durante la primavera mejora los resultados. En este contexto, el presente trabajo pretende determinar si las características de la atmósfera durante el mes previo a la estación estival (Noviembre) pueden explicar las anomalías de precipitación de verano en Buenos Aires y si mejoran las predicciones obtenidas utilizando la situación atmosférica durante el trimestre anterior.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Se utilizaron los registros de precipitación acumulada mensualmente durante el período 1959-2007 para las estaciones meteorológicas de Observatorio Central Buenos Aires (OCBA), Ezeiza, Aeroparque, San Miguel, El Palomar y La Plata, pertenecientes a la red de medición del Servicio Meteorológico Nacional, inmersas en el

área de la ciudad y del Gran Buenos Aires (Tabla I). La alta correlación, significativa con el 95% de confianza, de la precipitación acumulada trimestralmente entre todas las estaciones (González y Cariaga 2009), justifica la utilización del promedio de precipitación en estas estaciones para representar a la región (AMBA). El ciclo anual de la precipitación en la región presenta mayores valores en la época de verano que en el resto del año, con máximos secundarios en marzo y noviembre (González y Cariaga 2009). Es por ello que en este trabajo se estudió en particular la precipitación acumulada en el período que comienza en Diciembre y termina en Febrero (DEF).

| Estación | Latitud (°S) | Longitud (°O) |
|------------|--------------|---------------|
| San Miguel | 34.33 | 58.44 |
| El Palomar | 34.36 | 58.36 |
| Ezeiza | 34.49 | 58.32 |
| Aeroparque | 34.34 | 58.25 |
| La Plata | 34.58 | 57.54 |

Tabla I: Estaciones utilizadas en el estudio.

Para establecer la existencia de patrones de circulación previos indicativos de la variabilidad interanual de la precipitación acumulada en la época estival, se correlacionó la precipitación media acumulada en DEF con diferentes variables promediadas espacialmente durante el mes precedente (noviembre) (NOV).

Las variables utilizadas fueron: la temperatura de la superficie del mar (TSM), las alturas geopotenciales en 1000 hPa (G10), 500 hPa (G5) y 200 hPa (G2), la presión a nivel del mar (PNM), el viento zonal (U85) y meridional (V85) en 850 hPa y la humedad específica en la columna desde el suelo hasta 700 hPa (HE) obtenidos de los reanálisis del National Center of Environmental Prediction (NCEP) en el periodo 1959-2007 (Kalnay y otros 1996). En el caso de la TSM se consideraron las correlaciones en el área abarcada por el Océano Pacífico y parte del Atlántico en el hemisferio sur (180°O-0°O; 10°N-50°S). En el caso de las alturas geopotenciales se consideró el área del hemisferio sur entre 90°O y 0°O, mientras que para U85, V85 y HE fue entre 90°O y 30°O. Se definieron predictores como el promedio espacial

de las variables en las zonas con correlación significativa al 95% de confianza (en valor absoluto mayores a 0.3) y sobre los cuales puede intentarse una explicación física que justifique la relación causa-efecto entre el predictor y la precipitación. Se analizó la correlación anticipada en el mes previo (Noviembre). Los predictores seleccionados fueron elegidos por ser los que presentaban correlación más alta con la precipitación. La independencia entre ellos fue probada mostrando la baja correlación (no significativa) que existe entre los predictores seleccionados. Con los predictores que resultaron aproximadamente independientes entre sí se ensayó una regresión lineal múltiple, utilizando el método “forward stepwise” (Wilks 1995, 159-230). Esta técnica permite ajustar una ecuación lineal al conjunto de datos observados, con el propósito de obtener una fórmula matemática empírica de predicción razonablemente precisa y que suministra un modelo teórico que no está disponible. Suponiendo la existencia de n mediciones de precipitación (P) (p_1, p_2, \dots, p_n) y k predictores (X_1, X_2, \dots, X_k), el interés recae en obtener una función matemática, lineal en este caso, que describa razonablemente la variable respuesta (la precipitación en este caso). De forma que el modelo queda expresado por:

$$P = a_1 X_1 + a_2 X_2 + \dots + a_k X_k + \varepsilon$$

donde a_1, a_2, \dots, a_k son coeficientes que miden la asociación entre P y cada una de las variables predictoras y ε es el término de error. La metodología se basa en establecer sólo dichas asociaciones entre la variable respuesta y las predictoras y la relación causa-efecto debe analizarse separadamente.

El tipo de análisis de regresión utilizado, conocido como “forward stepwise” consiste en que las variables predictoras son individualmente añadidas o eliminadas del modelo en cada paso de la regresión, dependiendo de la significancia con que se desea trabajar, hasta que la mejor regresión es obtenida. Esto significa que la regresión provea la mayor varianza explicada, el menor error cuadrático medio y el mayor valor del estadístico F del test de Fisher. Este test permite determinar cuan significativa debe ser la contribución de la variable predictora a la ecuación de regresión como para

formar parte del modelo y cuan no significativa debe ser para ser eliminada del mismo. El nivel de significancia utilizado en este trabajo es del 95%.

Con los predictores seleccionados se derivó un modelo de predicción para el período 1959-1983, mientras que el mismo fue probado para el período 1984-2007. Una medida comúnmente utilizada para medir la significancia de la regresión es la relación de Fisher (Wilks, 1995) que representa el cociente entre la varianza explicada por la regresión y el error cuadrático medio. Es deseable que la misma sea la mayor posible de forma que se minimice el error cuadrático medio y maximice la representatividad de la regresión.

La medida intuitiva más directa de eficiencia es la proporción de aciertos (H) (Wilks 1995), que es el porcentaje de casos bien clasificados. Los casos bien clasificados son aquellos años en que la precipitación de DEF presentó la misma categoría (normal, subnormal o sobrenormal) que su correspondiente estimación a través del modelo.

La probabilidad de detección (POD) es una medida de eficiencia relativa porcentual de casos de precipitación sobrenormal o subnormal que fueron efectivamente detectados en esas categorías. La relación de falsa alarma (FAR) es la proporción de casos que fallaron de ocurrir.

Posteriormente, los resultados fueron también validados usando el método de la crossvalidación, que implica recalculer el modelo sacando un año por vez y usando ese modelo resultante para estimar el año en cuestión.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Relación entre la precipitación estival y la temperatura de la superficie del mar y otras variables atmosféricas

El cálculo de las correlaciones entre la precipitación en DEF en la región AMBA y la TSM en Noviembre (figura 1) muestra que existen varias zonas con relación significativa y positiva. La primera es la región del Pacífico tropical asociada con el ENSO (A1). Otras dos regiones se localizan en el Atlántico, bordeando la costa de Brasil centrada aproximadamente en 10°S (A2) y también más al sur aproximadamente en 35°S, ambas posiblemente representan la relación que existe entre la lluvia y el vapor que se genera en el

Un esquema de estimación de la precipitación...

océano caliente y que es trasladado al continente por el anticiclón del Atlántico Sur. Otra zona con correlación negativa en el Pacífico sur, centrada alrededor de los 35°S, al oeste de Chile (A3) estaría asociada a la actividad ciclónica que, debido a las bajas temperaturas de la superficie del mar (TSM), modificaría las trayectorias de los sistemas frontales que ocasionan precipitación en AMBA.

El mismo análisis se realiza para las variables: G10, G5 y G2. Se observa un área con asociación negativa, centrada en 30°S-40°O, en el océano Atlántico Sur (A4) en G10 (figura 2), indicando que el debilitamiento del Anticiclón del Atlántico está asociado a anomalías positivas de precipitación estival, probablemente porque se generan las

condiciones necesarias para que los sistemas frontales provenientes del sur lleguen activos a esta región. Este resultado también fue observado por Flores y González (2009), al estudiar la precipitación de la región chaqueña, que abarca el norte argentino al este de la cordillera. En general, en primavera y verano la presencia del anticiclón del Atlántico, adentrándose en el continente, constituye una barrera para el pasaje de frentes que, en ese caso se desvían hacia el este y tienen una trayectoria más oceánica. Este efecto se puede ver mejor si se calculan las correlaciones simultáneas (G10), donde en esta zona aumenta significativamente el valor de correlación, pero pierde su valor predictivo.

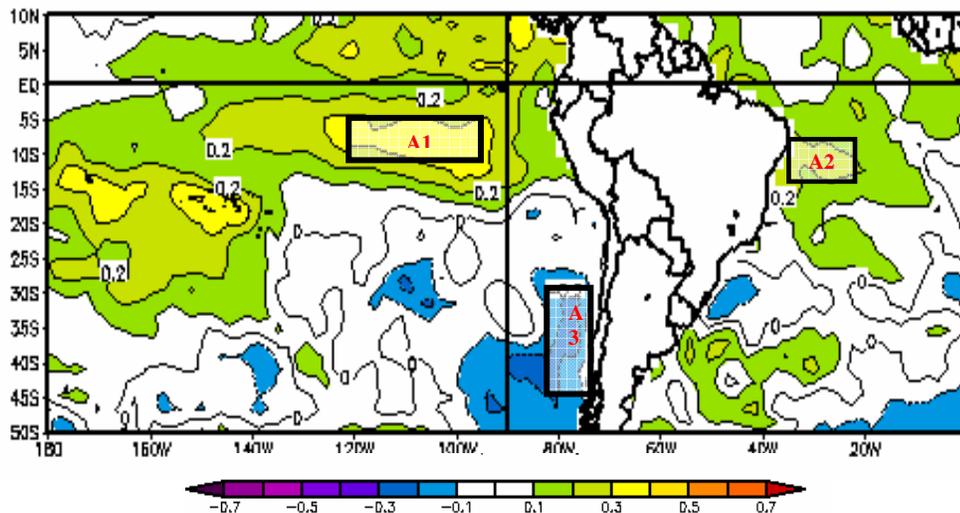


Figura 1: Correlación entre la precipitación media en DEF en AMBA y TSM en NOV

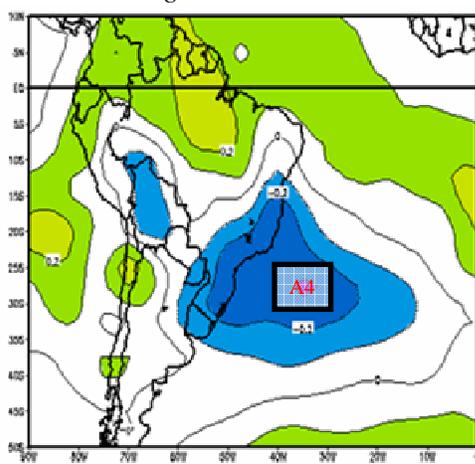


Figura 2: Correlación entre la precipitación media en DEF para AMBA y la altura geopotencial en 1000 hPa (G10) en NOV.

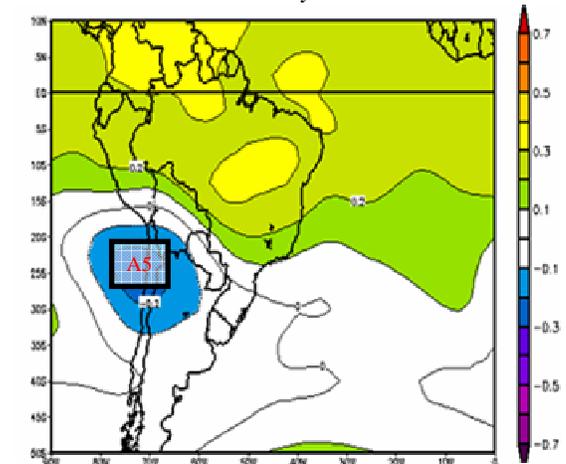


Figura 3: Correlación entre la precipitación media en DEF para AMBA y la altura geopotencial en 500 hPa (G5) en NOV.

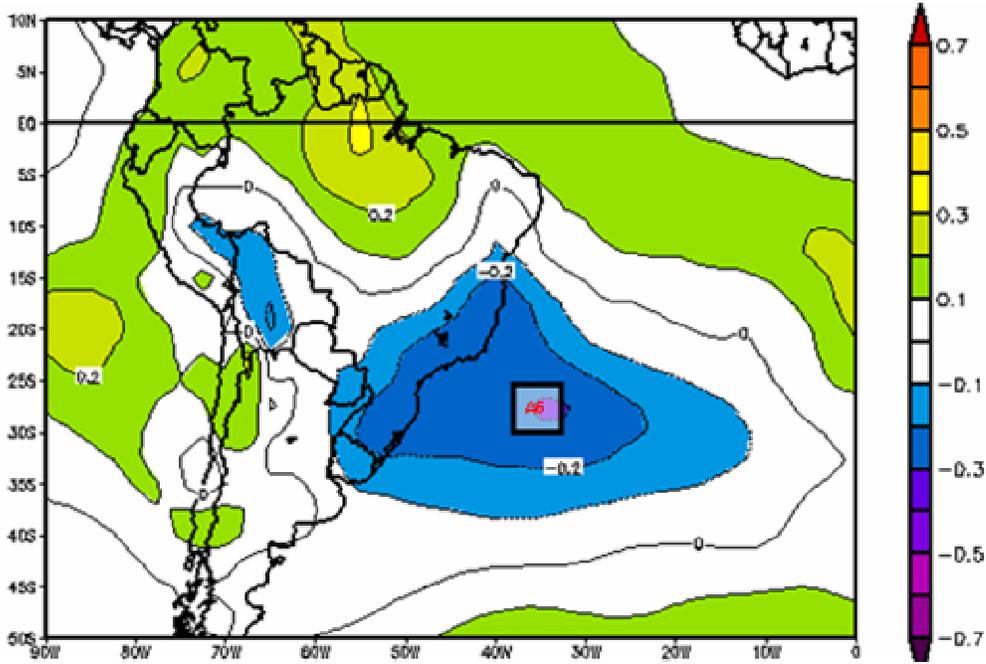


Figura 4: Correlación entre la precipitación media en DEF para AMBA y la presión a nivel medio del mar (PNM) en NOV

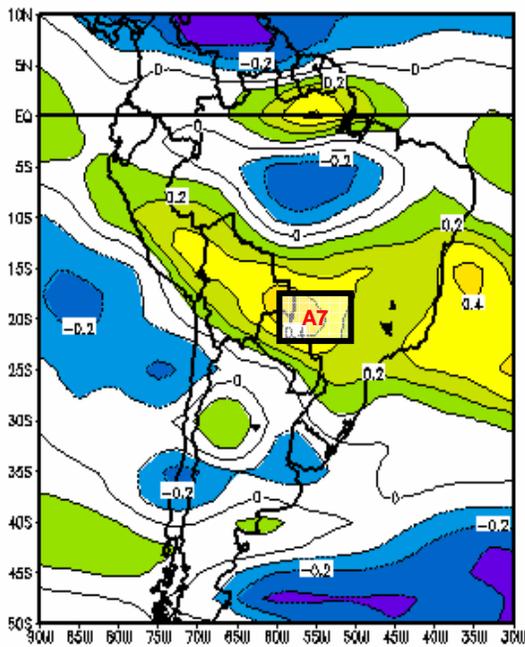


Figura 5: Correlación entre la precipitación media en DEF para AMBA y la componente zonal del viento (U) en 850 hPa en NOV

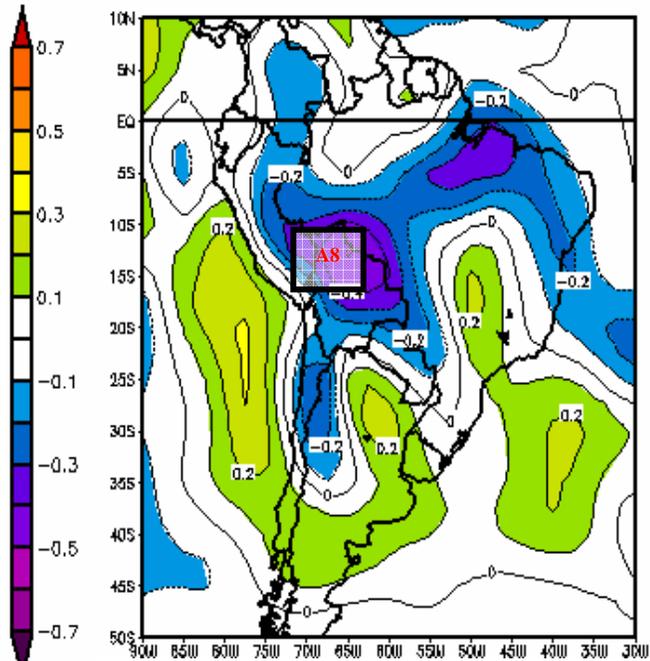


Figura 6: Correlación entre la precipitación media en DEF para AMBA y la componente meridional del viento (V) en 850 hPa en NOV.

Por otro lado, si bien los valores de las correlaciones no son significativas en el campo G5, un área de correlación negativa sobre el oeste del continente y sobre el océano Pacífico, con un máximo alrededor de los 25°S (A5) es la principal característica en el campo G5 (figura 3). Esto indica que la presencia de actividad ciclónica cercana aumenta la posibilidad de precipitación en Buenos Aires. En el caso de G2 las correlaciones disminuyen aún más y resultan no significativas (figura no mostrada). El mismo efecto físico observado en G10 se manifiesta en el campo de correlación entre la PNM en NOV y la precipitación en DEF (figura 4), mostrando un núcleo de correlación negativa significativa situada en el Océano Atlántico (A6) como en el caso de G10. Este patrón también fue detectado por González y Cariaga (2009) cuando estimaron la precipitación de la región del AMBA pero utilizando como predictores las variables atmosféricas promediadas durante todo el trimestre previo (setiembre-octubre-noviembre).

Se analiza además, el flujo en niveles bajos con el fin de evaluar la advección de vapor de agua. La figura 5 muestra el campo de correlación entre la precipitación de DEF y U85 en NOV. Se observa un dipolo formado por una elongada zona de valores

positivos, que se encuentra alrededor de 15°S sobre el centro de América del Sur (A7) y otra de valores negativos en el centro-norte de la región mencionada, alrededor de los 5°S. Es probable que el núcleo positivo, centrado en (20°S-57°O), esté asociado a la corriente en chorro de capas bajas que, proveniente de la selva brasilera en el norte y canalizada por la cordillera de Los Andes, se desvía hacia el este. Por lo tanto la precipitación estival en Buenos Aires estaría asociada a anomalías del oeste en esa región, lo que justifica el núcleo positivo observado.

El campo de correlación entre la precipitación en DEF y V85 en NOV muestra un importante núcleo negativo al norte de Argentina, sobre la meseta boliviana, centrado aproximadamente en 15°S y 65°O (A8), que indica que la lluvia está asociada a una componente del viento del norte, relacionado con el jet de capas bajas que se establece en verano en esa región (figura 6).

En el caso de la HE en NOV, el campo de correlación con la precipitación estival (figura 7) muestra un área de correlación positiva sobre la costa de Brasil en el océano Atlántico, entre 20°S y 25°S y entre 30°O y 40°O, que se corresponde con la región de entrada de aire húmedo a través del Anticiclón del Atlántico (A9).

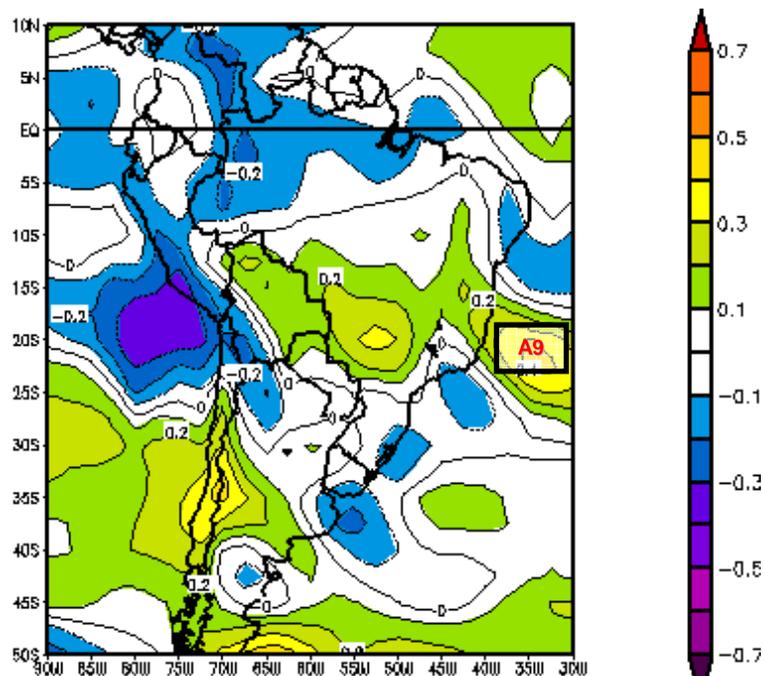


Figura 7: Correlación entre la precipitación media areal en DEF para AMBA y la humedad específica en la columna desde el suelo hasta 700 hPa en NOV

3.2. El modelo estadístico de predicción para la precipitación estival

Para generar el modelo de regresión, usando variables promediadas en NOV, en el período 1959-1983, se introdujeron sólo 4 predictores: A4, A7, A8 y A9. Los mismos fueron elegidos de tal forma que resultaran independientes entre sí y que representaran un proceso físico relacionado con la lluvia. Para ello se calculó la correlación de cada predictor (A_i) definidos en el apartado anterior para el mes de NOV con la precipitación en DEF. Aquellos con correlación más alta fueron elegidos para introducirlos en el modelo. Los valores más altos se registraron para A7 (0.48), A8 (-0.46), A9 (0.38) y A4 (-0.32). Además las correlaciones entre ellos no superan el valor 0.3 como para ser consideradas significativas.

Entre los predictores, la metodología “forward stepwise” selecciona iterativamente predictores, reteniendo aquellos que generan la mejor ecuación de regresión. En este caso la metodología seleccionó los predictores A4 y A7 para generar un modelo lineal que explicó el 33% de la varianza de la precipitación en DEF en AMBA.

El modelo resultante es:

$$PP(DEF) = -3.9508 * A4 + 41.8960 * A7 + 752.5481$$

Esta ecuación de regresión indica la dependencia de la lluvia de verano con el debilitamiento del anticiclón del Atlántico y la advección de aire húmedo desde el norte durante el mes de noviembre.

Para evaluar la significancia de la regresión se utilizó el test de Fisher. Como los residuos de la regresión son independientes y están distribuidos normalmente, bajo la hipótesis nula de ausencia de regresión lineal, resultó un $F=5.3179$ con $p < 0.1353$, y por lo tanto el modelo resultó confiable con un 95% de confianza.

Se ensayó el modelo para el período 1984-2007 (figura 8) y la correlación entre la lluvia observada y la estimada por el modelo fue de 0,61, significativa al 95% de confianza. González y Cariaga (2009) aplicaron la misma metodología para la predicción de la precipitación utilizando predictores en el trimestre SON. Obtuvieron un modelo que depende del geopotencial en 1000 hPa, ubicado en la misma zona que A4 y del viento zonal en la zona donde se definió el predictor A7. Este resultado indica que los forzantes que

determinan la lluvia son los mismos, tanto el mes anterior como el trimestre previo. La correlación entre la precipitación estimada con predictores en SON y la observada para el período 1984-2007 fue de 0.54, valor muy similar al que resultó de la utilización de los predictores en NOV.

Posteriormente, se utilizó la metodología de crossvalidación para probar la estabilidad del modelo en cuestión. Esta metodología implica calcular modelos sacando de a uno cada uno de los años de la serie y utilizar ese modelo para pronosticar la lluvia del año en cuestión. Los resultados mostraron que en todos los casos las variables predictoras elegidas por la metodología son las mismas y los modelos resultantes, muy parecidos, lo que es indicativo de la estabilidad del método. La correlación entre la serie observada y la obtenida a través de la crosscorrelación es de 0.33 (significativa al 95% de confianza) (figura 9).

3.3. La eficiencia del modelo estadístico

La tabla II muestra las medidas de eficiencia (H, POD y FAR) para los eventos “sub” y “sobre” para la precipitación estival en AMBA. Estos parámetros son calculados transformando las tablas de contingencia entre la precipitación observada y pronosticada, utilizando el método de crossvalidación, previamente convertidas en terciles, donde los valores correspondientes al primer (tercer) tercil son considerados subnormales (sobrenormales) y los pertenecientes al segundo tercil corresponden a la normalidad.

| | Subnormales | Sobrenormales |
|-----|-------------|---------------|
| H | 62% | 54% |
| POD | 42% | 33% |
| FAR | 62% | 77% |

Tabla II: Medidas de eficiencia para los eventos subnormales y sobrenormales para la precipitación acumulada en DEF en AMBA.

La tabla de contingencia (de 3x3) fue convertida en una tabla de 2x2, cada una construida considerando el evento pronosticado (sobre o sub) como el opuesto complementario (no sub, no sobre). Se observa que la eficiencia es mayor en los casos de precipitación subnormal (62%) que para la sobrenormal (54%) y lo mismo ocurre con la probabilidad de detección.

Un esquema de estimación de la precipitación...

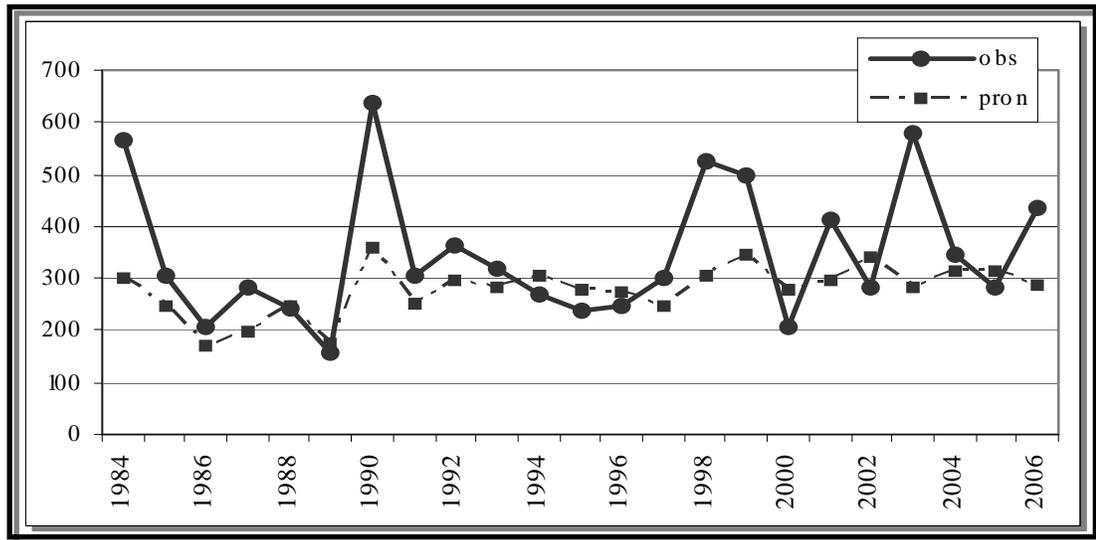


Figura 8: Precipitación acumulada en DEF para AMBA, observada y estimada por el modelo ensayado para el período 1959-1983, con los predictores en Noviembre y validado para el período 1984-2007

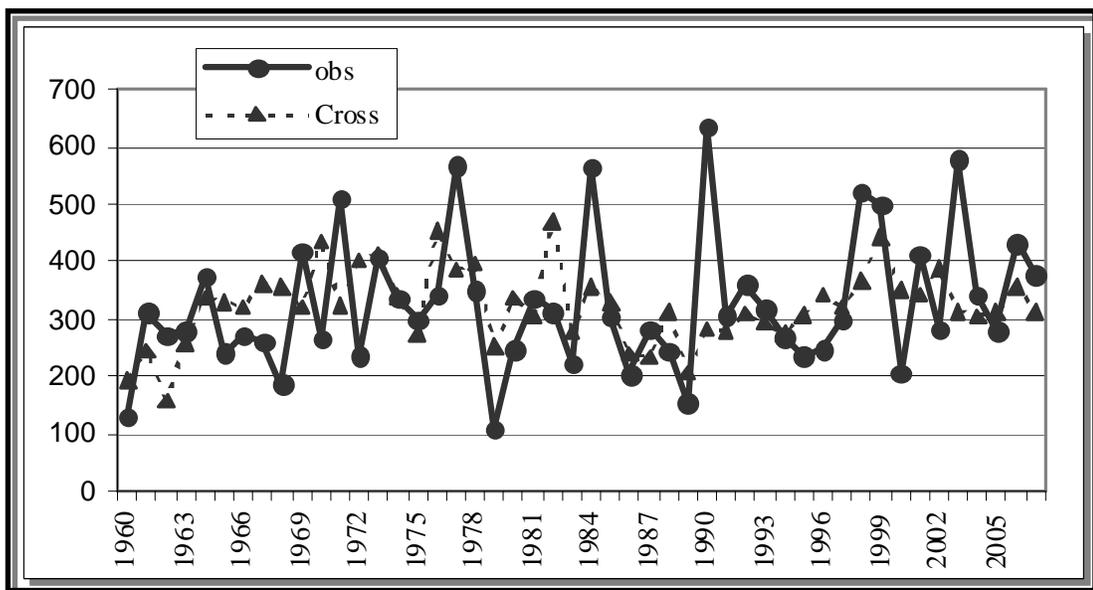


Figura 9: Precipitación acumulada en DEF para AMBA, observada y estimada por el modelo ensayado, con los predictores de noviembre con la metodología de crossvalidación.

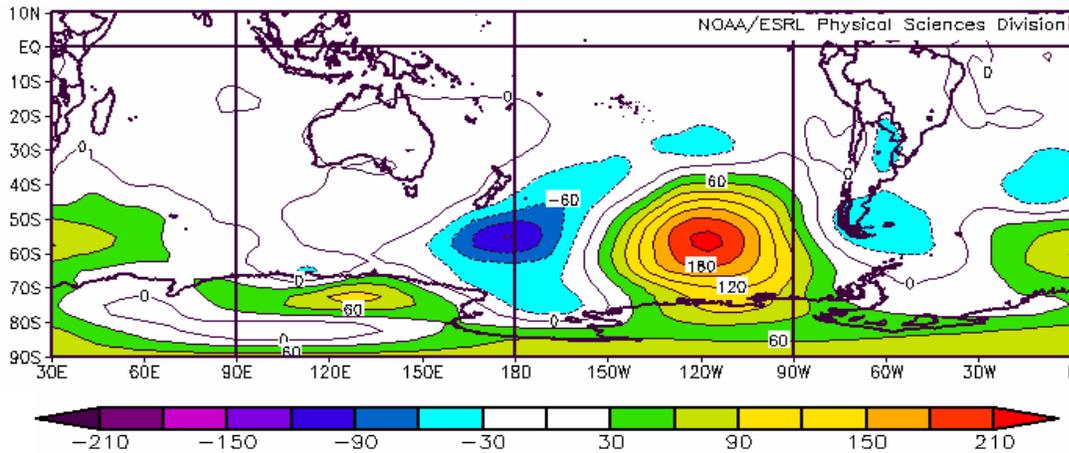


Figura 10: Campo de anomalías de altura de geopotencial en 1000 hPa, promediadas en Noviembre de 2009

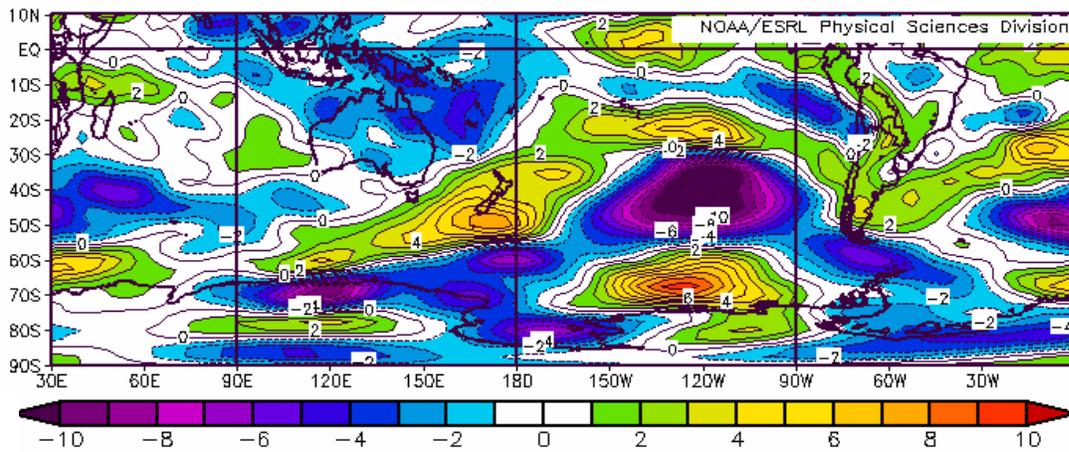


Figura 11: Campo de anomalías de viento zonal en 850 hPa, promediadas en Noviembre de 2009

3.4. Caso de Estudio: 2009

De acuerdo al modelo estadístico obtenido a través del método de stepwise, se tomó un caso particular para evaluar la eficiencia del mismo. Se encontró que la precipitación acumulada en DEF (Diciembre de 2009, Enero y Febrero de 2010) estimada del modelo es de 132.8mm en tanto que el valor observado es de 165.8mm. Si bien el valor pronosticado, subestima al valor observado ambos eventos son subnormales (respecto a una distribución en terciles). La figura 10 muestra el campo de anomalías de geopotencial en 1000 hPa, (respecto de la media para el período 1968-1996) para noviembre de 2009 y la figura 11 lo hace para

las anomalías del viento zonal en 850hPa.

El campo de anomalía de G10 en noviembre de 2009 (figura 10) muestra que el anticiclón del Atlántico no estuvo debilitado lo cual no favoreció la precipitación estival. El campo de anomalías de U85 (figura 11), no muestra un fortalecimiento importante del viento del este en la región donde se definió A7. Los pequeños valores de anomalía del viento zonal en A7 indican que la advección de aire húmedo desde el norte a través de la corriente en chorro de capas bajas no resultó relevante en la producción de precipitación. Estos dos efectos hicieron que la precipitación estival del período entre diciembre de 2009 y febrero de 2010, fuera inferior a la normal esperada para la época.

4. CONCLUSIONES

Con el fin de desarrollar un método de predicción estadística de la precipitación de DEF, la serie de precipitación media, llamada AMBA fue definida como el promedio de precipitación mensual de seis estaciones en el área de estudio.

La precipitación observada en AMBA fue correlacionada con la temperatura de la superficie del mar, la altura geopotencial en distintos niveles y el viento en niveles bajos, desfasada en 1 mes, con el fin de identificar predictores que puedan ser utilizados en un modelo de regresión. Para ello se utilizó el método de "forward-stepwise" y se desarrolló un modelo de predicción para el período 1959-1983. El análisis muestra que la fuente de predictibilidad más importante proviene del debilitamiento del anticiclón del Atlántico en la costa atlántica al sur de Brasil que afecta el norte de Argentina y de la advección de aire húmedo desde la selva brasilera, ambos utilizados como predictores. Se correlacionó la precipitación observada y la pronosticada por el modelo utilizando las variables predictoras correspondientes al mes previo al trimestre DEF, para el periodo de validación (1984-2007) y resultó ser significativa (0.61). Efectivamente González y Cariaga (2009) encontraron predictores promediados en SON, similares a los definidos en Noviembre en este trabajo, pero la correlación entre la precipitación estimada y observada en DEF es inferior (0.54). Se analizó la estabilidad del modelo para el período completo 1959-2007 a través de la metodología de crossvalidación y demostró que es este muy estable. A través de los parámetros de medidas de eficiencia, se encuentra que el modelo responde mejor en los casos de precipitación subnormal que para los casos de precipitación sobrenormal. El pronóstico para la precipitación del verano 2009-2010 utilizando el modelo mostró buenos resultados al arrojar una lluvia inferior a la esperada, tal como pudo ser observado. Si bien, el modelo desarrollado en este trabajo, explica sólo un porcentaje de la varianza, hay evidencias de posible predictibilidad de la precipitación de verano en Buenos Aires. Para mejorar la eficiencia deben ensayarse nuevos modelos de predicción, que incluyan técnicas no lineales u otros métodos alternativos a la regresión múltiple en el futuro.

Agradecimientos: Al Servicio Meteorológico Nacional, por la provisión de datos de precipitación. Las imágenes de las figuras 2 a 7 fueron provistas por NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder Colorado desde su página web: <http://www.cdc.noaa.gov>. Este trabajo fue subsidiado por los proyectos: UBACyT X444, UBACyT X160, UBACyT CC02 y CONICET PIP 112-200801-00195.

REFERENCIAS

Flores, O.K., y González, M.H. 2009: Análisis de la precipitación en la llanura chaqueña argentina y su relación con el comportamiento de la circulación atmosférica y las temperaturas de la superficie del mar. Preprint CONGEMET X, CLIMET XIII, Buenos Aires, Octubre 2009, 16 pag.

Gissila, T, E. Black, Grimes D., y Slingo, J., 2004. Seasonal forecasting of the Ethiopian summer rains. *Int. J. Climatol*, **24**, 1345-1358.

González, M. H., Skansi M.M y Losano, F., 2010. A statistical study of seasonal winter rainfall prediction in the Comahue region (Argentina), *Atmósfera*, **23**, 277-294

González M.H y Cariaga M.L. 2009 An approach to seasonal forecasting of summer rainfall in Buenos Aires, Argentina. *Atmósfera*, **22**, 265-279

González M.H. y Barros, V., 1998. The relation between tropical convection in South America and the end of the dry period in subtropical Argentina. *Int. J. Climatol.*, **18**, 1669-1685.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu I, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Leetmaa A, Reynolds R, Jenne R, Joseph D., 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40 years-project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.

Lenters J.D. y Cook, K.H., 1997. On the origin of Bolivian High and related circulation feature of the South American Climate. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 656-677.

Reason, C, 2001. Subtropical Indian Ocean SST dipole events and Southern Africa rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2225-2228.

Singhrattna, N., Rajagopalan, B., Clark, M. y Krishna Kumar, K., 2005. Seasonal Forecasting of Thailand summer monsoon rainfall. *Int. J. of Climatol.*, **25**, 649-664

Vera C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C.R., Nogues-Paegle, J., Silva Dias, P.L. y Zhang, C., 2006. Toward a unified view of the American Monsoon Systems. *J. Climate*, **19**, 4977-5000.

Wang, M. y Paegle, J., 1996. Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7291 – 7303.

Wilks, D. S., 1995. Statistical methods in the atmospheric sciences (An introduction). International Geophysics series. Academic Press, San Diego, California, USA. 467 pp.

Zheng X. y Frederiksen, C., 2006. A study of predictable patterns for seasonal forecasting of New Zealand rainfall. *J. Climate*, **19**, 3320-3333.

CARACTERÍSTICAS DE LA DEPRESIÓN DEL NOROESTE ARGENTINO EN EL PERÍODO 1997-2003: CRITERIOS DE SELECCIÓN Y ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Lorena Ferreira¹, Celeste Saulo^{2,3}, Marcelo Seluchi⁴

¹Servicio Meteorológico Nacional. Argentina.

²Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. FCEN.UBA.

³Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera. CONICET-UBA.

⁴Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/INPE. Cachoeira Paulista. Sao Paulo. Brazil

(Manuscrito recibido el 9 de abril de 2010, en su versión final el 27 de octubre de 2010)

RESUMEN

En este trabajo se proponen y analizan diversas metodologías para detectar eventos de Depresión del Noroeste Argentino (DNOA) con el objeto de poder documentar su posición, intensidad y duración media a lo largo del año, durante un período que va de marzo de 1997 a febrero de 2003. A través de una selección cuidadosa de eventos, se documentan diversos aspectos estadísticos de la DNOA, en base a un período sustantivamente mayor que cualquier otro antecedente al respecto, al tiempo que se comparan estos resultados con los obtenidos en trabajos pre-existentes. Los resultados muestran que durante el período de estudio se identifican similar cantidad de eventos de baja presión durante todas las estaciones del año, mostrando que la DNOA es un patrón dominante que caracteriza el clima de la región sur de Sudamérica. Asimismo, la cantidad de días bajo régimen DNOA es menor en invierno y en otoño, como así también la duración media de los eventos. Finalmente se encuentra que la posición media del mínimo de presión de la DNOA se ubica más al norte que la documentada por otros autores, y presenta una mayor variabilidad espacial en las estaciones cálidas que en las frías.

Palabras clave: Variabilidad Climática estacional, Depresión del Noroeste Argentino, análisis estadístico

FEATURES OF THE NORTHWESTERN ARGENTINEAN LOW DURING THE 1997-2003 PERIOD: SELECTION CRITERIA AND STATISTICAL ANALYSIS

ABSTRACT

In this paper we propose and analyze several methodologies to detect Northwestern Argentinean Low (NAL) events, in order to document its mean position, intensity, duration and their variability. The period of analysis encompasses from March 1997 to February 2003. Through a careful selection of events, various statistical aspects of the NAL are documented. This characterization is based on a period substantially longer than any other precedent in this regard, and results obtained are compared with previous ones.

Our results show similar amount of low pressure events for all seasons, showing that the NAL events constitute a dominant pattern that characterizes the climate of southern South America. Also, the number of days under NAL regime is lower during winter and autumn, as well as the mean duration of the events. Finally, we found that the mean position of the NAL center turns out to be northward than documented by other authors, exhibiting larger spatial variability during the warm season than during cold one.

Keywords: Seasonal Climatic Variability, Northwestern Argentinean Low, statistical analysis

1. INTRODUCCIÓN

La Depresión del Noroeste Argentino (DNOA) es un sistema de baja presión que ha recobrado importancia a partir del reconocimiento de su rol, junto con la Baja de Chaco y la corriente en chorro de capas bajas, en los intercambios de masas de aire entre los trópicos y los extratropicos, modulando el transporte de calor y humedad a la porción sur de Sudamérica (Seluchi y Marengo 2000; Saulo y otros 2004, Vera y otros 2006). La alta correlación entre las variaciones ínter diurnas de la temperatura y la presión sobre el área de influencia de la DNOA, llevó a Schwerdtfeger, en sus trabajos publicados en los años 1950 y 1954, a identificar a la DNOA como una “depresión térmica”. Posteriormente, Lichtenstein (1980) (de ahora en más L80) apoyado en los mapas climatológicos correspondientes al año 1967 y en el estudio de un caso durante ese mismo año, avanza en la caracterización de la DNOA y denomina al sistema simplemente como “depresión”. Ello se debe a que encuentra otros factores además del balance positivo de radiación en superficie que contribuyen en la formación e intensificación del sistema. En su trabajo, L80 localiza el centro del sistema de baja presión alrededor de los 30°S, 66°O, próximo a la estación La Rioja del Servicio Meteorológico Nacional. Sin embargo, este autor manifiesta que en ocasiones la DNOA puede ser también localizada en latitudes cercanas a los 40°S, exhibiendo una mayor variabilidad espacial meridional que zonal. Con respecto a la variabilidad temporal, L80 encuentra que la DNOA puede actuar durante todo el año con una intensidad variable y un comportamiento intermitente. El trabajo de L80 constituye el antecedente más importante para cualquier estudio sobre la DNOA, ya que no sólo documenta los campos medios de todo el año 1967, sino que

introduce una forma de cuantificar la intensidad del mínimo de presión asociado. El trabajo, por otro lado, propone y ofrece algunas evidencias sobre los procesos que conducen a la formación, profundización y disipación de este sistema en base al análisis observacional de algunos casos.

Desde aquellos trabajos pioneros, no se han realizado caracterizaciones estadísticas de la DNOA, a pesar de la disponibilidad de campos analizados en puntos de retícula que ofrecen un complemento ideal para revisar tales caracterizaciones. El principal objetivo de este trabajo es, consecuentemente, mostrar distintos criterios para detectar eventos DNOA, empleando datos observacionales y análisis en puntos de retícula para un período de 6 años. A partir de ellos se pretende efectuar un estudio estadístico de la ocurrencia de los eventos de DNOA en las distintas estaciones del año. Con la adopción del criterio que aquí se propone, se busca documentar la duración, intensidad y posición media del sistema, así como también la variabilidad de esos indicadores a lo largo del año. Esto permite realizar algunas inferencias acerca de los mecanismos que intervienen en la existencia de la DNOA. Así, se avanza sobre los estudios estadísticos efectuados por L80 empleando una serie de datos más extensa, que se considera más representativa del comportamiento de la DNOA. El análisis de los procesos que explican el ciclo de vida de la DNOA, posible a partir de una selección más ajustada de los casos DNOA que aquí se documenta, es parte de un trabajo en elaboración.

Este trabajo se estructura de la siguiente manera: en la sección 2 se describen las bases de datos empleadas; la sección 3 presenta el análisis del índice de Lichtenstein en tanto que en la Sección 4 se propone y se discuten otros criterios de selección de eventos DNOA, y se muestra el análisis de la ocurrencia estacional y espacial de los eventos.

Finalmente en la sección 5 se presentan las conclusiones del trabajo.

2. BASE DE DATOS

Para efectuar los cálculos que aquí se presentan, se emplearon tanto datos observacionales como datos en puntos de retícula.

La base de datos observacional corresponde a la presión reducida a nivel del mar medida a las 12 UTC durante el período comprendido entre marzo de 1997 y febrero de 2003, en 4 estaciones sinópticas de Sudamérica. Dos de ellas pertenecen a la Argentina: Paso de los Libres (29°S, 57°O; 70m) y La Rioja (29°S, 66°O; 430m), y las otras dos, a Chile: Antofagasta (23°S, 70°O; 137m) y Pudahuel (33°S, 70,7°O, 475m). En la Figura 1 se muestra la ubicación geográfica de dichas estaciones. Los datos de Argentina fueron proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional, en tanto que los de Chile fueron obtenidos a partir de la red de datos GTS (Global Telecommunication System). Esta serie de datos fue previamente consistida, eliminando aquellos datos dudosos que corresponden a una mala anotación o a variaciones muy importantes en la presión que no puedan ser explicadas por ningún fenómeno meteorológico en la escala temporal de los datos (la base de datos original es horaria por lo cual la consistencia fue horaria). No se han completado los datos faltantes.

La segunda base de datos corresponde a los análisis del GDAS (Global Data Assimilation System) del National Centers of Environmental Prediction (NCEP) de la hora 12UTC, cuya resolución horizontal es de 1°. Este conjunto de datos abarca el mismo período que el utilizado para la información proveniente de las estaciones sinópticas de superficie. La región empleada es 83°O - 29,4 °O y 5,4 °S - 44,6°S y se muestra en la Figura 1. Si bien la utilización del sistema de Reanálisis del NCEP hubiera ofrecido la posibilidad de realizar una climatología de más largo plazo, se optó por limitar el período para ganar en resolución horizontal y representatividad en el área de estudio, ya que los reanálisis tienen una resolución de 2.5° y presentan deficiencias en regiones próximas a topografía escarpada. En este análisis, se emplean datos de la hora 12 UTC dado

que, en primer lugar, es la hora donde los análisis tienen mayor cantidad de datos asimilados por lo que se espera que representen mejor el estado de la atmósfera. En segundo lugar, porque L80 utilizó datos de este mismo horario, lo que hace más factible una comparación de los resultados.

Las estaciones del año se han considerado de la siguiente manera: VERANO: diciembre, enero y febrero; INVIERNO: junio, julio y agosto; OTOÑO: marzo, abril y mayo; PRIMAVERA: septiembre, octubre y noviembre.

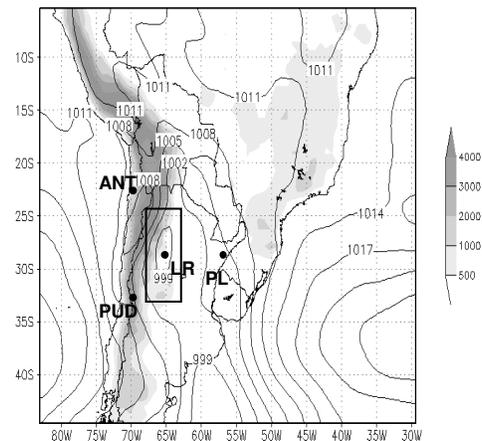


Figura 1. Presión reducida a Nivel del mar durante el evento DNOA del 2 de diciembre de 1997 a las 12UTC (en hPa). El mapa incluye el dominio de estudio con la topografía (sombreado las alturas mayores a 500m), ubicaciones geográficas de algunas estaciones meteorológicas empleadas (Paso de los Libres (PL), La Rioja (LR), Antofagasta (ANT) y Pudahuel (PU)). La caja hace referencia al dominio del Criterio DNOA.

3. INDICE de LICHTENSTEIN (I_L)

3.1. Definición de I_L

Para poder llevar a cabo la identificación de los eventos DNOA se hizo una recopilación de las metodologías existentes que tratan de caracterizar al sistema. En tal sentido, Lichtenstein en su trabajo de tesis (1980), propone un índice que mide la intensidad de la DNOA, denominado por Seluchi y otros (2003) “índice de Lichtenstein - I_L -”, que se calcula como:

$$I_L = 0.5 [0.5 (P_{ANT} + P_{VAL}) + P_{PL}] - P_{LR}$$

donde P_{ANT} es la presión al nivel del mar en Antofagasta (23°S, 70°O; 137m), P_{VAL} en Valparaíso (33°S, 71°O; 41m), P_{PL} en Paso de los Libres (29°S, 57°O; 70m) y P_{LR} en La Rioja (29°S, 66°O; 430m). En el cálculo del índice I_L que se realiza aquí se emplea la estación Pudahuel dado que no se cuenta con los datos de Valparaíso. La proximidad entre las estaciones sugiere que esta diferencia no condiciona los resultados de este trabajo. Este índice es básicamente la expresión discretizada de la derivada segunda de la presión en el sentido zonal y, como tal, debería ser proporcional a la vorticidad geostrofica. Dado que la DNOA está inmersa en un sistema ciclónico de forma meridionalmente elongada, considerar en este índice las presiones al sur y al norte de su centro traería errores en su estimación, por lo que L80 emplea solamente la variación zonal de la presión. Los máximos de este índice indican mínimos de presión en La Rioja, localidad próxima al centro de la DNOA.

3.2. Variabilidad del Índice de Lichtenstein durante el período de estudio

Empleando observaciones diarias de presión reducida al nivel del mar de las 12 UTC del año 1967, L80 obtiene un valor medio anual de I_L de 3.1 hPa, con una desviación estándar de 4.7 hPa. La intensidad máxima la observa en diciembre ($I_L = 6.9$ hPa) y la mínima en junio ($I_L = 2.2$ hPa). La Tabla I muestra los valores medios y la desviación estándar del índice de Lichtenstein para todos los meses del año a partir de la muestra considerada en este trabajo (1997-2003). En este caso, se obtuvo una intensidad media anual de 2.8 hPa y una desviación estándar de 4.5 hPa. La mínima presión media mensual de la DNOA fue encontrada en noviembre ($I_L = 4.3$ hPa) y la máxima en julio ($I_L = 1.3$ hPa). Estos valores son menores a los encontrados por L80, pudiendo ser consecuencia de la mayor longitud del período analizado. Con respecto a la magnitud del desvío estándar, se observa que en todos los casos –excepto en Diciembre– es mayor que el valor medio, lo cual sugiere que el fenómeno es muy variable o que el índice no discrimina adecuadamente su ocurrencia. En realidad, el desvío estándar del índice está

representando fundamentalmente el desvío estándar de la presión en las estaciones sinópticas seleccionadas. Por ejemplo, en enero la mayor desviación estándar de la presión se observa en La Rioja - 5 hPa-, y la menor en Antofagasta -2 hPa-. Como es de esperar, la presión en las estaciones del lado Chileno presenta mucha menor variabilidad debido a la presencia del Anticiclón semipermanente del Pacífico, mientras que tanto Paso de los Libres como La Rioja, exhiben mayor variabilidad.

| | Ene | Feb | Mar | Abr | May | Jun |
|-----------------|-------------|------|------|------|------|------|
| Media | 3.81 | 3.18 | 3.01 | 1.98 | 1.82 | 1.42 |
| Desvío estándar | 3.97 | 4.71 | 4.06 | 4.53 | 4.38 | 4.65 |

| | Jul | Ago | Set | Oct | Nov | Dic |
|-----------------|-------------|-------------|------|------|-------------|------|
| Media | 1.30 | 2.02 | 3.17 | 3.74 | 4.39 | 4.20 |
| Desvío estándar | 4.85 | 5.39 | 4.50 | 4.83 | 4.79 | 4.04 |

Tabla I. Tabla correspondiente al valor medio y a la desviación estándar del índice I_L de las 12UTC. Período: marzo 1997 –febrero 2003. El subrayado indica los valores máximos y mínimos anuales tanto del valor medio como de su desviación estándar.

Para ampliar la descripción estadística del I_L se presenta en la Figura 2 la marcha anual de la mediana, el primer y tercer cuartil, y los valores máximos y mínimos. Durante el mes de agosto se observan los valores extremos máximos y mínimos anuales, denotando la fuerte variabilidad del sistema en este mes. En los meses de julio y agosto se nota una mayor dispersión en comparación con la obtenida en los meses restantes. La mínima dispersión se observa durante el mes de enero. Si bien durante el mes de julio no se obtienen los I_L mínimos más extremos, existe un mayor porcentaje de valores negativos del índice, evidenciando una tendencia hacia un aumento de la presión en La Rioja con respecto a las regiones aledañas al este y oeste. De abril a agosto el primer cuartil es negativo, denotando una menor frecuencia de ocurrencia de la baja. Todo lo contrario ocurre en los meses del período cálido donde el primer cuartil es positivo, marcando la mayor cantidad de

situaciones de baja presión relativa, lo cual ofrece algún indicio sobre el carácter térmico de la DNOA. Los meses de noviembre y diciembre son los que concentran el mayor porcentaje de valores más altos del índice de Lichtenstein.

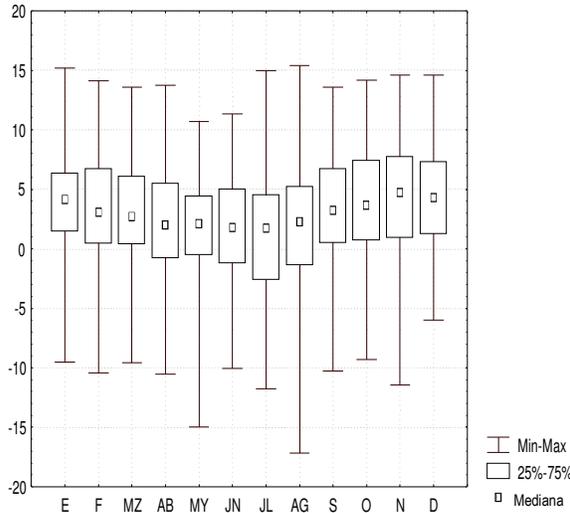


Figura 2. Evolución mensual de la mediana, del primer y tercer cuartil, y los valores máximos y mínimos del índice I_L de las 12UTC. Período: marzo 1997 – febrero 2003.

Según este índice, en el 75% de los días entre septiembre y marzo, la presión atmosférica en la región del Noroeste Argentino es más baja que en su entorno. Este porcentaje se reduce entre abril y agosto, cuando las irrupciones de aire frío se tornan más intensas y frecuentes, tornando los valores negativos de I_L más frecuentes y de mayor valor absoluto. En general, durante todo el año predominan las situaciones con índice I_L positivos, remarcando el rasgo dominante de la región del Noroeste Argentino a presentar presiones menores. En consecuencia, las mayores desviaciones aparecen en los meses de invierno, ya que al ser más frecuentes las irrupciones de aire frío (ligadas a la penetración de anticiclones migratorios), generan una mayor variabilidad en el índice.

4. FRECUENCIA DE OCURRENCIA DE LA DNOA

4.1. Criterios de Selección de eventos DNOA

En la sección anterior se ha caracterizado la variabilidad del “Índice de Lichtenstein”, arrojando

resultados similares a los mostrados por L80. A partir de la información expuesta, sin embargo, resulta necesario fijar un umbral, es decir, un valor mínimo, a partir del cual se pueda considerar que se trata de una DNOA. Si bien el índice de Lichtenstein caracteriza la variabilidad del mínimo de la presión sobre un área, éste no garantiza que se trate de un sistema de baja presión.

La posibilidad de contar con un criterio que discrimine los eventos DNOA permite no sólo su detección y el estudio de su frecuencia de ocurrencia, como se muestra en este trabajo, sino también la oportunidad de estudiar la estructura y la evolución de este sistema a partir de la composición de eventos correctamente seleccionados. Este último aspecto es parte de un trabajo en preparación.

Tomando como primera referencia el índice de Lichtenstein, se formula el siguiente criterio (C1) para catalogar la presencia de la DNOA:

$$\text{Criterio 1 (C1): i) } I_L > 0 \text{ ; ii) } I_L > I_{LM}$$

donde: I_{LM} es la mediana del índice para el mes correspondiente.

La desigualdad en el ítem (i) está vinculada con la exigencia de que el índice sea un indicador de la presencia de baja presión en el Noroeste Argentino, en tanto que en (ii) se requiere superar una cota que potencialmente discrimine los casos más intensos. En lo sucesivo se contabiliza como “días DNOA” a todos aquellos que cumplen con las condiciones del Criterio 1. Un “evento DNOA” podrá durar uno o más días, lo cual dependerá de que se cumpla el C1 un solo día o que lo haga durante varios días consecutivos. Por último, se tomó como “día 0” el día anterior al de la disipación, momento en que el sistema alcanza su mayor profundidad.

El cómputo del Criterio 1 permite determinar la cantidad de días bajo régimen DNOA, en tanto que el cómputo del “día 0” sirve para identificar un momento específico dentro de cada evento DNOA y contar cantidad de eventos.

El cálculo de la mediana de I_L para los 12 meses del año muestra que en 9 de ellos la mediana es mayor que el valor medio, en tanto que en los otros 3 meses (febrero, marzo y octubre) es levemente

menor, evidenciando en esos meses un mayor un mayor grado de normalidad en la muestra de datos. La Figura 3 ejemplifica la variabilidad diaria del I_L a las 12UTC para todos los meses de enero comprendidos entre 1998 y 2003. La línea punteada corresponde al valor de la mediana - I_{LM} del mes enero, que es 4,15 hPa. Este umbral emplazado en el gráfico permite discriminar los casos DNOA según el Criterio 1. La evolución temporal diaria del índice I_L para los meses de enero muestra que en más del 81% del total de los días de esta serie, el índice presenta valores positivos. Para el caso de julio (no mostrado) el porcentaje de días con valores positivos se reduce al 60%. Los resultados de la aplicación del Criterio 1 se muestran en la columna izquierda de la Tabla II. En líneas generales, se ve que la frecuencia de ocurrencia de la DNOA es bastante uniforme durante todo el año, siendo menor durante el otoño. Este resultado es interesante puesto que la DNOA está más frecuentemente ligada en la literatura a la estación cálida.

Cuando se inspeccionaron los campos de presión en superficie correspondientes a los eventos seccionados a partir del Criterio 1, se observaron que algunos no presentaban un patrón acorde a los eventos reconocidos como DNOA en la literatura (ver ejemplo en Figura 4). Esto se debió fundamentalmente a que dicho criterio puede seleccionar situaciones en las cuales la presión atmosférica es alta sobre alguna de las regiones adyacentes (o en ambas) y levemente baja en La Rioja, sin necesariamente mostrar la presencia de un centro cerrado de baja presión.

Si bien el Criterio 1 tiene la ventaja de ser de fácil aplicación, su formulación puede conducir a situaciones como las mencionadas, sobre todo en invierno, cuando los sistemas anticiclónicos se ven intensificados y avanzan con mayor frecuencia sobre el continente. En función de estas limitaciones se formuló un segundo criterio al que denominaremos “*criterio DNOA*”.

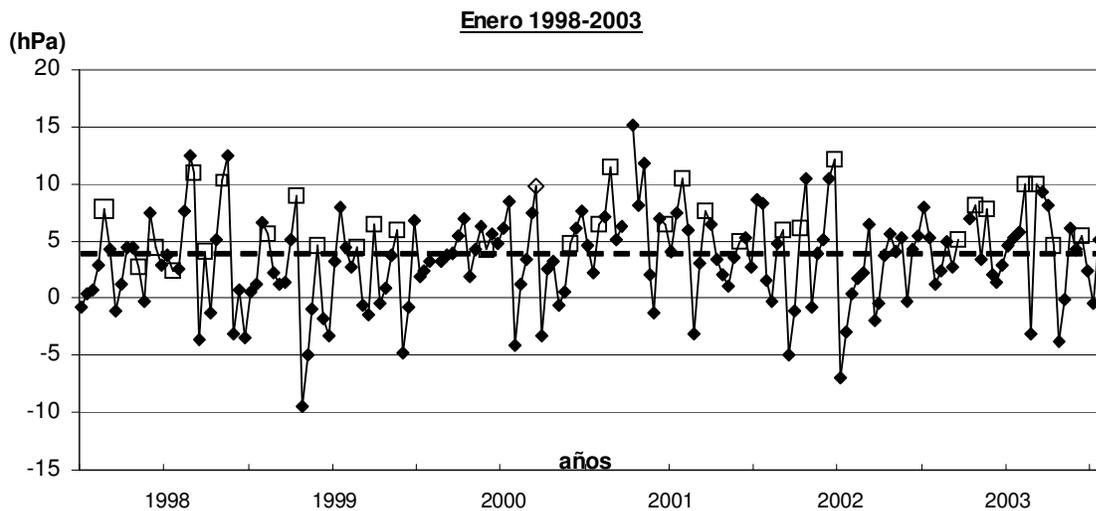


Figura 3. Evolución temporal diaria del índice I_L para el mes de enero, desde el año 1998 al 2003. La línea punteada corresponde al valor de la mediana de Enero definiendo el umbral para el Criterio 1. Los cuadrados corresponden al Criterio DNOA.

Para ello se emplearon los campos de presión reducida a nivel del mar de las 12UTC correspondientes a los datos analizados en puntos de retícula del NCEP, durante el período diciembre 1997 a febrero 2003, y se definió como “días DNOA” a todos aquellos días que cumplen las

siguientes condiciones:

- i) al menos una isobara cerrada de baja presión, en un campo analizado cada 1hPa
- ii) que dicho centro de baja presión este comprendido en una región 24°S - 33°S y 64° - 68°O (ver recuadro en Figura 1)

| | N° eventos DNOA "Criterio 1" | N° eventos DNOA "Criterio DNOA" |
|-----------|------------------------------------|---------------------------------------|
| Verano | 107 | 89 |
| Otoño | 97 | 73 |
| Invierno | 106 | 92 |
| Primavera | 115 | 91 |

Tabla II. Cantidad de eventos según el Criterio 1 y el Criterio DNOA, por estación del año.

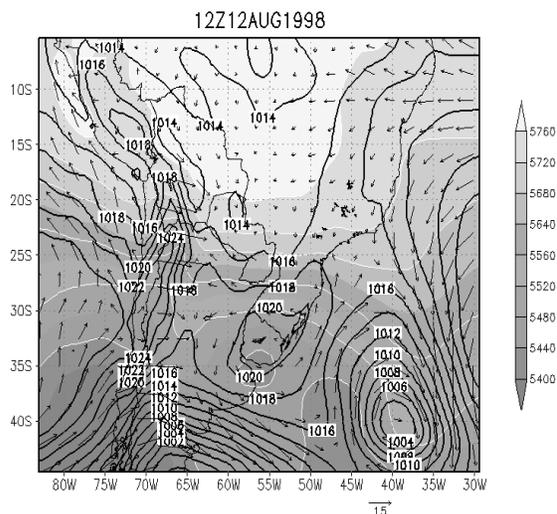


Figura 4 Campo de espesores 500/1000 hPa (m_gp, sombreado), presión a nivel del mar (hPa, contornos) y viento en 1000hPa ($m s^{-1}$, vectores) para 1 día particular de invierno, en que se cumple el Criterio 1 y no se reconoce un evento DNOA.

De acuerdo con L80, la DNOA se posiciona aproximadamente en los 30°S y tiene una mayor variabilidad latitudinal que longitudinal. Combinando esta información con la sectorización propuesta en el trabajo de Seluchi y otros (2003), se adoptó en ii) una región que incluye los dominios "N", "NAL" y la parte del dominio "S" de este último trabajo.

El "criterio DNOA" presenta semejanzas con el definido por Rowson y Colucci (1992) (denominado RC92) para identificar a la baja térmica de los Estados Unidos. En ese caso se requería que la isobara cerrada no migre a otra región (para diferenciarlas de las bajas frontales) y que ésta aparezca en al menos tres campos

temporales consecutivos, dada la gran persistencia que poseen dichos sistemas en la región. En la sección siguiente se retomará este estudio para compararlo con los resultados a partir de la selección propuesta.

Cuando se emplea el criterio DNOA, se obtienen diferencias como las que se aprecian en la Figura 3, donde los cuadrados abiertos incluidos marcan los casos seleccionados a partir de este último criterio. En general, puede apreciarse que esta metodología, si bien no es de fácil aplicación a fines operativos, es mucho más selectiva que el Criterio 1, y no necesariamente retiene los casos en que I_L es de mayor magnitud. Resultados similares (no mostrados) se presentan en todos los meses. Las mayores diferencias entre criterios se producen en el mes de julio.

4.2. Variabilidad Estacional de la Frecuencia de Ocurrencia de la DNOA.

En esta sección se presenta el análisis de resultados sobre la variabilidad estacional de la frecuencia de ocurrencia de eventos DNOA. Los casos fueron seleccionados a partir del "criterio DNOA" que, como fue explicado en la sección anterior, garantiza que los campos seleccionados incluyan la presencia de la DNOA.

4.2.1. Duración y ocurrencia estacional de la DNOA

La frecuencia estacional de la DNOA según el nuevo criterio propuesto, se sintetiza en la columna derecha de la Tabla II, donde independiente del criterio adoptado, se observa bastante uniformidad en la frecuencia de ocurrencia de eventos durante todo el año. Si bien el calentamiento en superficie no permitiría explicar la existencia de la DNOA durante las estaciones frías, la ocurrencia de subsidencia a sotavento de los Andes asociada a una perturbación ciclónica en altura podría ser el mecanismo que justificaría su existencia durante estas estaciones, como lo señalara L80. Este proceso es analizado y corroborado por Seluchi y otros (2003), para un evento particular de DNOA que ocurre durante invierno.

Cuando se comparan ambos criterios se observa que el Criterio 1 sobreestima la presencia del

sistema en cuestión, en concordancia con lo señalado en la sección 4.1 para enero (Figura 3).

La duración de los eventos DNOA durante las distintas estaciones del año según el *Criterio DNOA* se muestra en la Figura 5. En esta se puede ver que en líneas generales la DNOA tiene una duración dominante de entre uno y dos días, en tanto que los eventos largos son menos frecuentes. Los resultados para verano muestran una disminución gradual de los eventos con duración menor a 4 días. En cambio, durante el invierno, los eventos son más cortos, concentrándose entre 1 y 2 días. La frecuencia de episodios de 3 días o más decae progresivamente, hasta llegar a un único caso de 5 días de duración. La frecuencia de eventos largos aumenta en verano y las estaciones de transición (meses de primavera y otoño) donde se detectan casos extremos de hasta 7 y 8 días. El caso DNOA con duración 7 días corresponde a un evento ocurrido durante la campaña de medición de SALLJEX (South American Low Level Jet Experiment) que estuvo asociado a un intenso calentamiento en superficie exacerbado por una importante subsidencia de gran escala (Cerne y otros 2007), lo que promovió no sólo el calentamiento en superficie sino también en niveles medios (Saulo y otros 2005).

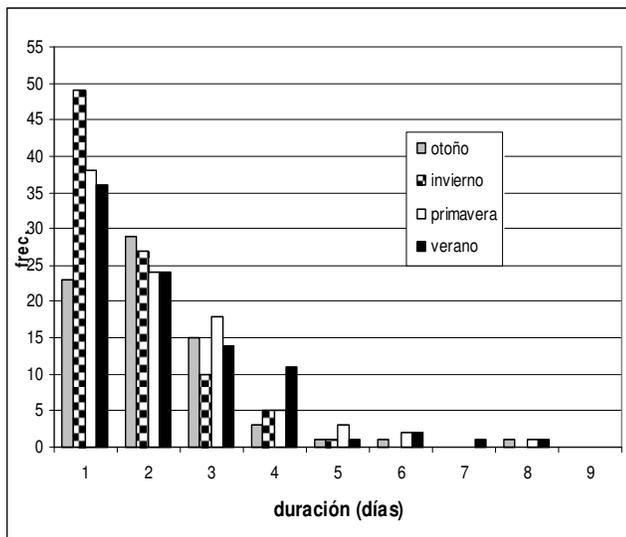


Figura 5 Duración (en días) de los eventos DNOA para todas las estaciones del año empleando el criterio DNOA

A diferencia del resto de las estaciones, en otoño prevalecen los eventos de dos días, con una considerable disminución de los eventos de 1 día. En general las diferencias entre la primavera y el verano son pocas. Esto estaría vinculado con el persistente calentamiento (de origen radiativo en superficie que puede combinarse con subsidencia de gran escala o local) que permite a la DNOA perpetuarse hasta que algún mecanismo de enfriamiento la disipe (Seluchi y otros 2003).

La Tabla III permite complementar los resultados anteriores, indicando la cantidad de días bajo régimen de DNOA. El porcentaje de días DNOA en primavera (35.8%) es similar al hallado en verano (37.4%), en tanto que en invierno y otoño esta cantidad disminuye a un 28%, aproximadamente. Esto muestra que a pesar de existir una variación entre las distintas estaciones del año, esta no es muy marcada. De todas maneras, este resultado es consistente con lo discutido anteriormente: al presentar los eventos de invierno y otoño una menor duración, una cantidad “semejante” de eventos conduce a una proporción de días bajo régimen DNOA menor.

| | Si-DNOA | No-DNOA | Días totales |
|------------------|---------|---------|--------------|
| Primavera | 196 | 350 | 546 |
| Verano | 202 | 338 | 540 |
| Otoño | 155 | 397 | 552 |
| Invierno | 158 | 394 | 552 |

Tabla III. Cantidad de días en que se cumple el criterio DNOA.

La similitud en la cantidad de días que presentan DNOA en las diferentes estaciones del año sugiere que este sistema térmico es controlado por procesos de calentamiento que pueden tener origen diferente pero que, en definitiva, conducen a la disminución de la presión en superficie a lo largo de todo el año. En concordancia con lo propuesto por Seluchi y otros (2003), se esperaría que en la estación cálida el sistema exista por el calentamiento radiativo diferencial que afecta el Noroeste Argentino. En cambio, durante los meses en que la actividad sinóptica es más intensa y la progresión de ondas baroclínicas llega hasta

latitudes relativamente más bajas, la subsidencia forzada a sotavento de Los Andes (asociada a la delantera de la vaguada en altura) sería el proceso más efectivo para generar el calentamiento que conduce a la disminución de la presión en superficie. Algo semejante propuso L80, quien, además, también indicó la advección cálida como mecanismo de calentamiento de la DNOA. Si bien no es el objetivo de este trabajo profundizar en el análisis de estos procesos, es interesante remarcar que el comportamiento estadístico del sistema de baja presión es consistente con los procesos propuestos en trabajos previos. En efecto, su duración mayor en verano (o la mayor cantidad de casos más largos) es coherente con la persistencia de los procesos radiativos, que se tornan más eficientes en una región de suelo arenoso/arcilloso y fuerte insolación. La menor duración en invierno es consistente con la actividad baroclínica, donde las vaguadas en altura, generadoras de calentamiento por subsidencia forzada, tienen una frecuencia relativamente alta y un desplazamiento más rápido. Una discusión detallada de la estructura y los procesos que conducen a la formación de la DNOA durante este período de estudio se realiza en Ferreira (2008) y algunos resultados seleccionados son objeto de un trabajo en preparación.

Con el objetivo de comparar la frecuencia de ocurrencia de la DNOA con la de otros sistemas térmicos en el mundo, se incluyen los resultados de Rowson y Colucci (1992) para la baja térmica del sudoeste de Estados Unidos y México, y se los compara con los obtenidos con el criterio DNOA.

La Figura 6 muestra, en porcentajes, la cantidad media de días donde se detecta a la DNOA para cada estación del año según el criterio aquí adoptado, junto a los casos encontrados por Rowson y Colucci (1992) empleando 10 años de datos. Es interesante notar la marcada estacionalidad de la depresión de Norte América, asociada con el intenso calentamiento de superficie sobre el desierto de Arizona y con el desarrollo del monzón de Norte América. Esta estacionalidad contrasta con la mostrada por la DNOA, reforzando la idea que el calentamiento radiativo en el Noroeste Argentino no es el único forzante que explica la existencia de la DNOA. Cabe aclarar que si bien el criterio RC92 y el DNOA no son iguales, su comparación es válida a los efectos de mostrar

la estacionalidad de los sistemas, y la diversidad e importancia de los forzantes en su generación.

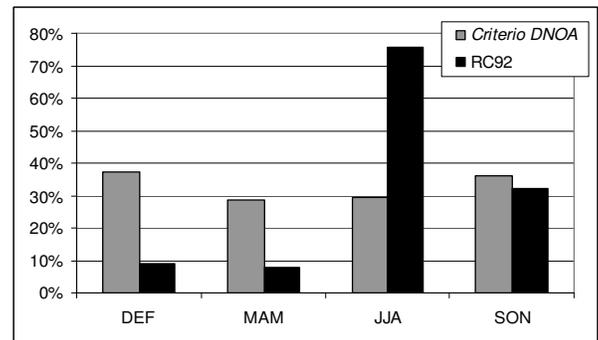


Figura 6. Comparación del porcentaje medio de días con isobara cerrada de baja presión en las cuatro estaciones del año. Criterio DNOA (en gris) y Rowson y Colucci, 1992 (en negro)

4.2.2. Variación estacional de la posición del centro de la DNOA.

El criterio de selección de eventos DNOA adoptado permite también caracterizar la variación en la posición del centro de la DNOA. Esta caracterización permitiría evaluar, por ejemplo, la variabilidad espacial de este sistema en las distintas estaciones del año y, en una fase posterior –que no es objeto de este trabajo–, vincular los procesos dominantes en la formación de la DNOA con la posición media de su centro. En esta sección se presenta un análisis estacional de la ubicación geográfica del mínimo de presión para el día 0 de los eventos seleccionados con el criterio DNOA, y el valor medio de la presión reducida a nivel del mar de estos mínimos de presión. Los cálculos se efectúan empleando los campos analizados de presión reducida a nivel del mar del GDAS y los resultados se muestran en la Figura 7.

El posicionamiento del centro ciclónico en la mayoría de los casos se mantiene preferentemente entre los 25° y los 30°S durante todas las estaciones del año. Para L80, la posición del centro de la DNOA es próxima a los 30° S y 66° O, en tanto que en el presente caso, casi todos los mínimos de presión asociados a eventos DNOA están más al norte de esta posición. Esta diferencia podría estar relacionada con la resolución espacial empleada en nuestros análisis, que es mayor a la empleada por L80.

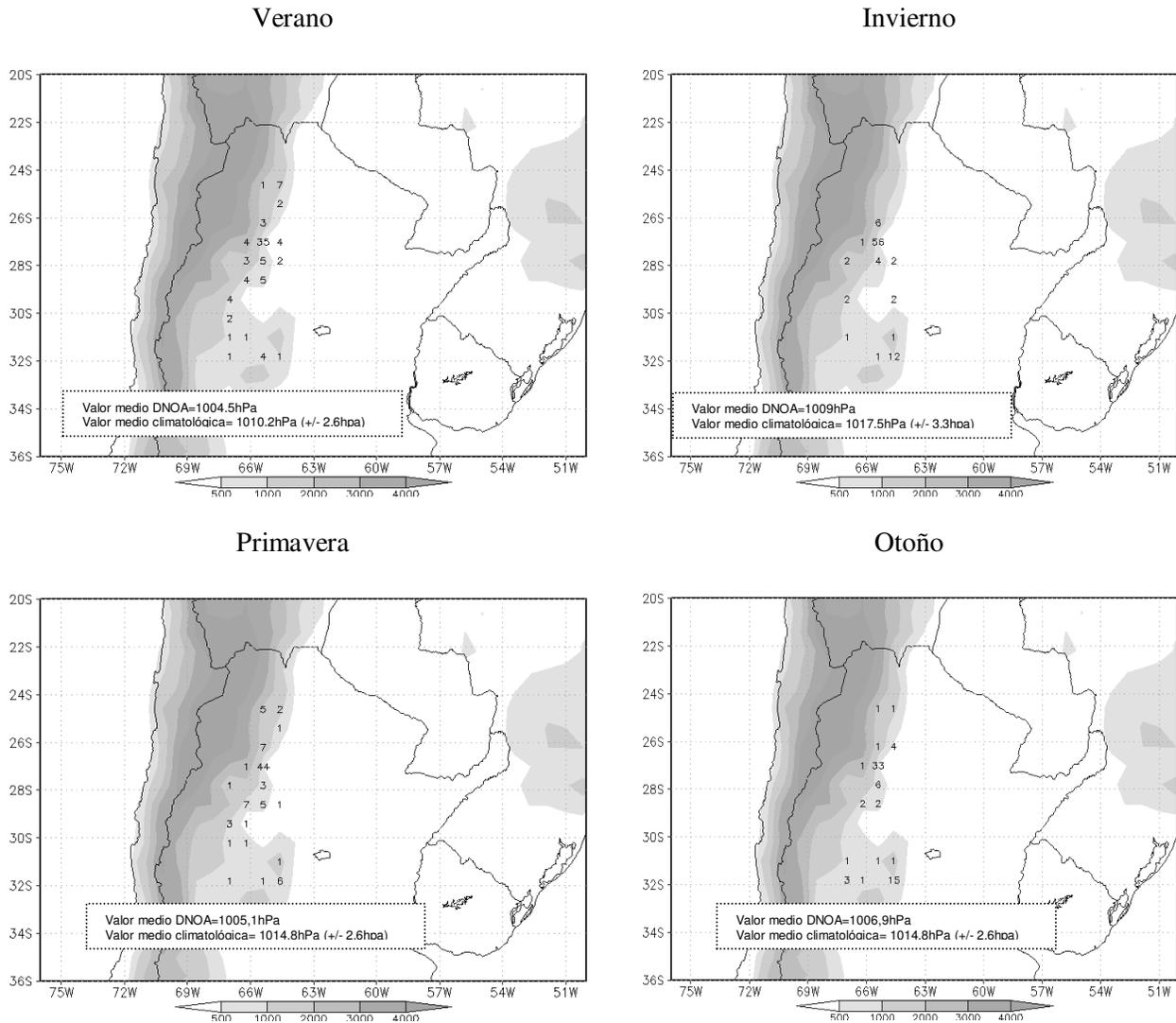


Figura 7. Ubicación geográfica y frecuencia absoluta del mínimo de presión en los “días O” de los eventos DNOA para todas las estaciones del año. El mapa incluye la topografía.

En cuanto a la variación de la ubicación del centro en las distintas estaciones del año, el invierno es el momento en que la misma es menos variable, en tanto que el verano y la primavera presentan mayor variación latitudinal. Durante las estaciones cálidas la existencia de un calentamiento superficial generalizado en la región del Noroeste Argentino, haría que el mínimo de presión se manifieste en una región más amplia, y por lo tanto exhiba una mayor variabilidad espacial que en las estaciones frías.

Los valores medios de presión en el centro del sistema para el verano y la primavera son de 1004,5 hPa y de 1005,1 hPa respectivamente. Estos aumentan para invierno a 1009,0 hPa y otoño a 1006,2 hPa. Los valores medios de los mínimos de presión obtenidos para los eventos DNOA seleccionados, son más bajos cuando se los compara con los valores medios de la presión obtenidos por L80. Resulta de interés el punto ubicado en 32°S 65°O, que aparece en todas las estaciones del año y está en el borde de la caja

indicada en la Figura 1. Es probable que este mínimo de presión, asociado con la ocurrencia de DNOA, se produzca como respuesta a un efecto local vinculado a las sierras de Córdoba.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se proponen y analizan diversas metodologías para detectar eventos DNOA con el objeto de poder documentar su posición, intensidad y la duración de los mismos a lo largo del año. Se utilizan para ello datos observacionales diarios de presión reducida a nivel del mar en distintas localidades de Sudamérica, y los análisis diarios del NCEP durante el período diciembre de 1997 a febrero de 2003.

El cálculo del índice de Lichtenstein " I_L " para el período de estudio mostró que los valores medios son menores a los hallados en L80, donde se empleó solamente un año. La variación mensual del índice I_L fue similar a la mostrada en L80, con un máximo de intensidad a fines de la primavera y un mínimo en invierno. Si bien este índice es un indicador de la presencia de la DNOA, dado que determina la presencia de un mínimo relativo de presión sobre el Noroeste Argentino, fue necesario generar un criterio para individualizar los eventos, ya que el índice por sí sólo puede no resultar adecuado para discriminar la ocurrencia de la DNOA. En función a esto, en este trabajo se propusieron dos criterios.

El *Criterio 1* resultó ser de fácil aplicación operativa, pero poco robusto ya que su empleo derivó en la selección de algunos eventos que no se corresponden con casos típicos de DNOA. En tal sentido y como trabajo a futuro, se podrían emplear otras variables termodinámicas y/o dinámicas que puedan complementar al criterio, y de esta manera filtrar los eventos espurios.

En cambio el *criterio DNOA*, si bien no cumple con las expectativas de un índice fácilmente automatizable, ya que se basa en la inspección subjetiva de los campos analizados de presión en superficie, fue el más confiable a la hora de seleccionar los eventos. Es por ello que para la caracterización estadística de la ocurrencia de eventos DNOA se ha decidido emplear dicho criterio.

A partir de la aplicación del *criterio DNOA*, se identificaron casi tantos casos de DNOA en verano como en el resto de las estaciones del año. Esto mostró que estos sistemas constituyen un patrón que caracteriza el clima de la región durante todo el año. En cuanto a la cantidad de días bajo régimen DNOA, ésta es menor en invierno y otoño que en verano y primavera, indicando de alguna manera la ocurrencia de una mayor cantidad de eventos largos en estas últimas estaciones. Otoño resultó ser la estación donde los eventos DNOA son menos frecuentes. El hecho de tener una gran cantidad de eventos durante el invierno y las estaciones de la transición, es consistente con las hipótesis propuestas por Seluchi y otros (2003): no sólo el calentamiento radiativo es el agente que promueve al sistema sino que también operan otros, como, por ejemplo, los asociados a la subsidencia forzada resultante de la interacción de la topografía con las ondas baroclínicas. Esto también había sido señalado por L80, quien además consideró que la advección cálida tenía un rol muy importante, efecto que también explicaría la presencia del sistema a lo largo de todo el año.

Se considera que este trabajo contribuye a documentar diversos aspectos estadísticos de la DNOA, derivados a partir de un período sustantivamente mayor que cualquier otro antecedente al respecto. Si bien algunas características coinciden con L80, se consolida un criterio de selección de casos y se cuantifican aspectos como su posición media (al norte de la indicada por L80), su intensidad media (más profunda que la señalada en L80) y su duración según las estaciones del año, aspecto no cuantificado con anterioridad. Estos parámetros y su variación pueden ser relacionados con los procesos que modulan este sistema. El estudio pormenorizado de estos procesos, es parte de un trabajo en elaboración.

Agradecimientos: Los autores agradecen a los revisores sus comentarios y sugerencias. Este trabajo ha sido posible gracias a los siguientes proyectos: ANPCyT PICT 2004 25269, UBACyT X204; CONICET PIP 112-200801-00399; PROSUL 490225/2008-0 y 305302/2006-0 CNPq.

REFERENCIAS

- Cerne B., Vera C. y Liebmann B., 2007. The nature of a heat wave in eastern Argentina occurring during SALLJEX. *Mon. Wea. Rev.* **135**, 1165-1174.
- Ferreira L., 2008. Causas y variabilidad de la Depresión del Noroeste Argentino e Impactos sobre los Patrones Regionales de Circulación. Tesis Doctoral. 181p. Universidad de Buenos Aires.[Disponible Departamento de Ciencias de la Atmosfera, Ciudad Universitaria (1428) Buenos Aires, Argentina].
- Lichtenstein E.R., 1980. La Depresión del Noroeste Argentino. Tesis Doctoral. Disertación. 133 pp. [Disponible en el Departamento de Ciencias de la Atmosfera, Ciudad Universitaria (1428) Buenos Aires, Argentina].
- Rowson D.R., y Colucci S.J., 1992. Synoptic climatology of thermal low-pressure systems over southwestern North America. *Int. J. Clim.*, **12**, 529-545.
- Saulo C., Seluchi M.E. y Nicolini M., 2004. A Case Study of a Chaco Low Level Jet Event. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 11, 2669–2683.
- Saulo C., Ferreira L. y Seluchi M.E., 2005. La Depresión del Noroeste Argentino durante el Salljex. *IX Congreso Argentino de Meteorología*. Buenos Aires, 3-7 de octubre de 2005, 10 pp.
- Schwerdtfeger W.C., 1950. La depresión térmica del Noroeste Argentino. *Anales de la Sociedad científica Argentina*. Tomo CL, Buenos Aires.
- Schwerdtfeger W.C., 1954. Análisis sinóptico y aspecto climatológico de dos distintos tipos de depresiones béricas en el norte de la Argentina (en español). *Meteoros*, **4**, 301-323.
- Seluchi M.E. y Marengo J.A., 2000. Tropical-Midlatitude Exchange of Air Masses during Summer and Winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events. *Int. J. Clim.*, **20**, 1167-1190.
- Seluchi M.E., Saulo C., Nicolini M., y Satyamurty P., 2003. The Northwestern Argentinean Low: A Study of Two Typical Events. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2361-2378.
- Vera C., Higgins W., Amador J., Ambrizzi T., Garreaud R., Gochis D., Gutzler D., Lettenmaier D., Marengo J., Mechoso C.R., Noguez-Paegle J., Silva Dias P.L., y Zhang C., 2006. A Unified View of the American Monsoon Systems. *J. Climate*, Vol. **19**, 4977–5000.

LAS MASAS DE AIRE QUE AFECTAN EL SUR DE LA PROVINCIA DE SANTA FE Y SU RELACIÓN CON LA PRECIPITACIÓN DIARIA EN ENERO

Alejandra S. Coronel¹ y María E. Castañeda²

¹Facultad de Cs. Agrarias – UNR

²Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. FCEN.UBA

(Manuscrito recibido el 14 de abril de 2010, en su versión final el 29 de octubre de 2010)

RESUMEN

El objetivo del trabajo es identificar las masas de aire que afectan el sur de Santa Fe durante los eneros de 1998-2006 y relacionarlas con la precipitación diaria, tomando como estación representativa a Zavalla (33°01'S, 60°53'O). La información diaria analizada es: temperaturas media, máxima y mínima, humedad relativa, heliofania efectiva, presión atmosférica, precipitación y dirección de viento a las 8 y 14 horas local, campos de altura geopotencial en 1000 y 500 hPa, de temperatura en 1000 hPa y de humedad específica en 850 hPa del NCEP. Se aplica el algoritmo K-means y se identifican cuatro tipos de masas de aire: Cálida Seca (mCS): muy cálida; Cálida Húmeda (mCH): aumenta significativamente la humedad y la nubosidad respecto a mCS; Templada Seca (mTS): menores temperaturas mínimas; Templada Húmeda (mTH): muy húmeda, y bajas amplitudes térmicas diarias, asociada a condiciones previas al pasaje de frentes fríos. El 50% de días lluviosos ocurren durante mCH y el 32% con mTH, y el 93% de las más intensas acontecen durante el predominio de dichas masas. Las mTH tienen mayor eficiencia en la ocurrencia de precipitación pues en el 50% de los casos precipita, y para las mCH solo en el 27%.

Palabras claves: masas de aire, retro trayectorias, precipitaciones diarias, enero

CLASSIFICATION OF AIR MASSES THAT AFFECT THE SOUTH OF SANTA FE, THEIR TRAJECTORIES AND THE RELATIONSHIP BETWEEN THEM TO THE DAILY PRECIPITATION IN JANUARY

ABSTRACT

The aim of this work is to identify the air masses that affect the south of Santa Fe in January during 1998-2006 and to relate it to the daily precipitation, in Zavalla (33°01'S, 60°53'O). The analyzed daily information is: mean, maximum and minimum temperature, relative humidity, effective insolation, atmospheric pressure, precipitation and wind direction of the 8 and 14 hours. The fields of circulation and temperature in 1000 and 500 hPa, and specific humidity in 850 hPa, are calculated using NCEP Reanalysis data. Analysis of cluster k-means is applied and it determines four types of air masses: Warm Drought: a very warm air mass; Warm Humid: it increases the humidity and cloudiness, Moderate Dry: air mass with the smallest minimum temperatures; Moderate Humid: very

humid air mass, daily losses thermal amplitude, associated to the previous conditions to the passage of cold fronts. The 50% of the precipitation days happen during Warm Humid masses and the 32% with Moderate Humid, and 93% of the most intense occurs during these masses. Moderate Humid have major efficiency in the precipitation occurrence because in 50% of the cases precipitates, and for Warm Humid only in 27%.

Key words: air masses, backward trajectory, daily rainfall, January

1. INTRODUCCIÓN

El método de clasificación de masas de aire se basa en las similitudes de las características higrótérmicas del aire, siendo concebible que los campos de presión y viento puedan variar a lo largo del tiempo dentro de la masa de aire.

La homogeneidad termodinámica de las masas de aire permite asociarlas a estudios de problemas bioambientales, como ser la relación entre la salud humana y los diferentes tipos de masas de aire (Greene y Kalkstein 1996; Kalkstein y Greene 1997; Jamason y otros 1997; McGregor y otros 1999; Tan y otros 2004), la variación en la cantidad de ozono en la atmósfera (Adame y Solé 2008), los cambios en la magnitud del CO₂ (Aalto y otros 2003), entre otros temas.

También se ha analizado la variación en la frecuencia de las masas de aire a largo plazo con el fin de establecer relaciones con el cambio climático (Kalkstein y otros 1990, 1998; Fealy y Sweeney 2007). En cuanto a nuestro país, Bejarán y Camilloni (2003) clasificaron a través de la aplicación de un método objetivo las masas de aire en relación con la intensidad de la isla urbana de calor en Buenos Aires, en invierno.

El área de estudio, Pampa Húmeda, constituye la región agropecuaria más competitiva de Argentina y según Bartolomé y otros (2004) los principales factores de riesgo productivo son en orden de prioridad: la incertidumbre e inestabilidad económica y política, los mercados internacionales y política internacional, el clima, plagas y enfermedades, y otros. En cuanto a los principales riesgos climáticos se destacan: granizo, inundación y sequía.

Estos riesgos climáticos son consecuencia de las modificaciones en los patrones de circulación y en las masas de aire que afectan la región.

En la región del sur de Santa Fe durante el verano se observan las precipitaciones máximas, en particular en los meses de enero y febrero (Sacchi

y otros 2002). Dado que las temperaturas más extremas ocurren en enero, se toma como mes de análisis el primer mes del año.

Este trabajo tiene como objetivo identificar las masas de aire que afectan el sur de Santa Fe en enero durante 1998-2006 y relacionarlas con la precipitación diaria, tomando como estación agrometeorológica representativa a Zavalla (33°01'S, 60°53'O). Además se analizan las retro trayectorias obtenidas a partir del modelo Hysplit (NOAA 2010) para dos años de la serie: 2003 y 2005.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

La información meteorológica: temperatura media (t_{med} , °C), máxima ($t_{máx}$, °C) y mínima ($t_{mín}$, °C), humedad relativa media (HR_m , %), heliofanía efectiva (H_{ef} , horas), presión atmosférica media (p_{atm} , hPa), precipitación diaria (pp, mm); y dirección de viento a las 08 hora local (uu8, vv8), y 14 hora local (uu14, vv14) para todos los eneros del período 1998-2006 pertenece a la estación agrometeorológica Zavalla (33°01'S, 60°53'O). El viento se estudió en las 8 direcciones principales y en condiciones de calma (siendo $uu > 0$ vientos provenientes del oeste y $vv > 0$ vientos del sur), y como no se mide la intensidad en cada hora se tomó por convención un valor igual a 1. Para este trabajo se ha considerado ocurrencia de precipitación cuando el valor de esta magnitud es igual o mayor a 0,2 mm.

A los datos meteorológicos se les aplicó un análisis de cluster K-means (Spath 1980). Este es un método de agrupamiento de casos que se basa en las distancias existentes entre ellos dado un conjunto de variables. El análisis de clusters de K-means es útil cuando se dispone de un gran número de casos. Se puede utilizar la técnica de manera exploratoria, clasificando los casos e iterando para encontrar la ubicación de los *centroides* o centros de los clusters, o sólo como técnica de

clasificación, clasificando los casos a partir de *centroides* conocidos suministrados por el usuario. En este trabajo se utilizó el primer criterio para la clasificación de las masas de aire.

Para cada tipo de masa de aire identificado a partir de este método multivariado se determinaron los valores medios, las desviaciones estándares y las anomalías de las variables analizadas y se tomaron también la temperatura de punto de rocío (t_d , °C) y el déficit de saturación (ds , hPa). Las anomalías fueron calculadas como la diferencia entre el valor medio para cada tipo de masa de aire menos el promedio de la variable para todos los eneros de 1998-2006. A fin de identificar si las categorías de masas de aire encontradas son estadísticamente diferentes se aplicó el test t de Student al 5% a cada variable, para todas las posibles combinaciones de pares de diferentes tipos de masas de aire.

Se complementó el estudio con la base de datos del reanálisis del NCEP, provista por el NOAA Climate Diagnostic Center (Kalnay y otros 1996), utilizando los campos de altura geopotencial en 1000 y 500 hPa, de temperatura en 1000 hPa y de humedad específica (q , kg/kg) en 850 hPa, en un enrejado de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitud y longitud en el período 1998-2006. Dado que una misma masa de aire puede persistir por varios días, el análisis se estableció para el primer día de la secuencia y con el objeto de garantizar la independencia entre dos fechas consecutivas se eligieron a las mismas separadas al menos cuatro días entre sí (Coronel y otros 2006). Para estas fechas sobre el dominio de estudio de 20°S a 60°S de latitud y desde 40°O a 100°O de longitud se calcularon los campos medios de altura geopotencial en 1000 y 500 hPa y los de anomalías de altura geopotencial en 500 hPa, de temperatura en 1000 hPa y de humedad específica en 850 hPa. Las anomalías diarias se determinaron como la diferencia entre el valor de la variable para cada día y cada punto de grilla y el valor promedio para el período 1968-1996.

Se relacionaron las masas de aire con la precipitación diaria ocurrida en la localidad analizada a través de tablas de contingencia.

Un análisis preliminar de las retror trayectorias de 216 horas (9 días) y con paso de tiempo de 6 horas de los diferentes tipos de masas de aire obtenidas, se han simulado utilizando el modelo HYSPLIT_4.9 (Hybrid Single-Particle Lagrangian

Integrated Trajectory, Version 4.9) (Draxler y Hess 1997, 1998). El modelo Hysplit 4.9 ha sido desarrollado por el Air Resources Laboratory (ARL) of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) y es un sistema completo para el cómputo de trayectorias a partir de datos meteorológicos en puntos de grilla provenientes de cualquier análisis o pronóstico a corto plazo derivados de modelos numéricos de predicción meteorológica. Se seleccionó el conjunto de datos FNL - Hemisferio Sur (SH) como input meteorológico, pues ofrece campos meteorológicos con una resolución horizontal de 190,5 kilómetros en la latitud de 60° a las 00:00, 06:00, 12:00 y las 18:00 UTC (Stunder 1997). Se seleccionaron los eneros de 2003 y 2005, pues durante ellos ocurrieron las precipitaciones máximas (232,4 mm. en el 2005) y mínimas (40,4 mm. en el 2003), dentro del período de análisis

3. RESULTADOS

Tras experimentar con diversos números de clusters, se determinó que con cuatro agrupamientos se logra representar las principales masas de aire con características atmosféricas asociadas a estados de tiempo particulares. Las masas identificadas son (Tabla I): Cálida Seca (mCS): una masa de aire muy cálida con nubosidad, humedad y presión inferior a lo normal, y vientos predominantes del N y NE; Cálida Húmeda (mCH): difiere de la anterior en que aumenta significativamente la humedad y la nubosidad, las temperaturas son levemente inferiores y aumenta el porcentaje de vientos del sector E; Templada Seca (mTS): masa de aire con las menores temperaturas mínimas, presión mayor a lo normal, baja nubosidad y humedad, y vientos del sector NE, E, y SE; y Templada Húmeda (mTH): masa de aire muy húmeda con alta nubosidad, baja presión y bajas amplitudes térmicas diarias, con vientos predominantes del SE y S.

En la Tabla II se observa que entre dos tipos diferentes de masas de aire detectadas en este trabajo, al menos cuatro variables presentan diferencias significativas al 5%. Cabe destacar que la t_{med} y la HR_m evidencian en todos los casos significancia estadística. Dado que HR_m y ds indican la demanda de evaporación y de

transpiración de la atmósfera, que las masas de aire presenten diferencias significativas en estas variables es fundamental en los estudios que relacionan las masas de aire con cuestiones agrícolas y ecológicas.

Al clasificar cada día analizado dentro de una categoría de masa de aire se encuentra un 24% de mCS, un 40% de mCH, un 23% de mTS y un 13% de mTH, para los eneros analizados.

| | Cálida Seca | | | Cálida Húmeda | | | Templada Seca | | | Templada Húmeda | | |
|------------|-------------|--------|------|---------------|--------|------|---------------|--------|------|-----------------|--------|------|
| | medi | desvío | anom | medi | desvío | anom | medi | desvío | anom | medi | desvío | anom |
| tmax (°C) | 34,4 | 2,0 | 4,5 | 30,6 | 1,6 | 0,7 | 26,7 | 2,3 | -3,2 | 26,2 | 2,7 | -3,7 |
| tmin (°C) | 19,5 | 2,5 | 2,1 | 18,2 | 1,8 | 0,9 | 13,1 | 1,8 | -4,3 | 18,3 | 2,0 | 1,0 |
| tmed (°C) | 27,1 | 1,8 | 3,4 | 24,3 | 1,1 | 0,6 | 20,4 | 1,6 | -3,3 | 21,8 | 1,9 | -1,9 |
| Hef (hs) | 11,2 | 2,0 | 1,6 | 9,8 | 2,9 | 0,2 | 11,5 | 2,2 | 1,9 | 3,0 | 2,3 | -6,6 |
| HRm (%) | 70,7 | 7,7 | -7,6 | 80,9 | 5,8 | 2,6 | 74,8 | 5,3 | -3,5 | 90,1 | 4,5 | 11,8 |
| td (°C) | 20,5 | 2,5 | 1,3 | 20,4 | 1,6 | 1,2 | 15,1 | 2,0 | -4,0 | 20,0 | 1,9 | 0,9 |
| ds (hPa) | 13,4 | 4,3 | 5,3 | 7,0 | 2,2 | -1,1 | 7,5 | 1,8 | -0,6 | 3,0 | 1,4 | -5,1 |
| vv8 | -0,5 | 0,6 | | -0,1 | 0,6 | | 0,0 | 0,6 | | 0,3 | 0,5 | |
| uu8 | -0,2 | 0,5 | | -0,3 | 0,5 | | -0,2 | 0,5 | | -0,4 | 0,5 | |
| vv14 | -0,4 | 0,5 | | -0,1 | 0,7 | | 0,0 | 0,6 | | 0,1 | 0,6 | |
| uu14 | -0,1 | 0,5 | | -0,2 | 0,5 | | -0,3 | 0,5 | | -0,2 | 0,5 | |
| patm (hPa) | 1004,3 | 4,0 | -1,3 | 1004,3 | 3,6 | -1,3 | 1009,9 | 3,6 | 4,3 | 1005,5 | 3,5 | -0,1 |

Tabla I: Valores medios (media), desvíos estándar (desvío) y anomalías (anom.) de las variables que caracterizan a las cuatro categorías de masas de aire.

| | mCS - mCH | mTS - mTH | mCS - mTS | mCS - mTH | mCH - mTS | mCH - mTH |
|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| tmax (°C) | * | | * | * | * | * |
| tmin (°C) | * | * | * | * | * | |
| tmed (°C) | * | * | * | * | * | * |
| Hef (hs) | * | * | | * | * | * |
| HRm (%) | * | * | * | * | * | * |
| td (°C) | | * | * | | * | |
| ds (hPa) | * | * | * | * | | * |
| patm (hPa) | | * | * | | * | |

Tabla II: *: Diferencias significativas al 5% para cada variable analizada, entre todos los posibles pares de diferentes tipos de masas de aire.

El análisis de la precipitación diaria del mes de enero del período 1998-2006 evidencia que en el 22% de los días (60 días de los 277 analizados) ocurrieron precipitaciones cuya cantidad diaria oscila entre 0,2 mm. y 98,5 mm. (Figura 1).

Al relacionar la ocurrencia de precipitación diaria con el tipo de masa de aire clasificada para ese día (Tabla III), se determinó que el 50% de los días lluviosos ocurrieron durante mCH y el 32% con mTH, y el 93% de las más intensas (dentro del último cuartil: superiores a 22,4 mm) acontecen durante dichas masas. Sin embargo, un análisis de las categorías por separado, muestra que las mTH tienen mayor eficiencia en la ocurrencia de precipitación pues en el 50% de los días clasificados dentro de esta categoría de masas de aire ocurren precipitaciones, y para las mCH sólo en el 27% de los días (Tabla III).

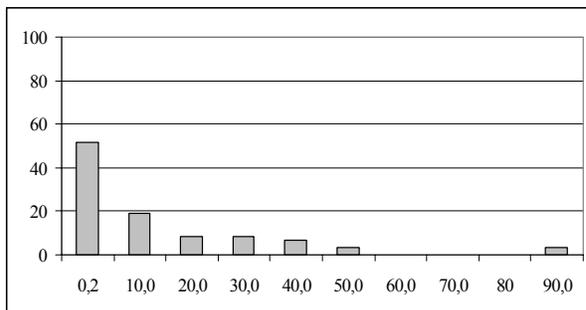


Figura 1: Distribución de frecuencias porcentuales de la cantidad de precipitación diaria durante los eneros de 1998 a 2006. El valor que figura en cada intervalo corresponde al límite inferior del mismo.

| | Día con pp | Día sin pp |
|------------|------------|------------|
| mCS | 8 | 58 |
| mCH | 30 | 81 |
| mTS | 3 | 60 |
| mTH | 19 | 18 |

Tabla III: Tabla de contingencia entre la ocurrencia de días con o sin precipitación y el tipo de masa de aire. Se presentan las frecuencias absolutas.

Con el fin de profundizar el análisis de la relación entre las precipitaciones y las masas de aire se elaboró una tipificación sinóptica de los distintos tipos de masas de aire encontrados a partir del análisis de los campos medios de circulación de

1000 y 500 hPa, de las anomalías de temperatura de 1000 hPa, de humedad específica de 850 hPa y altura geopotencial de 500 hPa (Figuras 2 a 21). De los resultados se infiere que en presencia de mCS se detecta una fuerte advección de aire cálido que provoca anomalías positivas de temperatura en el centro del país. En cuanto a los casos de mCH, también se evidencia una advección de aire cálido, pero las anomalías positivas de temperatura son de menor magnitud. Los campos de 1000 hPa asociados a mCS y mCH son bastante similares, al igual que el campo de anomalías de temperatura. Sin embargo sí se observan diferencias en el campo de 500 hPa y en sus anomalías. Si bien la zona analizada se encuentra dentro de la parte delantera de cuña en ambas masas de aire, para las mCS los campos de anomalías muestran un dipolo más definido e intenso con anomalías positivas sobre la zona centro del país y negativas sobre la patagonia. Este patrón sinóptico es inhibitorio de la precipitación, ya que la presencia de cuñas o anticiclones en la tropósfera media y superior impiden la formación de nubes y lluvia (Celemín, 1984). Por otro lado, aunque la región puede estar afectada por masas cálidas y húmedas (mCH), la presencia de la cuña en 500 hPa, aunque menos definida que para mCS, explicaría la menor eficiencia de precipitación para este tipo de masas de aire.

Los campos de altura geopotencial de 1000 hPa asociados a las masas mTS estarían relacionados a frentes fríos localizados al norte de Zavalla y a la entrada de un sistema de alta presión que producen anomalías térmicas negativas en toda la zona centro y norte del país.

Por último las mTH se presentarían con la ocurrencia del pasaje de un frente frío y con anomalías térmicas positivas al norte de 35°S y negativas al sur de dicha latitud. Los campos de 500 hPa asociados a estas masas de aire no presentan un flujo tan zonal como en el caso de mCS y mCH, sino que evidencian un flujo SO – NE sobre la patagonia en el caso de mTH, llegando hasta la zona de estudio para mTS. El sur de Santa Fe se encuentra en la parte delantera de vaguada para las masas mTH y en la parte delantera de cuña para mTS, lo cual es congruente con la menor ocurrencia de precipitación para estas últimas.

En cuanto a los campos de anomalías de humedad específica en 850 hPa, para las masas mCS se

observa que la latitud de Zavalla divide al país en dos regiones, una con anomalías negativas al norte y otra con anomalías positivas al sur. En cambio en las masas secas pero más templadas, mTS, se determina una zona con anomalías negativas entre los 30 y los 45°S, acorde al campo medio de 1000 hPa encontrado.

Las masas más húmedas, mCH y mTH, muestran sobre la zona de estudio un centro de anomalías de humedad específica positivas, pero es más intenso y extendido hacia el norte en las masas mTH.

Las precipitaciones en el sur de Santa Fe se deben principalmente al pasaje de frentes fríos, estacionarios o cálidos y/o a la convección producida por el calentamiento del suelo. Durante el verano, la ocurrencia de frentes fríos, estacionarios y cálidos se ve reducida en comparación con el invierno y la primavera. Sin embargo, las elevadas temperaturas combinadas

con masas de aire húmedas son suficientes para provocar lluvias típicas de verano. Estas lluvias son conocidas como *tormentas de masas de aire* que, generalmente, no presentan un forzante dinámico, es decir que precipita sin la presencia de frentes. De acuerdo a lo analizado las precipitaciones asociadas a las masas mCH estarían relacionadas a *tormentas de masas de aire* o a *frentes cálidos*, debido a la advección de aire cálido, al importante contenido de humedad y a la presión inferior a lo normal. Sin embargo para determinar la presencia de frentes calientes se debe hacer un estudio sinóptico con mayor profundidad que excede a los objetivos del presente trabajo.

Por otro lado, las precipitaciones ocurridas durante las masas mTH evidencian la componente dinámica de las lluvias, debido a su asociación con *frentes fríos*.

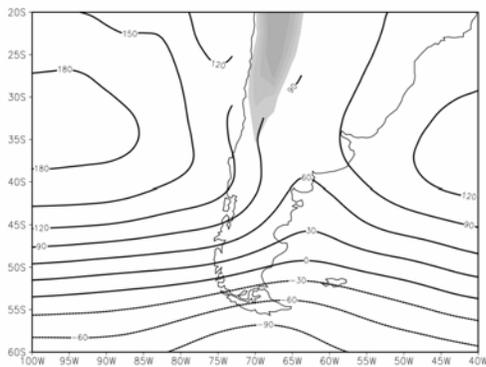


Figura 2: Campo medio de altura geopotencial de 1000 hPa (m_{gp}) asociado a mCS

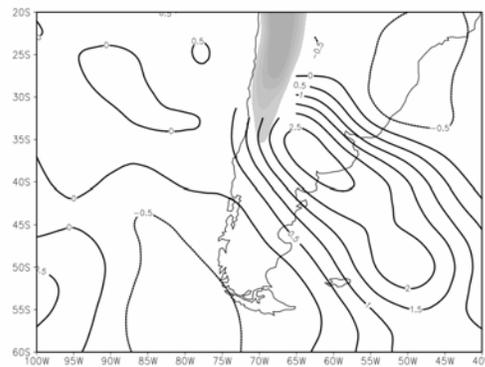


Figura 3: Campo medio de anomalías de temperatura en 1000 hPa (°C) asociado a mCS

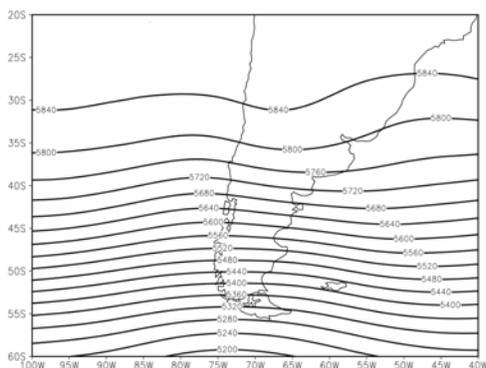


Figura 4: Campo medio de altura geopotencial de 500 hPa (m_{gp}) asociado a mCS

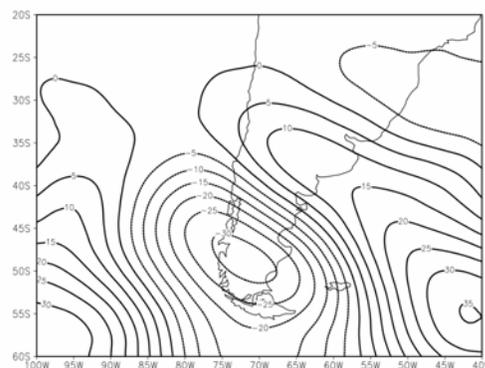


Figura 5: Campo medio de anomalías de altura geopotencial de 500 hPa (m_{gp}) asociado a mCS

Las masas de aire que afectan el sur de la provincia...

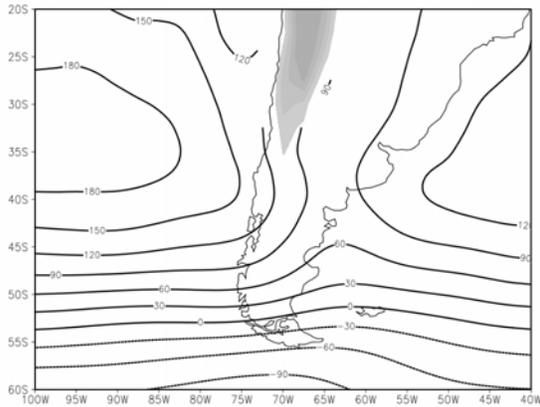


Figura 6: Campo medio de altura geopotencial de 1000 hPa (mgs) asociado a mCH

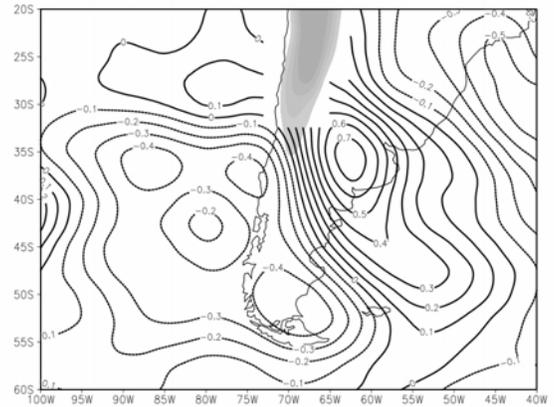


Figura 7: Campo medio de anomalías de temperatura en 1000 hPa (°C) asociado a mCH

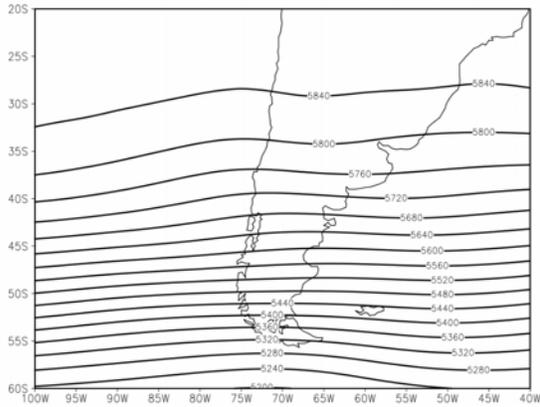


Figura 8: Campo medio de altura geopotencial de 500 hPa (mgs) asociado a mCH

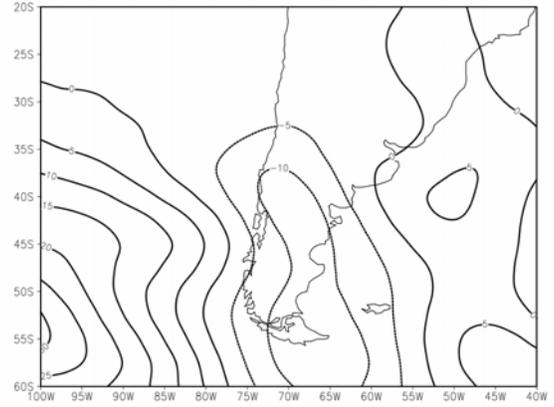


Figura 9: Campo medio de anomalías de altura geopotencial de 500 hPa (mgs) asociado a mCH

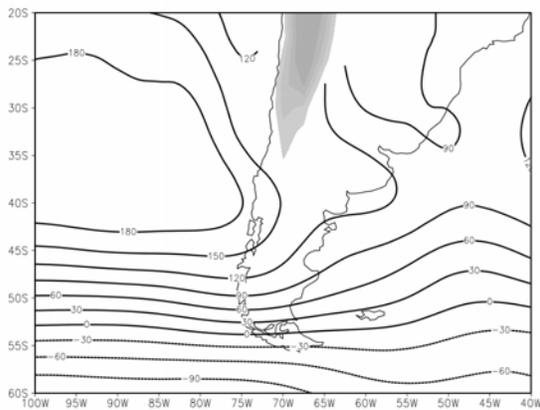


Figura 10: Campo medio de altura geopotencial de 1000 hPa (mgs) asociado a mTS

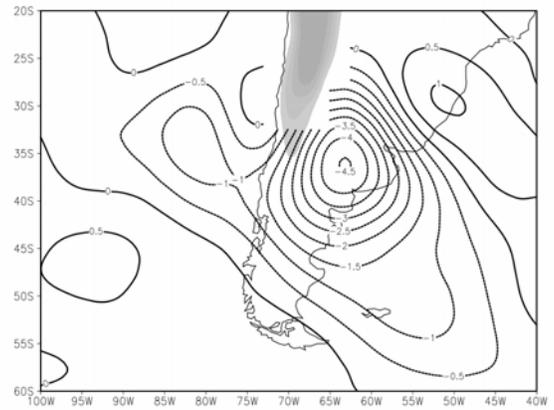


Figura 11: Campo medio de anomalías de temperatura en 1000 hPa (°C) asociado a mTS

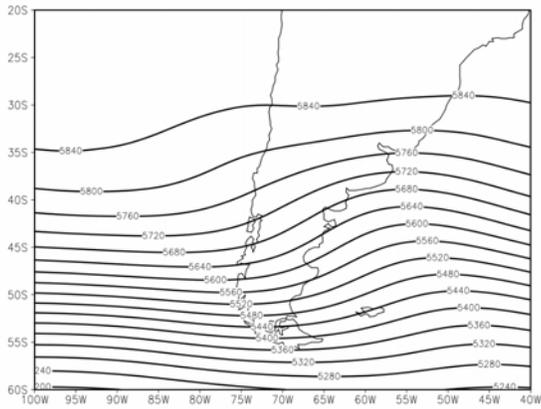


Figura 12: Campo medio de altura geopotencial 500 hPa (mgs) asociado a mTS

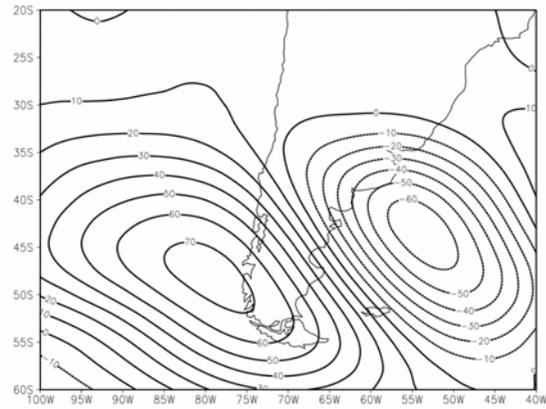
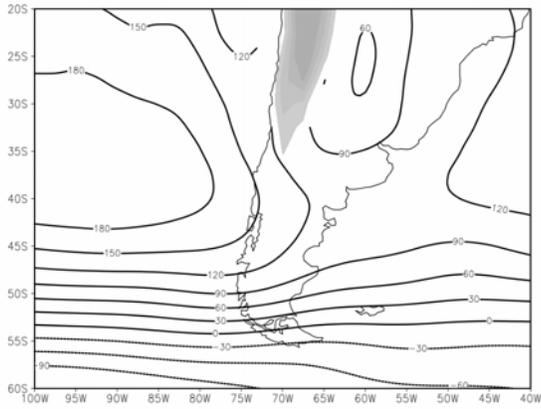


Figura 13: Campo medio de anomalías de altura geopotencial de 500 hPa (mgs) asociado a mTS



Las masas de aire que afectan el sur de la provincia...

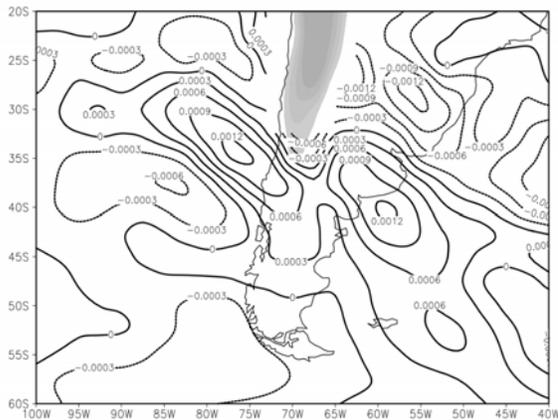


Figura 18: Campo medio de anomalías de humedad específica de 850 hPa (kg/kg) asociado a mCS

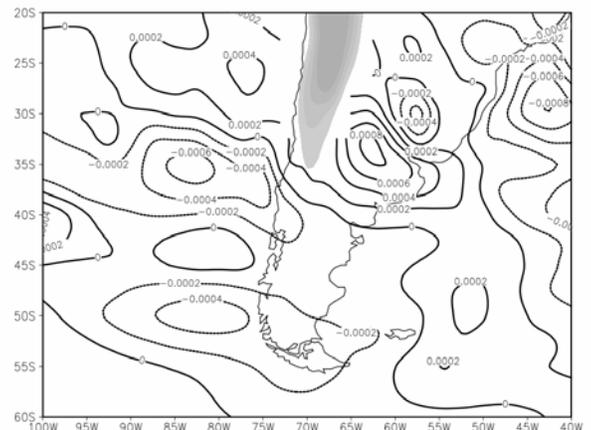


Figura 19: Campo medio de anomalías de humedad específica de 850 hPa (kg/kg) correspondiente a mCH

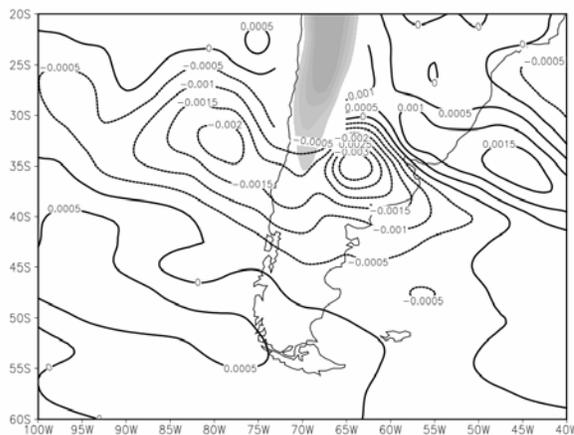


Figura 20: Campo medio de anomalías de humedad específica de 850 hPa (kg/kg) correspondiente a mTS

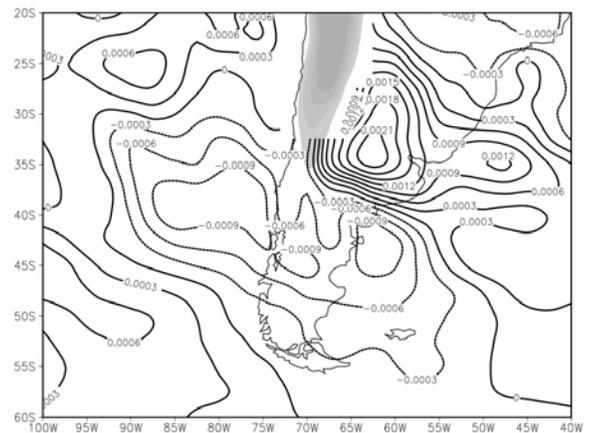


Figura 21: Campo medio de anomalías de humedad específica de 850 hPa (kg/kg) correspondiente a mTH

Las retrotrayectorias de 216 horas obtenidas para los eneros de los años 2003 y 2005 muestran que las mCS (Figura 22) y mCH (Figura 23) tienen su origen principalmente en el Atlántico, pero también pueden originarse en el Pacífico, llegar al norte de Zavalla y luego rotar y volver como masas retrógradas. Si bien ambas masas de aire tienen el mismo origen se observa que las mCS poseen un mayor recorrido continental durante el tiempo analizado que las mCH. Esto permite que la humedad que traen llegue en menor magnitud

cuando acontecen mCS, ya que la van perdiendo durante su trayectoria.

Por otro lado las mCH provenientes del Atlántico muestra algunas situaciones que podrían estar relacionadas a sudestadas.

Las mTS (Figura 24) tienen su origen en el Pacífico, y las mTH (Figura 25) en su mayoría en el Atlántico mostrando advección de aire cálido húmedo previo al pasaje frontal frío

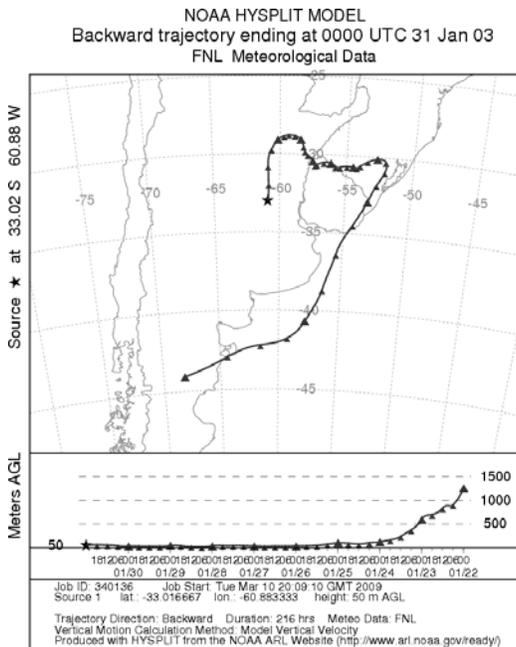


Figura 22: Retrotrayectoria correspondiente al día 31 de enero de 2003: mCS

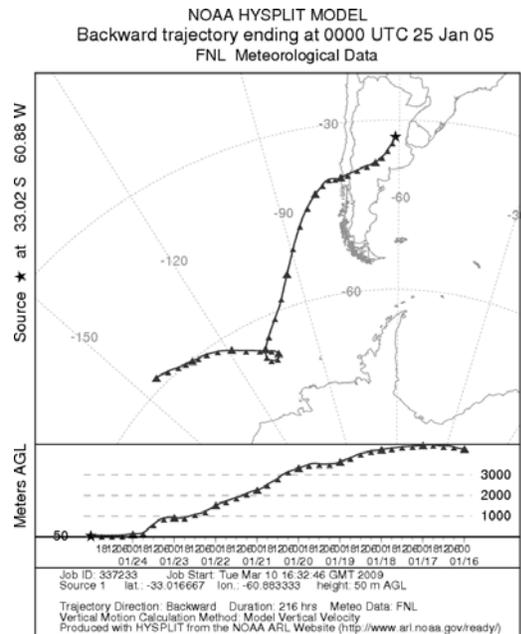


Figura 24: Retrotrayectoria correspondiente al día 25 de junio de 2005: mTS.

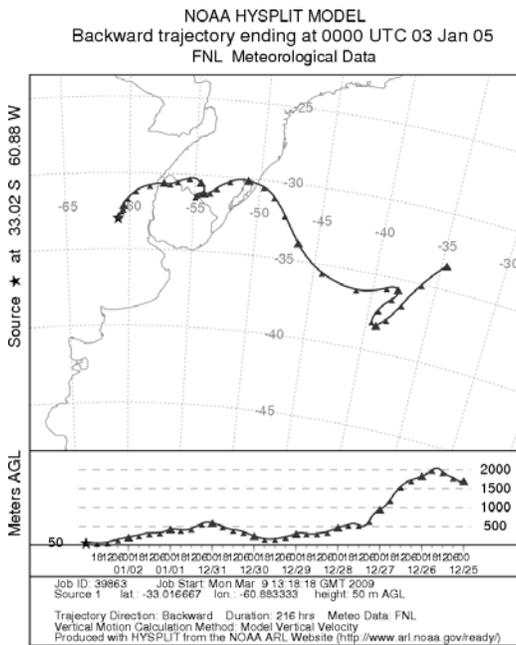


Figura 23: Retrotrayectoria correspondiente al día 3 de enero de 2005: mCH

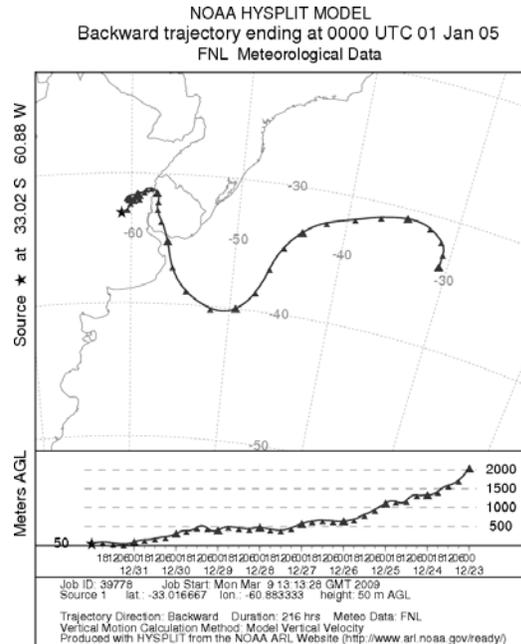


Figura 25: Retrotrayectoria correspondiente al día 1 de enero de 2005: mTH

4. CONCLUSIONES

La relación entre los tipos de masas de aire que afectan la región de estudio, sur de Santa Fe, sus características de tiempo, los campos de circulación asociados, permitió determinar bajo que

situaciones atmosféricas se produjeron precipitaciones y en particular cuándo ocurrieron las más intensas. Se determinó que las precipitaciones ocurridas durante masas de aire mCS y mCH (63%) estarían asociadas principalmente a *tormentas de masas de aire o al*

pasaje de frentes cálidos. En cambio las precipitaciones asociadas a mTS y mTH (37%) evidencian en promedio la presencia de *frentes fríos o estacionarios.*

Esta clasificación se puede extender a la búsqueda de relaciones con otro tipo de problemas bioambientales como puede ser estrés hídrico, estrés térmico, aparición de plagas, problemas de salud. etc.

El análisis de las retrotrayectorias debe extenderse a un período de análisis mayor ya que la información que brinda es de fundamental importancia para complementar el conocimiento de las características que va adquiriendo la masa de aire en su recorrido continental y oceánico y que en definitiva determinarán los estados de tiempo en la región de llegada.

REFERENCIAS

- Aalto, T., Hatakka, J., Viisanen, Y., 2003. Influence of air mass source sector on variations in CO₂ mixing ratio at a boreal site in northern Finland. *Boreal Environmental Research*, **8**, 385-393.
- Adame, J. y Solé, J., 2008. The application of an air masses classification to interpret ozone exceedances at Ebre Observatory (northeast Spain). *Geophysical Research (Abstract)*, **10**, 2365-2365
- Bartolomé, M., Caputo, M., Celis, A., Herzer, H. y Rodríguez, C., 2004. El clima y otros factores de riesgo productivo en la pampa húmeda argentina. *Realidad Económica*, **202**, 88-107.
- Bejarán, R. y Camilloni, I., 2003. Objective method for classifying air masses: an application to the analysis of Buenos Aires' (Argentina) urban heat island intensity. *Theor. Appl. Climatol.*, **74**, 93-103.
- Coronel, A., Bischoff, S. y Lara, M., 2006. Estructura vertical, temporal y espacial de las masas de aire extremas en la República Argentina en invierno. *Meteorológica*, **31** (1 y 2), 37-48
- Celemín, A., 1984. *Meteorología Práctica*. Edición del autor. Mar del Plata. 320 págs.
- Draxler, R., y Hess, G. 1997: Description of the HYSPLIT_4 modeling system. NOAA Tech. Memo. ERL ARL-224, NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, 24 págs.
- Draxler, R., y Hess, G., 1998: An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition. *Aust. Meteor. Mag.*, **47**, 295-308.
- Fealy, R. y Sweeney, J., 2007. Identification of frequency changes in synoptic circulation types and consequences for glacier mass balance in Norway. *Norsk Geografisk idsskrift _Norwegian Journal of Geography*, **61**, 76-91
- Greene, J. y Kalkstein, L., 1996. Quantitative analysis of summer air masses in the eastern United States and an application to human mortality. *Climate Research*, **7**, 43-53.
- Jamason, P., Kalkstein, L. y Gergen, P., 1997. A Synoptic Evaluation of Asthma Hospital Admissions in New York City. *Am J Respir Crit Care Med*, **156**, 1781-1788.
- Kalkstein, L., Dunne, P. and Vose, R., 1990. Detection of climatic change in the western North American Arctic using a synoptic climatological approach. *J. Climate*, **3**(10), 1153-1167.
- Kalkstein, L. y Greene, J., 1997. An Evaluation of Climate/Mortality Relationships in Large U.S. Cities and the Possible Impacts of a Climate Change. *Environmental Health Perspectives*, **105** (1), 84-93.
- Kalkstein, L., Sheridan, S. y Graybeal, D., 1998. A determination of character and frequency changes in air masses using a spatial synoptic classification. *Int. J. Climatol.*, **18**, 1223-1236.
- Kalnay, E. y coauthors, 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- McGregor, G., Walters, S. y Wordley, J. 1999. Daily hospital respiratory admissions and winter air mass types, Birmingham, UK. *Int J Biometeorol.*, **43**, 21-30.

NOAA, 2010. Hysplit Trajectory Model.
<http://ready.arl.noaa.gov/hysplit-bin/trajasrc.pl>

Sacchi, O., Dalla Marta, N., Costanzo, M., Coronel, A. 2002. Caracterización de las precipitaciones en la localidad de Zavalla. Revista de Investigaciones de la Fac. de Cs. Agrarias (UNR), **2**, 91-103.

Spath, H. 1980. Cluster analyses algorithms for data reduction and classification of objects. Chicester: Ellis Horwood. 226 págs.

Stunder, B. NCEP Model Output FNL Archive Data, TD 6141, NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, USA, 1997.

Tan, J., Kalkstein, L. Huang, J., Songbai Lin, J., Yin, H. y Shao, D. 2004 An Operational heat/health warning system in Shanghai. Int J Biometeorol, **48**, 157–162.

**CALIBRACIÓN DE LOS PRONÓSTICOS PROBABILÍSTICOS DE PRECIPITACIÓN
DERIVADOS DE UN ENSAMBLE MULTI-MODELO UTILIZANDO DIFERENTES
METODOLOGIAS**

Soledad Cardazzo¹, Juan Ruiz^{1,2} y Celeste Saulo^{1,2}

¹Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CONICET/UBA)

²Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.
Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 19 de abril de 2010, en su versión final el 25 de octubre de 2010)

RESUMEN

El pronóstico probabilístico constituye una de las alternativas para incorporar la incertidumbre asociada a los pronósticos. En particular, cuando se utilizan ensambles para obtener pronósticos probabilísticos de precipitación (PPP), los mismos deben ser calibrados de forma tal de corregir el efecto de los errores sistemáticos de los modelos que componen el ensamble y la imperfección del ensamble para representar la evolución de los errores durante el plazo de pronóstico. En este trabajo se generaron, calibraron y verificaron pronósticos probabilísticos de precipitación derivados del sistema de Super-Ensamble de Modelos (SMES) desarrollado en la Universidad de San Pablo, sobre una sub-región de Sudamérica. Se evaluó el desempeño de diferentes metodologías para la calibración, incluyendo una calibración basada en el promedio Bayesiano que permite incorporar los errores sistemáticos de cada uno de los miembros del ensamble por separado. Los resultados muestran que las diferentes técnicas implementadas permitieron mejorar la calidad del pronóstico probabilístico, no obstante la técnica más sencilla basada en la calibración de la media del ensamble fue la que mostró los mejores resultados. Por otra parte, se evaluó la variación de la calidad del pronóstico a lo largo del año, observándose una significativa mejoría de los índices durante la época invernal. Durante esta misma época, las diferencias entre el pronóstico no calibrado y el calibrado son menores que durante los meses de verano en donde la calibración tiene un impacto mayor.

Palabras clave: ensamble, pronóstico probabilístico de precipitación, calibración de pronósticos

**PROBABILISTIC QUANTITATIVE PRECIPITATION FORECASTS CALIBRATION USING
DIFFERENT TECHNIQUES APPLIED TO A MULTI MODEL ENSEMBLE**

ABSTRACT

Probabilistic forecasts constitute a way to introduce the uncertainty in climate-weather forecasts. When probabilistic quantitative precipitation forecasts are derived from

dynamically generated ensembles, a statistical post-processing or calibration should be done in order to improve forecasts reliability. The lack of forecast reliability is mainly due to systematic errors associated with each different ensemble member and from errors in the ensemble formulation. In this work, probabilistic forecasts derived from the University of San Pablo Multi Model ensemble system have been calibrated and verified. Several calibration strategies have been implemented and tested, including some that take into account systematic errors associated with individual ensemble members, as the Bayesian Model Averaging technique (BMA). Results show that all the calibration strategies improve forecasts reliability. However, the simpler approach based on the ensemble mean shows, in general, the best results. An annual cycle has been found in QPF skill over the region with higher skill scores during winter. During this same time of the year the impact of the QPF calibration was smaller than in summer.

Key words: ensemble, probabilistic precipitation forecast, forecast calibration

1. INTRODUCCIÓN

El trabajo pionero que discute el carácter caótico de la atmósfera, y la incertidumbre en los pronósticos asociada a la simulación numérica de la misma es el de Lorenz (1963). Trabajos posteriores, muestran que esta incertidumbre aumenta a medida que se busca realizar pronósticos con mayor antelación y depende además del estado del flujo.

Epstein (1969) introdujo la idea del pronóstico estocástico-dinámico, en donde, a partir de un conjunto (o ensamble) de condiciones iniciales ligeramente diferentes se intenta determinar algunas propiedades de la función de distribución de probabilidad de los posibles estados futuros de la atmósfera. Es importante notar que el conocimiento preciso de la forma de la distribución de los posibles estados futuros de la atmósfera esta fuera del alcance de las capacidades computacionales actuales, dada la gran cantidad de grados de libertad que posee el sistema. La hipótesis fundamental subyacente en el pronóstico estocástico-dinámico es que si las perturbaciones iniciales (es decir las diferencias entre las condiciones iniciales de los diferentes miembros que componen el ensamble) se definen adecuadamente, y el modelo es perfecto, las propiedades estadísticas del conjunto se asemejan a las propiedades estadísticas de la verdadera función de distribución de los estados futuros de la atmósfera. Diferentes autores propusieron distintos métodos para la obtención de condiciones iniciales óptimas que pudieran representar lo más adecuadamente posible la evolución temporal de las propiedades de la función de distribución de eventos futuros a medida que se incrementaba el

plazo de pronóstico. Entre los más utilizados se encuentran el método de los vectores singulares (Molteni y otros 1996), el método de los vectores criados (Toth y Kalnay 1997), y, más recientemente, se han desarrollado técnicas que combinan el pronóstico por ensambles y la asimilación de datos, como el filtro de Kalman por ensambles (Evensen 1994).

No obstante, las perturbaciones de las condiciones iniciales solo representan una parte de los errores presentes en los pronósticos, por lo que además de considerar los errores presentes en la condición inicial, es necesario considerar los errores del modelo. Estos últimos, pueden estar vinculados con los métodos de discretización espacial y temporal de las ecuaciones, con la representación de fenómenos de menor escala (parametrizaciones), entre otros. Siguiendo con la idea de Epstein (1969) y Leith (1974), estos errores pueden también abordarse mediante la generación de conjuntos de pronósticos utilizando, por ejemplo, perturbaciones en las parametrizaciones de los diferentes miembros, o utilizando distintas versiones de un mismo modelo o diversos modelos como miembros del conjunto (Krishnamurty y otros 1999). Cuando se combinan diferentes modelos dentro de un mismo ensamble, se habla de un ensamble multi-modelo.

Consecuentemente, los pronósticos por ensambles permiten obtener información sobre la incertidumbre de los mismos. Una forma de cuantificar dicha incertidumbre, es la utilización de pronósticos probabilísticos en donde a un evento determinado se le asigna una cierta probabilidad de ocurrencia a diferentes plazos de pronóstico en

base a la información provista por el ensamble. La ventaja de los pronósticos probabilísticos es que pueden adecuarse a las necesidades de los distintos usuarios, produciendo un aumento significativo del valor de la información meteorológica (Zhu y otros 2002).

Para explotar las ventajas antes mencionadas es necesario que los pronósticos probabilísticos sean confiables, es decir que las probabilidades pronosticadas sean cercanas a las frecuencias observadas. Hamill y Colucci 1998 (de aquí en adelante HC98), demostraron que la información provista por un ensamble dinámico no era suficiente para generar pronósticos probabilísticos confiables, debido a que estos eran afectados por los errores sistemáticos de el/los modelos que componían el ensamble y de las falencias de los mismos en capturar el crecimiento de los errores en el pronóstico. Así surgieron numerosos métodos para mejorar la confiabilidad de los pronósticos probabilísticos derivados de ensambles dinámicos, que se basan en un estudio estadístico de los errores obtenidos a partir de la diferencia entre pronósticos y observaciones anteriores. Inicialmente se emplearon métodos que consideraban que todos los miembros de un ensamble son equiprobables (i.e. HC98, Gallus y Seagal 2004, entre otros). Esta suposición es adecuada para ensambles compuestos por un solo modelo, pero puede estar muy alejada de la realidad cuando se utilizan ensambles multi-modelo en donde los errores sistemáticos de los diferentes miembros que componen el ensamble son diferentes y por ende podría haber diferencias importantes en el desempeño de cada uno.

Sloughter y otros (2007, de aquí en más S07) proponen un método que permite tener en cuenta los errores sistemáticos de cada miembro del ensamble en forma individual y proveen además una forma óptima para combinar las probabilidades derivadas a partir de cada uno de los miembros del ensamble.

El objetivo principal de este trabajo es determinar el impacto que tiene el incluir información sobre el desempeño individual de cada miembro en la calidad del pronóstico probabilístico de precipitación derivado de un ensamble multi-modelo. En tal sentido, constituye un avance sobre el trabajo de Ruiz y otros (2009) donde se trabaja con pronósticos probabilísticos calibrados

considerando a todos los miembros del ensamble como equiprobables. Por otra parte en el presente trabajo se estudian 2 años de datos, con el fin de analizar las variaciones que sufren la calidad de los pronósticos en las diferentes épocas del año para nuestra región, lo cual también constituye un aporte adicional al efectuado en estudios previos, en que sólo se estudia la estación estival.

2. DATOS Y METODOLOGIA

En el presente trabajo se comparan los PPP (Pronósticos Probabilísticos de Precipitación) obtenidos a partir de diferentes metodologías aplicadas al ensamble multi-modelo de la Universidad de San Pablo (SMES, Silva Dias y otros 2006). Este ensamble está compuesto por los modelos que se corren en forma operativa sobre la región de Sudamérica (Figura 1) e incluye desde modelos globales hasta modelos regionales de alta resolución. Estos modelos están interpolados a los puntos de estaciones que se muestran en la figura 1 (para mas información ver Silva Dias y otros 2006). En particular para la calibración de los pronósticos probabilísticos de lluvia, se requiere contar con una cierta cantidad de pares pronóstico-observación correspondientes a los días previos al pronóstico que se desea calibrar. Es por eso que del número total de modelos que componen el SMES se seleccionaron sólo aquellos que abarcan la totalidad del dominio que se muestra en la Figura 1, que es donde se realizó la calibración y verificación de los pronósticos probabilísticos. De esta forma se cubre una mayor cantidad de puntos de información de precipitación y se cuenta con una mayor cantidad de datos disponibles para la calibración y posterior verificación de los pronósticos. Además, para la selección de los modelos se tuvo en cuenta que los mismos estuvieran disponibles a lo largo del período de análisis tomado, de forma tal de que no hubiera algún modelo faltante durante todo el período de experimentación. Es importante mencionar que por motivos de comunicación o por problemas técnicos de origen, en muchas oportunidades alguno/s de los modelo/s no están disponibles. En este caso, el tamaño del ensamble se adecua a la nueva situación, es decir que no todos los días el ensamble están compuestos exactamente por la misma cantidad de miembros y la calibración se

efectúa teniendo en cuenta solamente los miembros disponibles (ver Figura 2). No obstante se impuso un mínimo de 10 miembros como condición indispensable para poder realizar la calibración de los pronósticos. La Tabla I resume los modelos que componen el subconjunto del SMES utilizado en el presente trabajo.

| Modelo | Resolución (km) | Inicialización |
|--------------|-----------------|----------------|
| GFS | 100* | 00-12UTC |
| BRAMS UBA | 80-20 | 00-12UTC |
| ETA | 20-40 | 00-12UTC |
| ETA RPSAS | 40 | 00-12UTC |
| ETA UMD | 80-22 | 00-12UTC |
| Global T213 | 63* | 00-12UTC |
| HRM | 30 | 00-12UTC |
| MRF | 200* | 12UTC |
| T216 control | 100* | 00-12UTC |
| WRF | 60-20 | 00-12UTC |

Tabla I: Modelos que componen el subconjunto del SMES seleccionado y la resolución horizontal de cada uno. *La resolución indicada es aproximada.

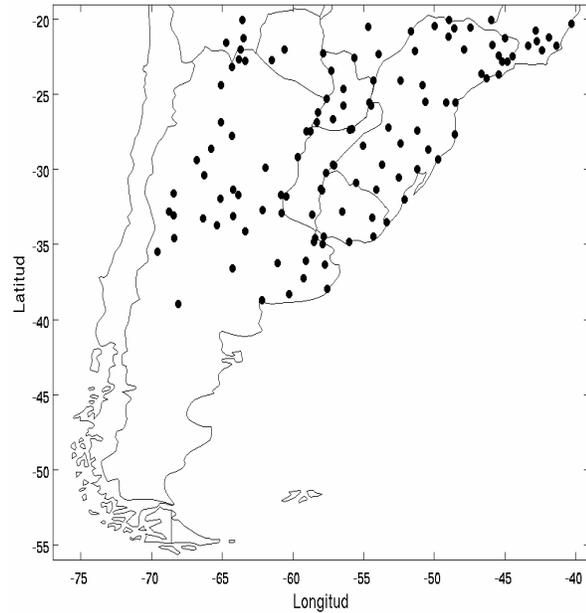


Figura 1: Región de estudio y estaciones sinópticas empleadas para la calibración y verificación.

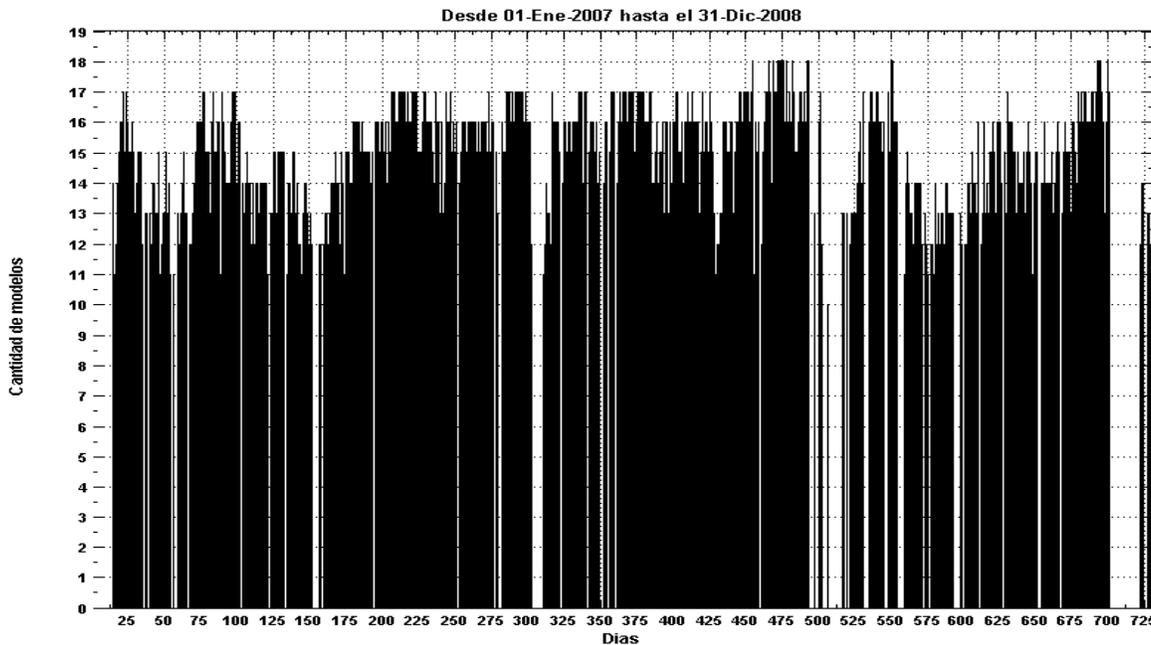


Figura 2: Cantidad de miembros disponibles para cada día a lo largo del periodo utilizado.

Algunos modelos tienen pronósticos inicializados una vez al día y otros 2 veces al día (00 y 12 UTC).

En este último caso, los dos ciclos fueron considerados como 2 miembros independientes del

ensamble, lo que sería semejante a implementar dentro del ensamble multi-modelo una técnica de tipo Lagged Averaged Forecast (ver Hou y otros 2001 para detalles sobre esa técnica de generación de ensambles).

Debe señalarse que la cantidad de puntos con observaciones es menor que la que efectivamente existe sobre la región de interés, considerándose solo las estaciones por encima de 40S y a la derecha de 70W. Trabajos previos (por ejemplo, Ruiz y otros 2009 o Ruiz y Saulo, 2010, enviado) emplean bases de datos mas completas, disponibles en tiempo diferido. En el presente trabajo se utilizaron diversas técnicas para la calibración de los pronósticos probabilísticos de lluvia. A continuación se describe muy brevemente la idea básica de cada una de ellas.

2.1 Métodos de calibración utilizados

En S07, mostraron que para un dado valor de precipitación pronosticada, la precipitación observada (siempre y cuando esta sea mayor que 0) ajusta bien a una distribución Gamma. Más aún, se puede encontrar una relación entre los parámetros de la distribución Gamma de las observaciones y el valor de la lluvia pronosticada. Esta relación en principio es modelo dependiente, es decir que cada modelo de acuerdo a sus errores sistemáticos y a su nivel de incertidumbre tendrá asociada una distribución de probabilidades observadas diferentes dado un cierto valor de precipitación pronosticado. Por otra parte, S07 describen la probabilidad de tener un cero en las observaciones dado un determinado valor de precipitación pronosticada a partir del ajuste de una regresión logística.

Este modelo, que vincula la precipitación pronosticada por un modelo con la probabilidad de ocurrencia de lluvia por encima de un umbral, se puede aplicar a cada miembro del ensamble en forma independiente. También puede ser aplicado a la media del ensamble tomando a esta como un pronóstico determinístico. S07 proponen un método óptimo para combinar los pronósticos individuales de cada miembro del ensamble llamado Promedio Bayesiano de Modelos (BMA por sus siglas en inglés). Este algoritmo busca incorporar a la estimación de la probabilidad de ocurrencia de un determinado evento, la

incertidumbre asociada al modelo utilizado para la toma de decisión (en este caso a cada miembro del ensamble), y consiste en un promedio pesado de las probabilidades provistas por los diferentes miembros del ensamble, donde los pesos son la probabilidad de que ese modelo sea el más efectivo dado el desempeño previo de cada modelo para pronosticar el evento seleccionado.

Por otra parte, trabajos previos como HC98 ó Ruiz y otros 2009, mostraron que la media del ensamble tiene un gran potencial para generar pronósticos probabilísticos. La media del ensamble constituye por lo general un estimador que reduce la incertidumbre, es por eso que su desempeño es mejor al de considerar la probabilidad estimada a partir de cualquiera de los miembros por separado. A partir de estos antecedentes se proponen varias alternativas para la calibración de los pronósticos probabilísticos derivados de un ensamble multi-modelo:

BMA: Promedio pesado de las probabilidades derivadas a partir del pronóstico de cada uno de los miembros del ensamble, asignando un peso que equivale a la probabilidad de que ese miembro sea el mejor. Dicha probabilidad se calcula utilizando el algoritmo de máxima probabilidad descrito en S07.

Promedio de probabilidades: Implementación del algoritmo BMA descrito en S07 pero asumiendo que todos los pesos son iguales. Es decir no se tiene en cuenta si alguno de los modelos utilizados es mejor que los demás. Esto equivale a promediar las probabilidades obtenidas a partir de aplicar el modelo estadístico que vincula precipitación pronosticada con probabilidad de ocurrencia a cada uno de los miembros del ensamble.

Media del ensamble: Antes de calcular la probabilidad se calcula la media del ensamble, luego se calcula el valor de probabilidad asociado al valor de la precipitación media pronosticada. (Es decir en lugar de promediar probabilidades se promedian valores de precipitación).

Media pesada del ensamble: Se calcula una media pesada del ensamble utilizando los mismos pesos del algoritmo BMA y luego se calcula la probabilidad a partir de esa media pesada.

Para construir el conjunto de calibración se utilizaron pronósticos y observaciones

correspondientes a los 30 días previos a la fecha del pronóstico que se estaba calibrando. Asimismo, se constató que en cada caso la cantidad de pares pronóstico-observación disponibles durante esos 30 días previos no fuera inferior a 1000. El período en donde se realiza la verificación / calibración comienza el 1 de enero de 2007 y finaliza el 31 de diciembre de 2008. Los datos observacionales provienen de la red de estaciones del Global Telecommunication System (GTS) y en particular para Argentina corresponden a la red de estaciones del Servicio Meteorológico Nacional. Las observaciones consisten en datos de precipitación acumulada en 24 horas para unas 120 estaciones en el área de estudio (Fig. 1).

2.2. Verificación de los pronósticos probabilísticos

Para la verificación de los PPPs, se utiliza el índice de Brier (BR) (Murphy 1973) (Ecuación 1) que permite evaluar la calidad de un pronóstico probabilístico. Por otra parte el Brier Skill Score (BSS) permite comparar el valor de BR obtenido para un pronóstico contra el valor de BR correspondiente a la climatología (Ecuación 2), con lo cual da una idea de cuánta más información aporta el pronóstico respecto de una referencia (i.e. la climatología). El BSS, puede interpretarse como la distancia del pronóstico probabilístico del ensamble a un pronóstico probabilístico perfecto (i.e. aquél que pronostica una probabilidad de 100% cuando el fenómeno ocurre y de 0 cuando el fenómeno no ocurre).

$$BR = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_i - o_i)^2 \quad (1)$$

$$BSS = 1 - \frac{BR}{BR_{climatologia}} \quad (2)$$

A su vez, el BR puede ser descompuesto en 3 componentes: confiabilidad, resolución e incertidumbre (Murphy 1973). La confiabilidad se entiende como la cercanía entre el PPP y la frecuencia observada del fenómeno. Por ejemplo, un pronóstico probabilístico es confiable si al tomar todos los casos en los que la probabilidad pronosticada esta alrededor de cierto valor A, la

frecuencia observada del fenómeno para ese mismo conjunto de situaciones es también cercana al dicho valor A. La resolución mide cuan eficiente es el pronóstico para distinguir la ocurrencia de la no-ocurrencia de un evento. En el presente trabajo, el cálculo de la descomposición del BR en sus componentes se realiza de acuerdo con Stephenson y otros 2008.

3. RESULTADOS

Para analizar los resultados obtenidos con las diferentes calibraciones se evaluó el desempeño de los diferentes PPP obtenidos en forma estacional, de forma tal que la interpretación sea lo más representativa de los cambios anuales. En primer lugar es interesante mostrar el desempeño de cada miembro del ensamble expresado a través del Equitable Threat Score (ETS) que mide la coincidencia entre las áreas de precipitación observadas y pronosticadas, de tal manera que un valor de 1 corresponde a un pronóstico perfecto y 0 indica que la coincidencia entre observaciones y pronósticos no es mayor a la que se daría por azar (es decir que el pronóstico no contiene ninguna información útil).

Por otro lado, se utilizó también el bias en frecuencia para medir las diferencias entre la frecuencia relativa con la que los pronósticos indican la ocurrencia de lluvias por encima de diferentes umbrales y la frecuencia con la que dichos fenómenos ocurren en las observaciones. Para este parámetro el valor ideal es 1, valores mayores indican sobreestimación de la frecuencia y menores una subestimación (una discusión de ambos parámetros se puede encontrar en: http://www.bom.gov.au/bmrc/wefor/staff/eee/verif/verif_web_page.html).

La Figura 3, muestra los ETS y los bias en frecuencia para los diferentes miembros del ensamble para el verano y el invierno, donde se puede apreciar que existe una gran dispersión en cuanto al desempeño de cada modelo. Esta es una diferencia fundamental con los ensambles basados en un único modelo, en donde el desempeño de cada uno de los miembros es aproximadamente igual (con excepción del control que en teoría debería tener un desempeño ligeramente superior al resto de los miembros). No obstante la presencia de

miembros que muestran un desempeño significativamente inferior al resto del conjunto, se ha demostrado en estudios previos que aún la inclusión de estos miembros puede ayudar a

mejorar la calidad de los pronósticos probabilísticos derivados del ensamble.

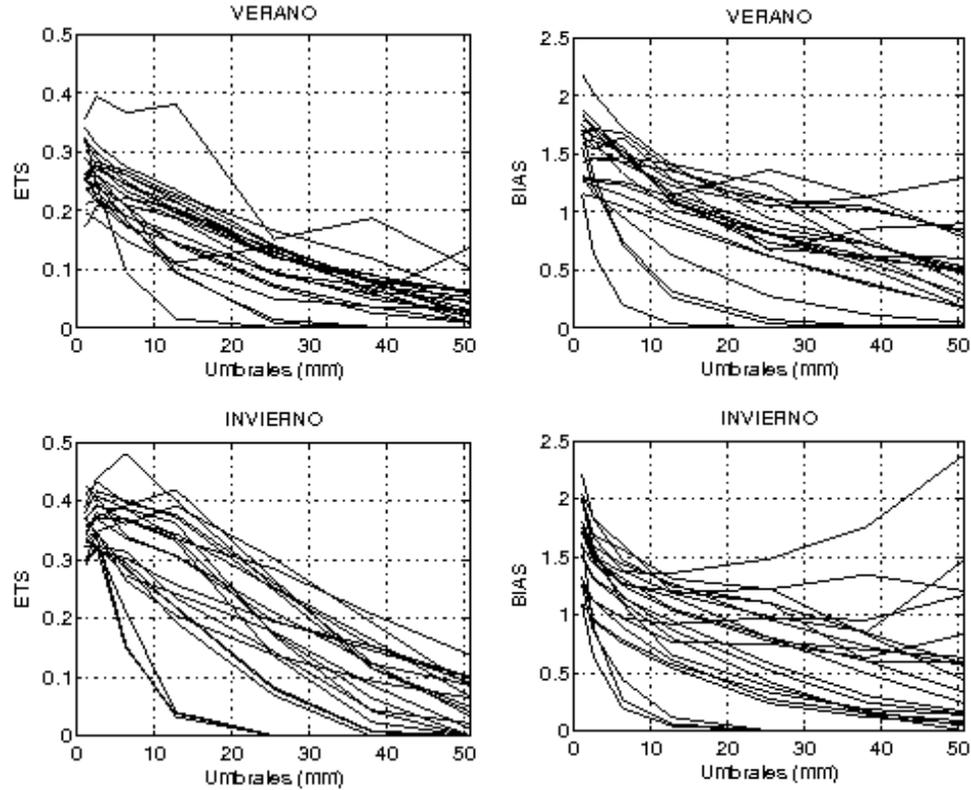


Figura 3: ETS como función del umbral de precipitación para los diferentes miembros que componen el ensamble multi-modelo para el pronóstico a 24 horas para el verano (figura superior izquierda), y para el invierno (figura inferior izquierda). Bias en frecuencia para los diferentes miembros del ensamble para el pronóstico a 24 horas para el verano (figura superior derecha) y para el invierno (figura inferior derecha)

En cuanto al comportamiento en diferentes estaciones, se observa que la dispersión entre los miembros es mayor durante los meses del invierno sobre todo para el ETS. Para el bias se observa que la mayoría de los modelos tienden a sobreestimar los umbrales de precipitación bajos mientras que subestiman los umbrales de precipitación altos. Durante los meses de invierno se observa que algunos modelos sobreestiman la frecuencia de ocurrencia de valores de precipitación aún más que durante el verano.

La Figura 4, muestra el BSS calculado para el pronóstico calibrado utilizando los diferentes métodos propuestos, para las diferentes estaciones del año. En primer lugar, se observa para las diferentes metodologías un fuerte ciclo anual en la

calidad de los pronósticos. Los valores máximos de BSS se dan durante el invierno indicando un mejor desempeño de los pronósticos probabilísticos durante esa época, incluyendo el PPP no calibrado. Esto probablemente se deba a las variaciones en la forma en la que se originan las precipitaciones en las diferentes épocas del año. Durante el verano predominan las precipitaciones de origen convectivo que tienen asociada una menor predictibilidad lo cual impacta negativamente sobre la calidad de los pronósticos de lluvia.

Es interesante destacar además que si bien los PPP calibrados son casi siempre superiores al pronóstico probabilístico sin calibrar a lo largo de todo el año, es durante el verano cuando las

diferentes calibraciones tienen un mayor impacto positivo (es decir cuando el ensamble no puede representar adecuadamente la incertidumbre asociada a la ocurrencia o no de las precipitaciones por encima de un determinado

umbral). Durante el invierno, se encuentra que para umbrales de entre 10 y 35 mm el PPP no calibrado incluso fue superior a las diferentes calibraciones.

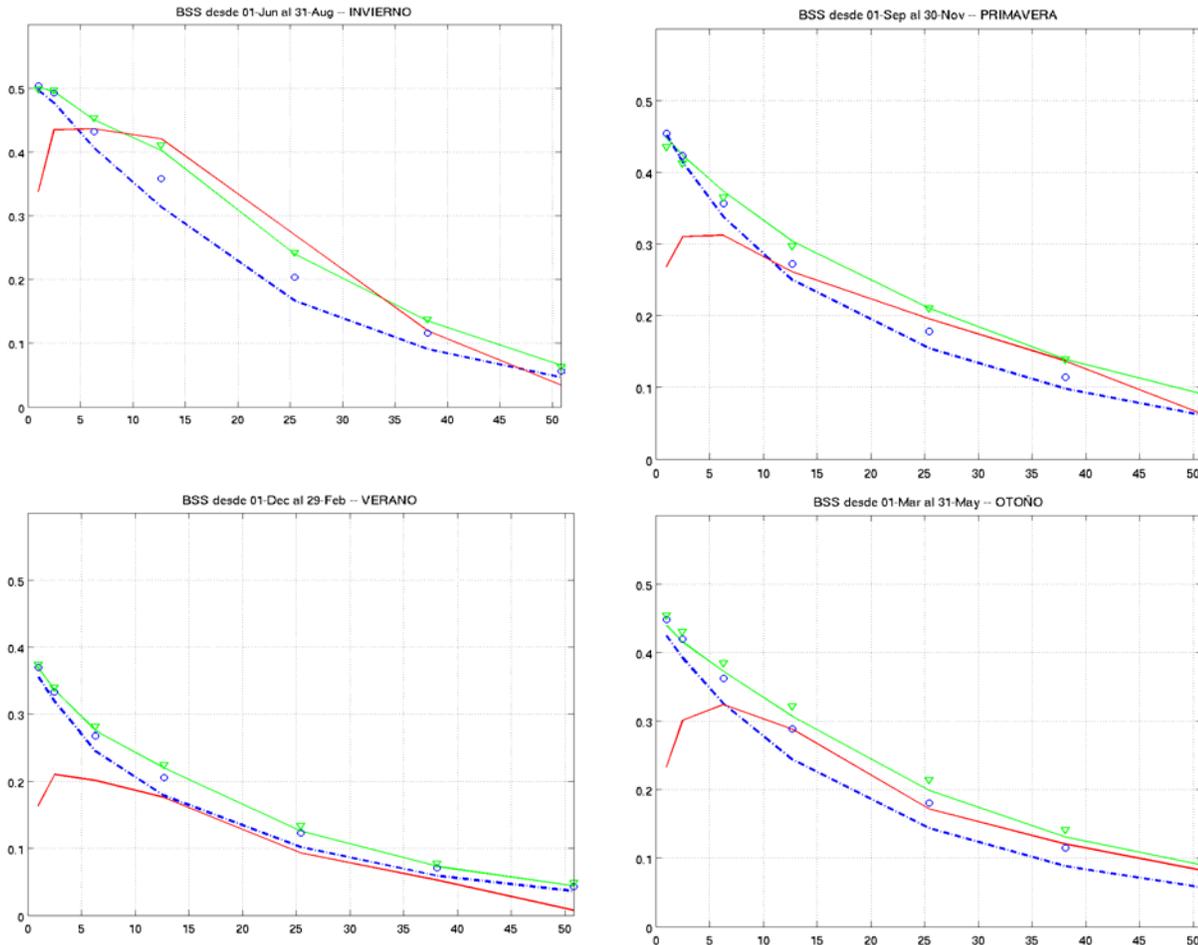


Figura 4: BSS correspondientes a las diferentes calibraciones para las distintas estaciones del año: invierno (superior izquierda), primavera (superior derecha), verano (inferior izquierda), otoño (inferior derecha). BMA (círculos azules), promedio de las probabilidades asumiendo pesos iguales (línea azul punteada), PPP derivado de la media del ensamble (línea verde), PPP derivado de la media pesada del ensamble (triángulos verdes), PPP no calibrado (línea roja).

Con respecto a las diferencias entre las distintas metodologías, la utilización de la media pesada del ensamble muestra un desempeño muy similar al de la media no pesada. Esto indica que considerar las diferencias en calidad de los diferentes miembros involucrados no produjo un impacto significativo en la calidad de los PPP utilizando este método. Si bien en invierno la media pesada presenta cierta ventaja con respecto a la no pesada

para los umbrales más bajos, durante la primavera se observa el efecto opuesto.

El método BMA muestra un buen desempeño sobre todo para umbrales bajos durante los meses de invierno comparado con la media pesada. Por otra parte, este método dio mejores resultados que promediar las probabilidades directamente asumiendo que todos los miembros del ensamble son equiprobables. No obstante en la mayoría de

los casos el PPP derivado a partir de la media del ensamble fue tan bueno o mejor que el método BMA con excepción de lo que ocurre en invierno para umbrales bajos donde el método BMA muestra una leve ventaja.

Es importante destacar que la mayoría de las diferencias que se muestran en la Figura 4 entre las calibraciones propuestas, obedece a diferencias en la componente de confiabilidad del BSS, mientras que en la resolución el comportamiento es similar para todos, incluyendo el pronóstico no calibrado (no se muestra la figura).

Para una región de dimensiones similares, pero ubicada al norte de los 20°S, la cual presenta un régimen de precipitación más tropical en donde la convección ocurre en forma generalizada y con un marcado ciclo diurno, se realizaron estos mismos cálculos. Se pudo observar nuevamente que los PPP calibrados siempre son superiores a los PPP sin calibrar a lo largo de casi todo el año. Sin embargo, durante el invierno, para umbrales de entre 10 y 40 mm el PPP no calibrado fue superior incluso a algunas calibraciones.

Sobre la región sur, los valores de BSS son mayores que sobre la región norte debido a la diferencia de los regímenes de precipitación descrita anteriormente.

Los valores máximos de BSS, a diferencia de la región sur, se dan durante las estaciones de transición (otoño y primavera), indicando un mejor desempeño de los pronósticos probabilísticos en esta época del año.

4. CONCLUSIONES

Para este trabajo, se emplearon dos años de pronósticos del SMES con el fin de probar diferentes algoritmos de calibración para la obtención de PPPs confiables. El principal objetivo de estos experimentos era explorar los posibles beneficios que tendría introducir información sobre los errores sistemáticos individuales de cada miembro del ensamble en la calibración.

Los resultados muestran que la inclusión de los errores sistemáticos individuales de cada modelo tiene un impacto muy reducido cuando se utiliza la media del ensamble para la generación de los PPP.

En cambio, si se utilizan algoritmos más sofisticados como el método BMA, el impacto es mayor, pero el resultado final en términos del BSS no es superior a lo que se obtiene utilizando la media del ensamble. Por otro lado es importante destacar que el método que involucra a la media del ensamble es más sencillo de implementar y puede ser utilizado con otras formas de expresar la relación entre precipitación pronosticada y probabilidad como por ejemplo la regresión logística.

Dado que algunos miembros exhibieron un desempeño muy inferior al conjunto (como se puede apreciar en los valores de ETS y bias) resta explorar si los métodos utilizados están detectando adecuadamente estas situaciones. Eventualmente, sería necesario explorar si retirando esos miembros del conjunto se pueden obtener mejores resultados. Algunos indicios de que este podría ser el efecto, se discuten en Hagedorn y otros 2010 (enviado).

El desempeño del PPP no calibrado muestra un importante ciclo anual, pero lo más destacable es que en los meses de invierno se acerca mucho más al desempeño de los PPP calibrados. Esto estaría sugiriendo no solo que el desempeño individual de los modelos es mejor durante esta época del año, sino que también el ensamble tiene una mayor capacidad para capturar las fuentes de incertidumbre presentes en el pronóstico.

En particular en este trabajo, se analizaron estas cuestiones aplicadas a un ensamble multi-modelo. En trabajos futuros se analizará cómo se comportan ensambles basados en la perturbación de las condiciones iniciales. También es de interés analizar cuál es el desempeño de esta herramienta en diferentes regiones de Sudamérica ya que en trabajos previos como Ruiz y otros (2009) se encontraron diferencias importantes en la calidad de los PPP sobre diferentes regiones. Por otra parte es necesario explorar si una regionalización de la calibración que le permita a la misma detectar errores sistemáticos más locales tendría un impacto positivo sobre la calidad de los PPP y si es posible determinar un criterio objetivo que permita delimitar las regiones que se utilizarán a tal efecto.

Entre los trabajos futuros, se incluye también la aplicación de estas técnicas a otras variables como la temperatura y el viento para analizar su desempeño sobre la región. Es importante mencionar que este trabajo ha contribuido a la confección de pronósticos probabilísticos de precipitación experimentales que se exhiben rutinariamente en la página web del Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (<http://wrf.cima.fcen.uba.ar>).

Agradecimientos: Los autores desean agradecer a Pedro Leite Silva Dias y a Demerval Soares Moreira por la cesión de los datos del SMES y por el apoyo recibido para la utilización de los mismos en los experimentos realizados. También se desea agradecer los comentarios de dos revisores anónimos que ayudaron a mejorar la calidad del presente trabajo. Este trabajo ha sido posible gracias a los siguientes proyectos GC06-085 de la NOAA/OGP/CPPA; ANPCyT PICT 2004 25269, UBACyT X204 y CONICET PIP 112-200801-00399

REFERENCIAS

- Epstein, E. S., 1969. Stochastic-dynamic prediction. *Tellus*, **21**, 739-759.
- Evensen, G., 1994. Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics, *J. Geophys. Res.*, **99**, 143-162.
- Gallus, W. A., and M. Segal, 2004: Does Increased Predicted Warm-Season Rainfall Indicate Enhanced Likelihood of Rain Occurrence? *Weather and Forecasting*, **19**, 1127-1135.
- Hamill, T. and S. J. Colucci, 1998: Evaluation of Eta-RSME Ensemble Probabilistic Precipitation Forecast. *Monthly Weather Review.*, **126**, 711-724.
- Hou, D., E. Kalnay, and K. K. Droegemeier, 2001. Objective Verification of the SAMEX'98 Ensemble Forecast. *Monthly Weather Review*, **129**, 73-91.
- Krishnamurti, T. N., C. M. Kshtawal, T. E. LaRow, D. R. Bachiochi, Z. Zhang, C. E. Willford, S. Gadgil, and S. Surendran, 1999. Improved weather and seasonal climate forecast from multi model superensemble. *Science*, **285**, 1548-1550.
- Leith C. E., 1974. Theoretical Skill of Monte Carlo Forecasts. *Monthly Weather Review*, **102**, 409-418.
- Lorenz E. N., 1963. Deterministic Nonperiodic Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **20**, 130-141.
- Molteni, F., R. Buizza, T. N. Palmer, and T. Petroliagis, 1996. The ECMWF Ensemble Prediction System: Methodology and validation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 73-119.
- Murphy A. H., 1973. A New Vector Partition of the Probability Score. *Journal of Applied Meteorology*, **12**, 595-600.
- Ruiz, J. J., A. C. Saulo and E. Kalnay, 2009. Comparison of methods to generate probabilistic quantitative precipitation forecasts over South America. *Weather and Forecasting*, **24**, 319-336
- Silva Dias, P. L., D. Soares Moreira, and G. D. Neto, 2006. The MASTER Model Ensemble System (MSMES). Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, INPE, p. 1751-1757.
- Sloughter J., J., A. Raftery, T. Gneiting, and C. Fraley, 2007. Probabilistic Quantitative Precipitation Forecasting Using Bayesian Model Averaging. *Monthly Weather Review*, **135**, 3209-3220.
- Stephenson D. B., C. A. Coelho and I. T Jolliffe, 2008. Two Extra Components in the Brier Score Decomposition. *Weather and Forecasting*, **23**, 752-757.
- Toth, Z., and E. Kalnay, 1997. Ensemble Forecasting at NCEP and the Breeding Method. *Monthly Weather Review*, **125**, 3297-3319.

Zhu Y., Z. Toth, R. Wobus, D. Richardson, and K. Mylne, 2002. The Economic Value of Ensemble-Based Weather Forecast. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 73-83.

ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN EN LA LLANURA CHAQUEÑA ARGENTINA Y SU RELACIÓN CON EL COMPORTAMIENTO DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y LAS TEMPERATURAS DE LA SUPERFICIE DEL MAR

Marcela Hebe González^{1,2} y Olga Karina Flores²

¹ Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CONICET/UBA)

² Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (FCEN-UBA)

(Manuscrito recibido el 15 de abril de 2010, en su versión final el 31 de octubre de 2010)

RESUMEN

El objetivo del presente estudio es detectar indicadores de circulación que se relacionen con la variabilidad interanual de la lluvia en la llanura chaqueña. La precipitación media en regiones definidas se correlacionó con la temperatura de la superficie del mar, altura geopotencial en 1000, 500 y 200 Hpa, presión a nivel del mar, humedad específica en 925Hpa, viento zonal y meridional en 850 Hpa, simultáneamente y en el mes previo. El aumento de la precipitación estival se asocia al debilitamiento del anticiclón del Atlántico y altos valores de humedad específica en el noreste de Argentina. En la región noreste además se asocia a viento este y debilitamiento del viento del norte mientras que la región noroeste es la más influenciada por La Niña. En primavera el rasgo fundamental es la relación en el noreste con la fase cálida del ENOS. El rasgo más importante es que se asocia la precipitación estival en las tres subregiones con el debilitamiento del anticiclón del Atlántico durante el mes previo mientras que en la primavera la señal más importante se relaciona con el ENOS.

Palabras clave: precipitación; llanura chaqueña; correlaciones; variables de circulación atmosférica; temperatura de superficie del mar

RAINFALL ANALYSIS IN CHACO PLAINS AND ITS RELATIONSHIP WITH ATMOSPHERIC CIRCULATION BEHAVIOR AND SEA SURFACE TEMPERATURES

ABSTRACT

The aim of this study is to detect atmospheric signals related to the interannual variability of rainfall in the Chaco Plains. Mean rainfall series in regions defined, are correlated to sea surface temperature, 200, 500, and 1000Hpa geopotential height, sea level pressure, 925 Hpa specific humidity and 850Hpa wind fields in the simultaneous three month period and in the previous month. The increase of summer precipitation is associated to the weakening of the Atlantic High and high values of low level specific humidity in northeast Argentina. In the northeast region it is also associated with easterlies winds and weak northerly and the northwest region is influenced by La Niña. In spring, the principal feature is the relation with the warm phase of ENOS phenomenon. The most important

feature is that summer rainfall in the three subregions, is associated with a weakened Atlantic High during the previous month meanwhile Spring rainfall is related to ENSO phenomenon.

Keywords: rainfall; chaco plains; correlations; atmospheric circulation variables; Sea Surface Temperature

1. INTRODUCCIÓN

La llanura chaqueña es una región ubicada al norte de Argentina y al este de la cordillera de los Andes que abarca el ecosistema del Chaco seco en el oeste, el húmedo hacia el este y las yungas selváticas, que se distribuyen discontinuamente en Salta, Jujuy y Tucumán integrándose a las Sierras Subandinas. La zona fértil oriental de esta región presenta una actividad agrícola importante, que fue extendiéndose hacia el oeste en la zona subhúmeda y acercándose al Chaco occidental donde se ubica un espeso paisaje boscoso conocido como El Impenetrable. Esta región ha experimentado cambios en el uso del suelo que probablemente afectaron el clima de manera significativa (Adamoli y otros 2004, Grau y otros 2005, Paruelo y otros 2006). Muchos estudios se realizaron para cuantificar el cambio acontecido en la cantidad de lluvia caída anualmente (Barros y otros 2000a, Castañeda y Barros 1994, González y otros 2005) y todos ellos han encontrado señales de cambio importantes en esta región.

La precipitación media mensual muestra tres regímenes diferentes en la zona oriental, central y oeste del área de estudio, de forma que el ciclo anual marcado con lluvias de verano se acentúa hacia occidente, pero en toda la región la época de mayores lluvias abarca desde octubre hasta marzo. Más de un 40% de la varianza de las anomalías de precipitación acumulada en ese período se explican por un patrón que exalta las diferencias meridionales, otro que representa las zonales y un tercero que muestra la diferencia entre la zona noreste y sudoeste de la región analizada (González y otros 2008). La gran variabilidad interanual de la precipitación genera la necesidad de conocer cuáles son los patrones de gran escala que dan como resultado las distintas situaciones hídricas.

Existen evidencias de la relación que existe entre la variabilidad interanual de la precipitación en esta región y el fenómeno El Niño- Oscilación del Sur (ENOS). Por ejemplo, se detectó un incremento de

precipitación estival en el este de Argentina durante la fase cálida (Ropelewsky y Halpert 1987) y particularmente con señal intensa en primavera (Vargas y otros 1999, Grimm y otros 2000). Sin embargo, el ENOS no explica toda la variabilidad de la lluvia y es por ello que muchos autores han investigado la posibilidad de que otros elementos de gran escala actúen como forzantes, como por ejemplo Doyle y Barros (2002) que encontraron relación entre la temperatura de la superficie del mar en el Atlántico suroccidental en verano y el acceso de humedad al continente, Silvestri y Vera (2003) que relacionaron la lluvia de las estaciones de transición con la oscilación antártica, Barros y otros (2000b) que relacionaron la actividad de la Convergencia del Atlántico Sur con la precipitación estival en el sudeste de Sudamérica.

Este trabajo tiene como objetivo aunar la información de precipitación registrada por estaciones de diferentes fuentes para mejorar la detección de ciertas relaciones entre la variabilidad interanual de la precipitación, tanto en primavera como en verano, con los patrones de temperatura de la superficie del mar y el comportamiento de otras variables de circulación (presión a nivel del mar, altura geopotencial, viento, entre otras).

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Se trabajó con datos de precipitación acumulada mensual obtenidos de 37 estaciones distribuidas en la región chaqueña argentina (entre 22 y 30°S y entre 66 y 58°O), provenientes de diferentes fuentes: Servicio Meteorológico Nacional, Subsecretaría de Recursos Hídricos, Agencia Provincial de Aguas de Chaco y Comisión Regional del Río Bermejo (Figura 1). Los datos, correspondientes al período 1968-2007, en el cual se centró el estudio, fueron controlados y se controló su calidad.

Un análisis del ciclo anual de cada estación muestra que la precipitación presenta máximos

relativos en las estaciones cálidas y mínimos en las estaciones frías (González y otros 2008). Como el interés de este estudio se centra en los períodos de máxima precipitación, se dividió el registro de estudio en dos períodos característicos: uno correspondiente a la primavera (octubre, noviembre y diciembre, OND en adelante) y otro al verano (enero, febrero y marzo, EFM) para el período 1968-2007.

Para regionalizar espacialmente los datos se aplicó el método de Lund (1963) basado en la correlación entre las mediciones de las distintas estaciones. Se utilizó un coeficiente de correlación crítico de 0,5. Las estaciones que no formaron parte de ninguna región se incluyeron en alguno de los grupos sólo si la correlación con las estaciones que conforman dicho grupo fuera significativa con el 95% de confianza. En caso contrario, no fueron consideradas como participantes de ninguno de los grupos. Es así que se pudieron definir 3 grupos o regiones que se utilizaron para el posterior análisis: Región Noroeste (NO), región noreste (NE) y Tucumán (TUC) (figura 1a). La región NO quedó constituida por 8 estaciones, la NE por 17 estaciones y la TUC por 5, quedando 7 estaciones sin clasificar. Para cada estación se generó la serie de porcentaje de precipitación normal. La misma fue calculada para cada mes como el cociente entre la precipitación del mes en cuestión y la precipitación normal esperada para ese mes, es decir el promedio de los valores para ese mes. Luego se multiplicó por 100 para expresarlo en porcentaje. Posteriormente se promediaron entre sí las series pertenecientes a cada área (NO, NE, TUC), generando una serie representativa de cada una de las áreas definidas.

Con el fin de favorecer la comprensión de los resultados que se detallarán en los apartados siguientes, se presentó la evolución anual de la precipitación (Figura 1b) y el porcentaje de la precipitación normal acontecida durante OND (Figura 1c) y EFM (Figura 1d) en cada una de las áreas antes definidas. El ciclo anual, si bien es marcado con lluvias estivales (Figura 1b), presenta algunas diferencias entre las zonas. Particularmente, la zona NE muestra valores de lluvia en primavera y verano, menores que en las otras dos zonas y con tendencia a la existencia de dos máximos relativos en otoño (marzo y abril) y primavera (noviembre). Las otras dos zonas tienen

una evolución media parecida aunque TUC tiene lluvias un poco superiores a NO.

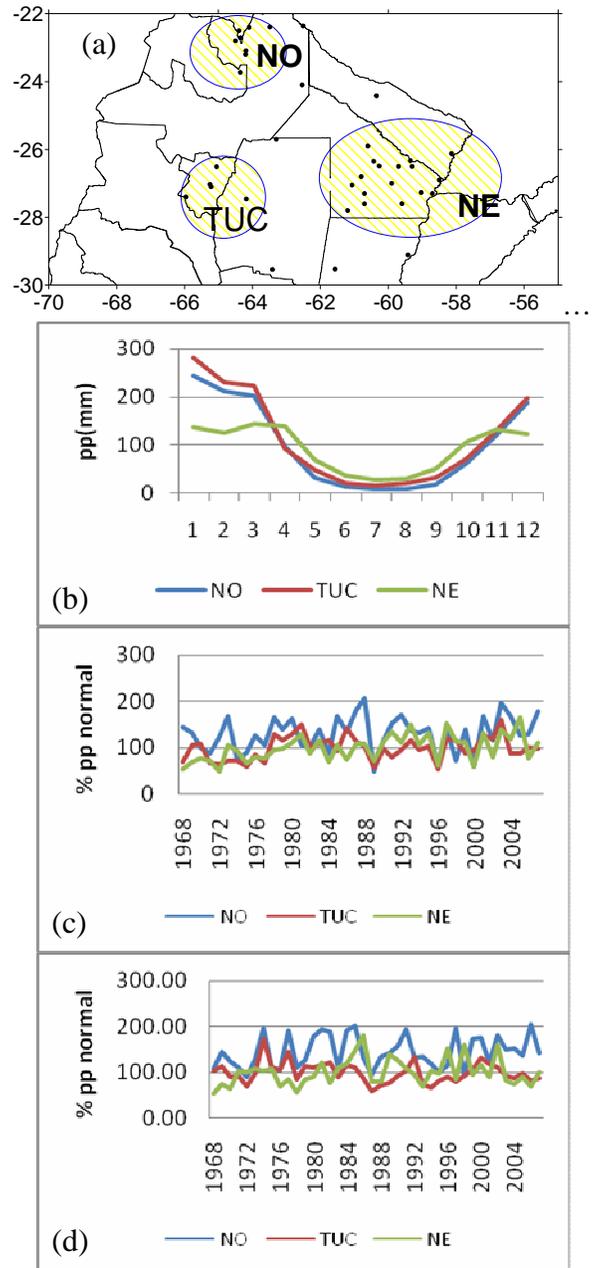


Figura 1. (a) Estaciones utilizadas en el trabajo y las áreas definidas que aseguran buena correlación entre la precipitación de las estaciones que conforman cada grupo. (b) Evolución de la precipitación media areal. (c) y (d) Porcentaje de la precipitación normal de OND y EFM respectivamente para cada una de las áreas definidas.

En las Figuras 1c y 1d se muestra la diferente respuesta que tienen las tres áreas con respecto a la fracción de la lluvia esperada para cada época del año estudiada. Estas series representativas de cada región, se correlacionaron con las anomalías de los campos de temperatura de la superficie del mar (TSM), las alturas geopotenciales en 1000 Hpa (G10), 500 Hpa (G5) y 200 Hpa (G2), la presión a nivel del mar (PNM), la humedad específica en el nivel de 925 hPa (HE), el viento zonal (U) y el meridional (V) en 850 Hpa, en el trimestre simultáneo y desfasando estas variables un mes antes de producida la precipitación. Por ejemplo, la precipitación de EFM se correlacionó con la TSM en EFM y en diciembre del año anterior. El número de años con los que se trabajó determinó que las correlaciones fueran significativas con el 95% de confianza cada vez que superen el valor de 0,31. Los datos de temperatura de la superficie del mar y de las demás variables atmosféricas fueron obtenidos de los reanálisis del National Center of Environmental Prediction (NCEP) (Kalnay y otros, 1996), que cuentan con una resolución de 2,5°x2,5°.

3. RESULTADOS

3.1. La relación entre la precipitación estival (EFM) con la TSM y las variables atmosféricas.

Los campos de correlación entre la serie de precipitación representativa de la región NE y las distintas variables atmosféricas muestran que los años con precipitación sobrenormal están asociados a un debilitamiento del anticiclón del Atlántico en superficie, rasgo que puede observarse en los campos de correlación con G10 (no mostrado) y PNM (Figura 2). Este debilitamiento probablemente genera las condiciones necesarias para que los sistemas frontales provenientes del sur lleguen activos a esta región. Por otro lado en altura, se asocian a una anomalía positiva en la región del Pacífico oriental (centrada en 45°S, 100°O aproximadamente) que genera un posible corrimiento de las bajas subpolares hacia el sur en esta región y una anomalía negativa en el Atlántico Sur (centrada en 45°S, 60°O) en latitudes medias, lo cual se ve plasmado en los campos de correlación de G2 (no mostrado) y G5 (Figura 3).

Este patrón está probablemente relacionado con los sistemas frontales cuando provienen del océano Pacífico, ingresando al territorio muy al sur del continente y luego tienen una trayectoria hacia el noreste, muy oceánica y que al arribar a la zona NE definida en este trabajo, favorecen la precipitación. Las correlaciones con el viento en capas bajas, permiten asociar la precipitación con vientos del este y debilitamiento de los vientos del norte sobre la región del Chaco (Figuras 4 y 5). El campo de TSM no muestra correlaciones muy significativas excepto en la región del Atlántico tropical relacionando la lluvia con el calentamiento de las aguas en esta región (Figura no mostrada). El campo de HE presenta correlación positiva significativa en la región del Atlántico en la entrada del anticiclón (alrededor de 25°S, 40°O) lo cual indica que la entrada de aire húmedo desde el océano (Figura 6) genera las condiciones necesarias para que con un movimiento de ascenso adecuado, se produzca precipitación.

El campo de correlación entre la precipitación representativa de la región NO y la TSM para los meses de EFM, muestra correlaciones negativas en la zona del Niño 12, asociando el aumento de la precipitación con la fase fría del fenómeno ENOS (Figura 7). También se asocia a altas subtropicales y bajas subpolares, ambas intensificadas sobre el Pacífico, y consecuentemente una intensificación de los oestes. Este fenómeno abarca toda la atmósfera y se pone de manifiesto en los campos de correlación G10, G5 (Figura 8) y G2. Por otro lado la correlación con PNM (Figura 9), muestra la asociación entre el debilitamiento del anticiclón del Atlántico con la producción de lluvias en la región, tal como se observó en la región NE.

La correlación entre la precipitación areal en TUC y la TSM (Figura no mostrada) muestran también asociación entre lluvias sobrenormales en los eventos La Niña, pero menos importantes que en el caso de la región NO. También, al igual que en las otras dos regiones aunque más débil, la precipitación se asocia al debilitamiento del anticiclón del Atlántico, aunque en este caso el centro de máxima correlación con PNM está desplazado hacia la zona tropical, y se extiende hacia el norte, sugiriendo una intensificación de la

Análisis de la precipitación en la llanura...

convergencia intertropical (Figura 10). Las correlaciones con las alturas geopotenciales también muestran una intensificación de los oestes sobre el Pacífico en todos los niveles (Figura no mostrada). Al igual que la región NE, tanto las

regiones NO como TUC muestran una buena correlación entre la lluvia y la HE en el noreste de Argentina y sur de Brasil, aunque de menor magnitud.

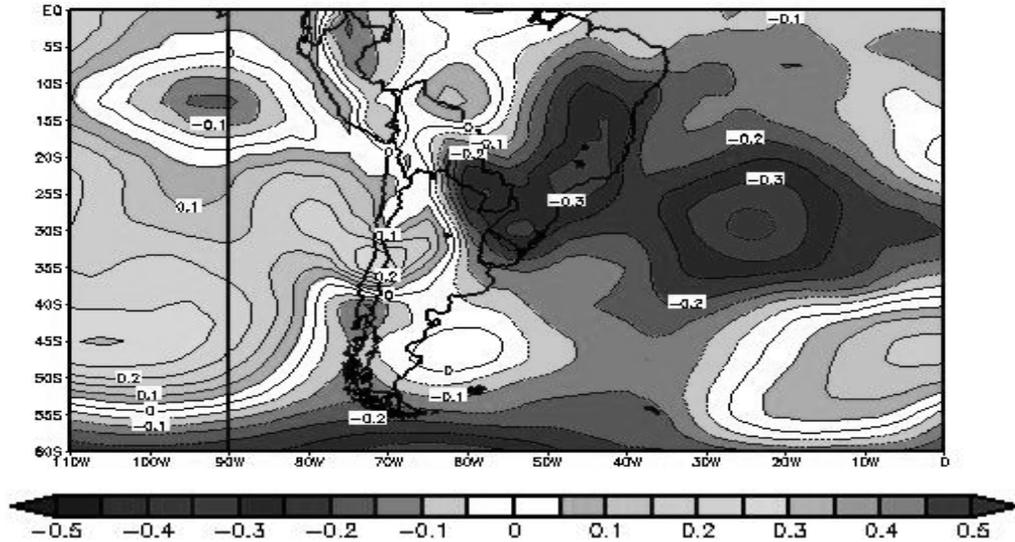


Figura 2. Correlación entre la precipitación de la región NE y la PNM para los meses EFM. Las isolíneas están trazadas cada 0,05.

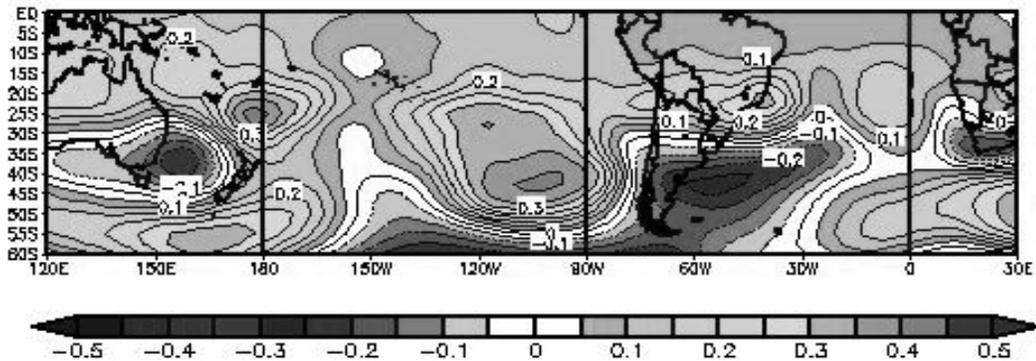


Figura 3. Correlación entre la precipitación de la región NE y G5 para los meses EFM. Las isolíneas están trazadas cada 0,05.

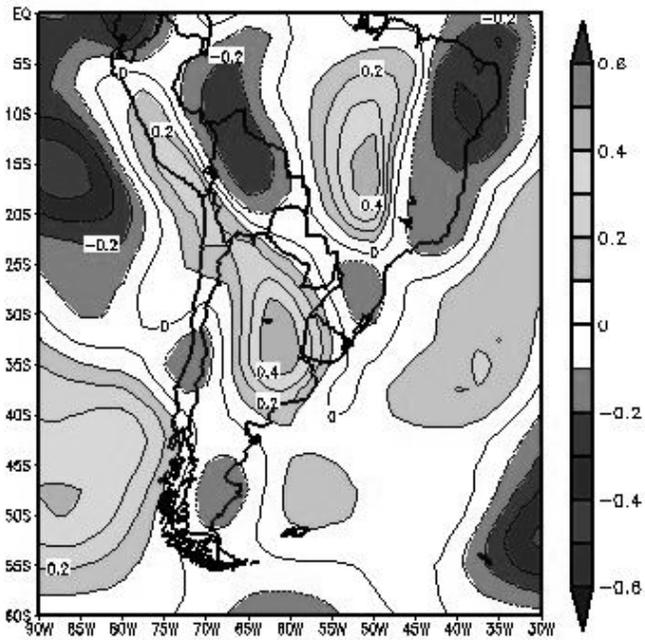


Figura 4. Correlación entre la precipitación de la región NE y el Viento Meridional para EFM. Las isolíneas están trazadas cada 0,1.

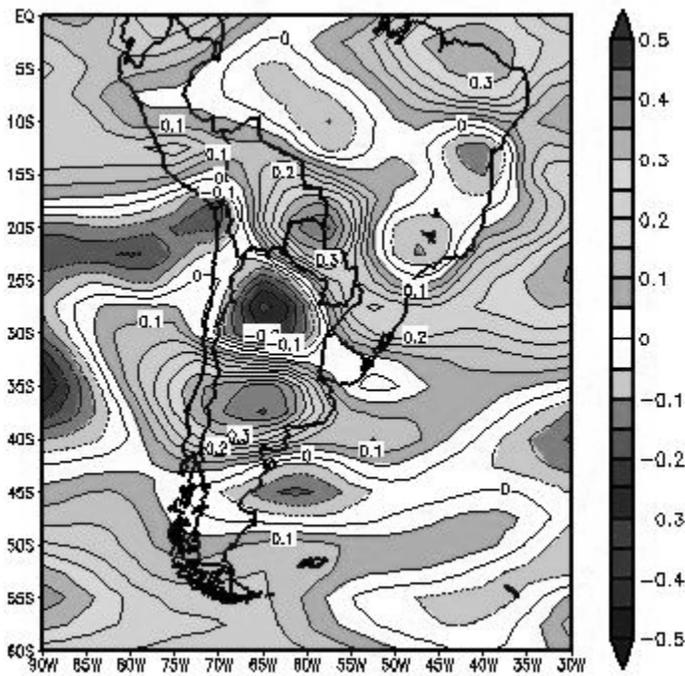


Figura 5. Correlación entre la precipitación de la región NE y el Viento Zonal para EFM. Las isolíneas están trazadas cada 0,05.

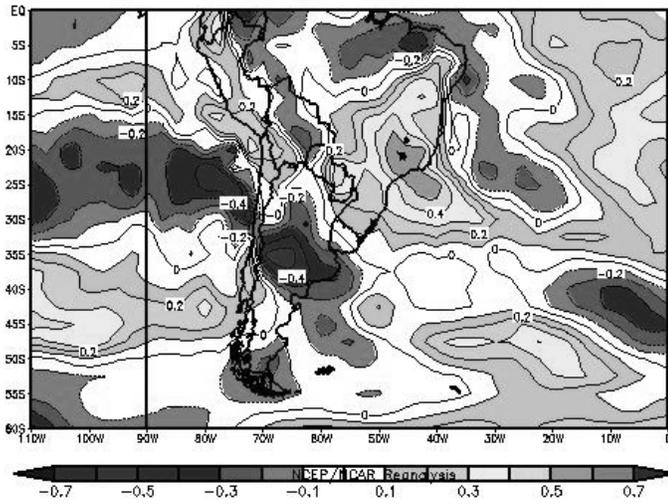


Figura 6. Correlación entre la precipitación de la región NE y la HE para los meses EFM. Las isolíneas están trazadas cada 0,1.

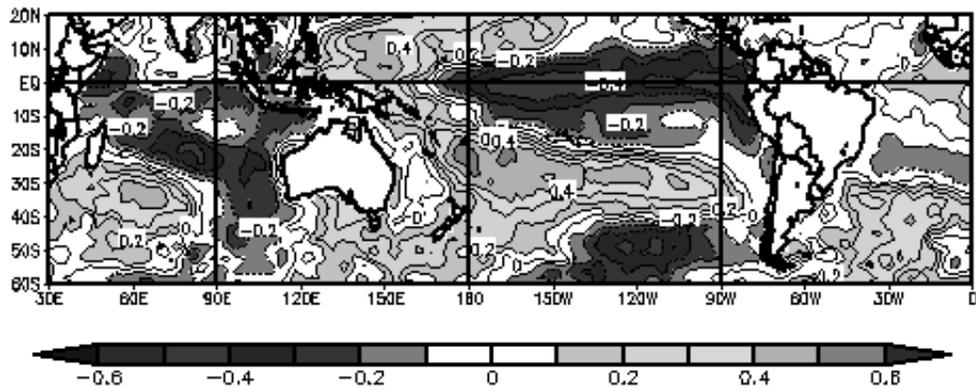


Figura 7. Correlación entre la precipitación para la región NO y la TSM para los meses EFM. Las isolíneas están trazadas cada 0,1.

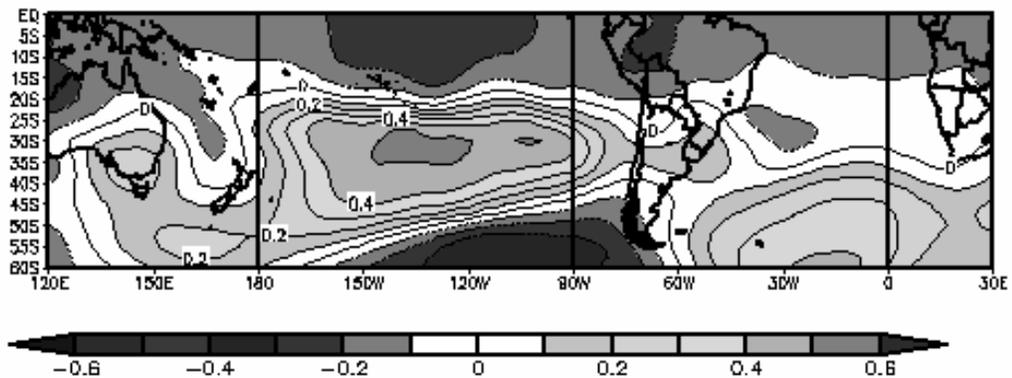


Figura 8. Correlación entre la precipitación en la región NO y G5 para los meses EFM. Las isolíneas están trazadas cada 0,1.

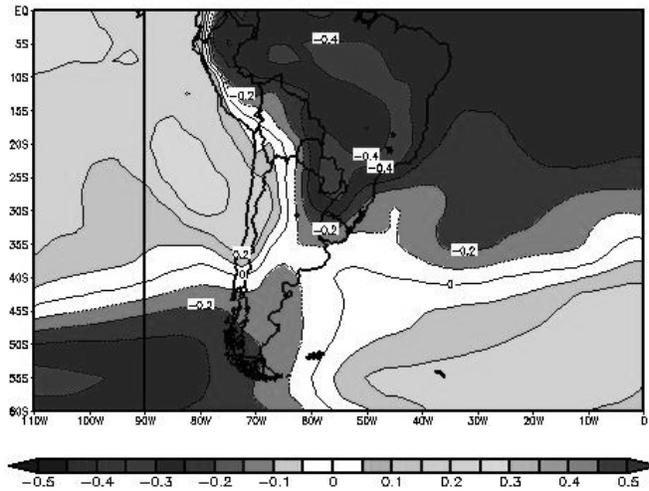


Figura 9. Correlación entre la precipitación en la región NO y PNM para los meses EFM. Las isóneas están trazadas cada 0,1.

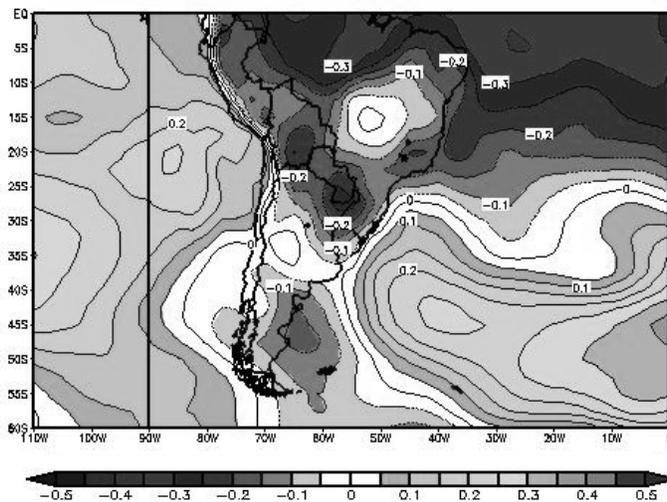


Figura 10. Correlación entre la precipitación de la región TUC y la PNM para los meses EFM. Las isóneas están trazadas cada 0,05.

3.2. La relación entre la precipitación primaveral (OND) con la TSM y las variables atmosféricas.

En la región NE la relación entre la precipitación y la TSM durante OND muestra la conocida asociación con el calentamiento en el Pacífico ecuatorial (fase cálida del fenómeno ENOS), tal como fue descrito por otros autores (Grimm y otros 2000, Vargas y otros 1999) y también con

enfriamientos en el Pacífico sur en las cercanías de las costas sudamericanas al sur de 40°S (Figura 11). En los campos de correlación con las alturas geopotenciales puede observarse que la lluvia se asocia a una anomalía negativa en todos los niveles (G2, G5 y G1000) en el Pacífico sur y sobre la Patagonia y a una intensificación de las altas subtropicales en el Atlántico y sur de Brasil, sólo en altura, generando un dipolo con eje noreste-sudoeste. La anomalía negativa sobre la Patagonia

provee la dinámica necesaria para la alimentación y mantenimiento de los sistemas frontales. La Figura 12 muestra el campo de correlación con G5, donde se ilustra este patrón. En las regiones NO y TUC los análisis muestran que la precipitación se puede asociar a los mismos patrones de geopotencial descriptos para la región NE (Figuras no mostradas). En los campos de correlación con la

TSM la relación con la fase cálida del ENOS se encuentra muy debilitada pero se mantiene la relación con el núcleo frío en la costa sur de Sudamerica en el Pacífico. En primavera, todas las regiones muestran una relación significativa entre la precipitación y HE en el noreste de Argentina, especialmente alta en el caso de la región NE.

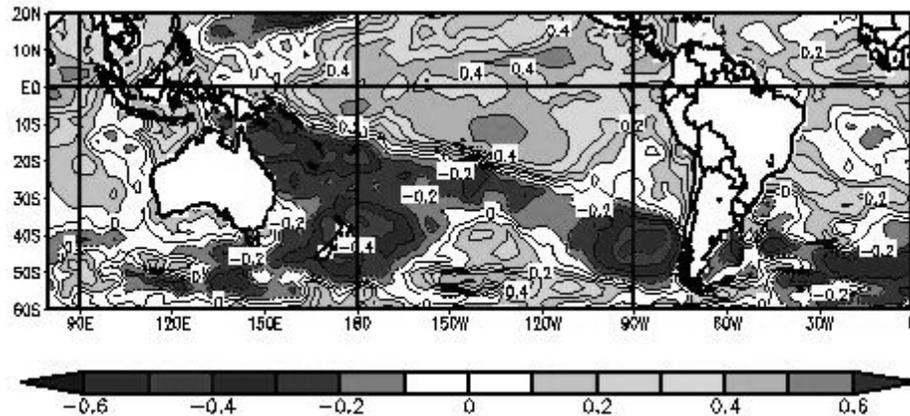


Figura 11. Correlación entre la precipitación de la región NE y la TSM para los meses OND. Las isolíneas están trazadas cada 0,1.

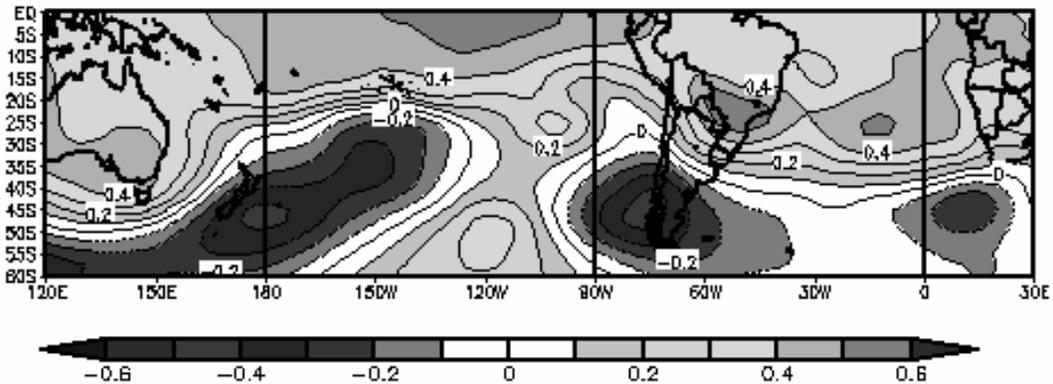


Figura 12. Correlación entre la precipitación de la región NE y G5 para los meses OND. Las isolíneas están trazadas cada 0,1.

3.3. La relación entre la precipitación estival (EFM) y primaveral (OND) con la TSM y las variables atmosféricas durante el mes previo.

En esta sección se analizará la relación existente entre la variabilidad interanual de la precipitación en las subregiones antes definidas en EFM y en OND con la TSM y demás variables atmosféricas

observadas durante el mes previo a la lluvia (Diciembre o Setiembre, dependiendo del caso). Estos resultados son importantes cuando se trata de ver la posibilidad de predictabilidad de la lluvia estacional. Se detallarán aquellos patrones de los campos de correlación que, habiéndose observado en las correlaciones simultáneas, también aparecen como señales significativas cuando las mismas se

calculan desfasando las variables en un mes. El rasgo más importante es la relación entre la precipitación estival en las tres subregiones con el debilitamiento del anticiclón del Atlántico durante el mes previo (diciembre), especialmente notable en la región NE (Figura 13). En esta región (NE) también se observa que la lluvia se asocia a la intensificación de las altas subtropicales en el Pacífico Sur en toda la atmósfera pero con valores de correlación particularmente importantes en capas altas (G2) (Figura 14) durante el mes de diciembre. Los patrones observados para el viento en capas bajas, también se mantienen, asociando las precipitaciones estivales con vientos del este y debilitamiento de los vientos del norte en diciembre (Figuras 15 a y b).

En el caso de las regiones NO y TUC, se observa que la correlación entre la lluvia estival y la TSM en diciembre, es mayor comparada con la obtenida en forma simultánea en la región del ENOS, corroborando la asociación de la lluvia estival con la fase fría del ENOS (Figuras 16 y 17). No se

observa señal significativa en los campos de correlación con el geopotencial y se mantiene la relación entre la precipitación y el debilitamiento de la componente norte del viento en diciembre. Finalmente se construyeron los campos de correlación entre la precipitación de primavera (OND) representativa de las tres subregiones con las variables observadas el mes previo (setiembre). En todos los campos de las tres subregiones, se observó una disminución de la señal, salvo en el caso de la TSM en la región NE donde la presencia de la fase cálida del ENOS en setiembre es indicativa de lluvias superiores a las normales en OND y donde también se mantiene la anomalía negativa en la costa sudamericana del Pacífico. En el caso particular de las alturas geopotenciales, no se observa el comportamiento dipolar descrito para las correlaciones simultáneas, sin embargo, cabe destacar el debilitamiento observado en las altas subtropicales en el Pacífico central en todos los niveles y en todas las regiones. En particular, la Figura 18 detalla este campo de correlación para la región NE en 500 Hpa.

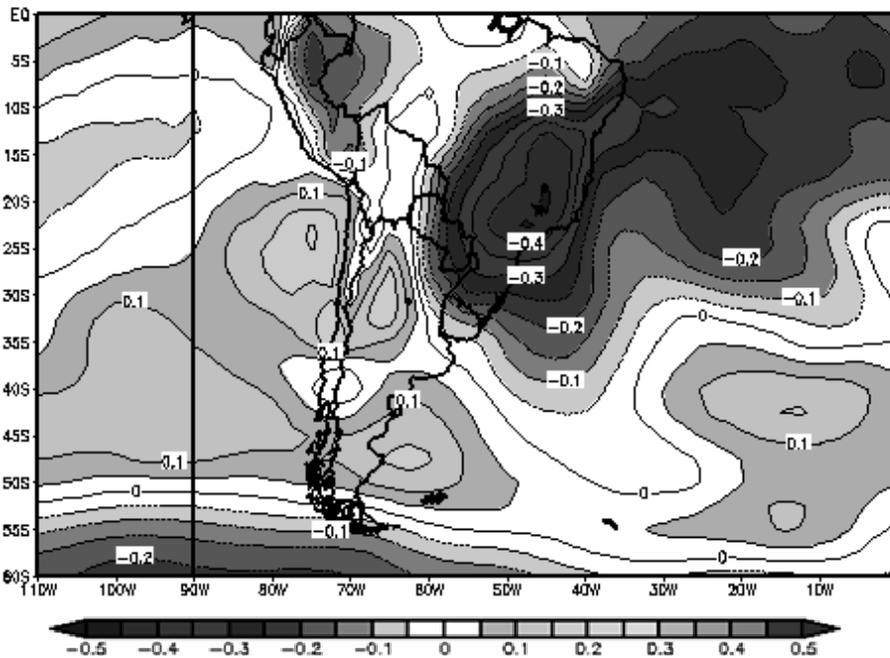


Figura 13. Correlación entre la precipitación para la región NE en EFM y la PNM en Diciembre. Las isolíneas están trazadas cada 0,05.

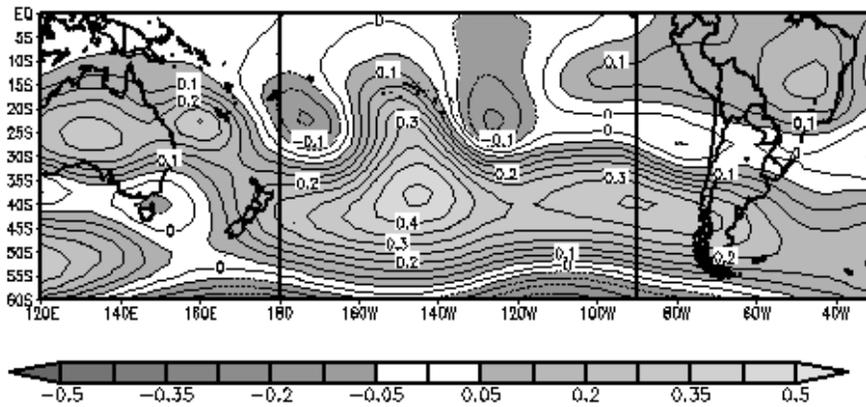


Figura 14. Correlación entre la precipitación para la región NE en EFM y G2 en Diciembre. Las isolíneas están trazadas cada 0,05.

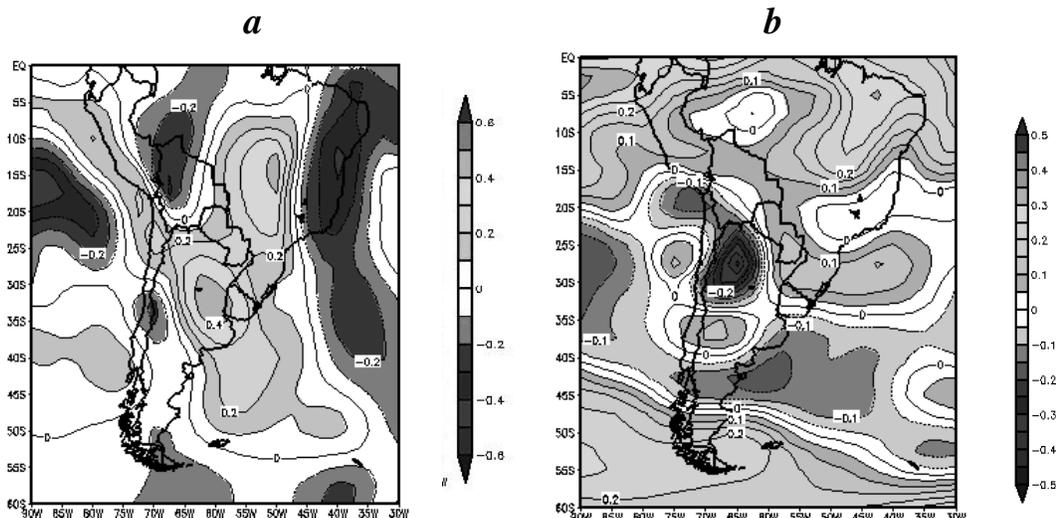


Figura 15. Correlación entre la precipitación para la región NE en EFM y V (a) y U (b) en Diciembre. Las isolíneas están trazadas cada 0,1 en (a) y 0,05 en (b)

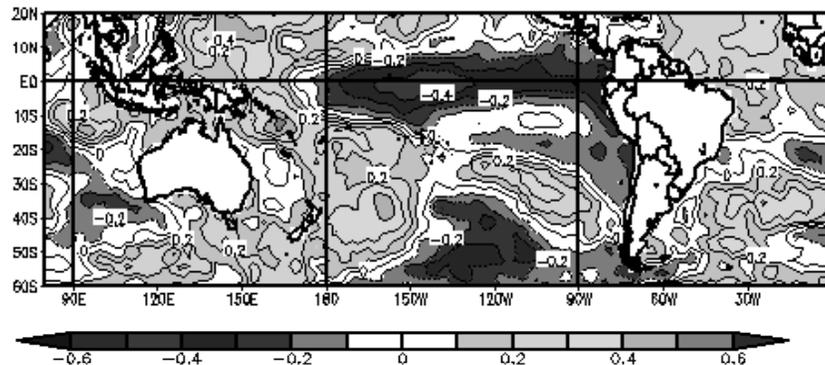


Figura 16. Correlación entre la precipitación para la región NO en EFM y TSM en Diciembre. Las isolíneas están trazadas cada 0,1.

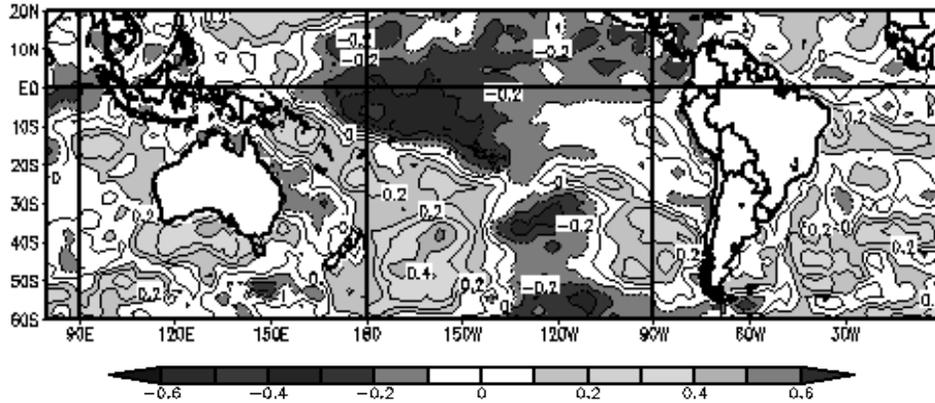


Figura 17. Correlación entre la PP para la región TUC en EFM y TSM en Diciembre. Las isóneas están trazadas cada 0,1.

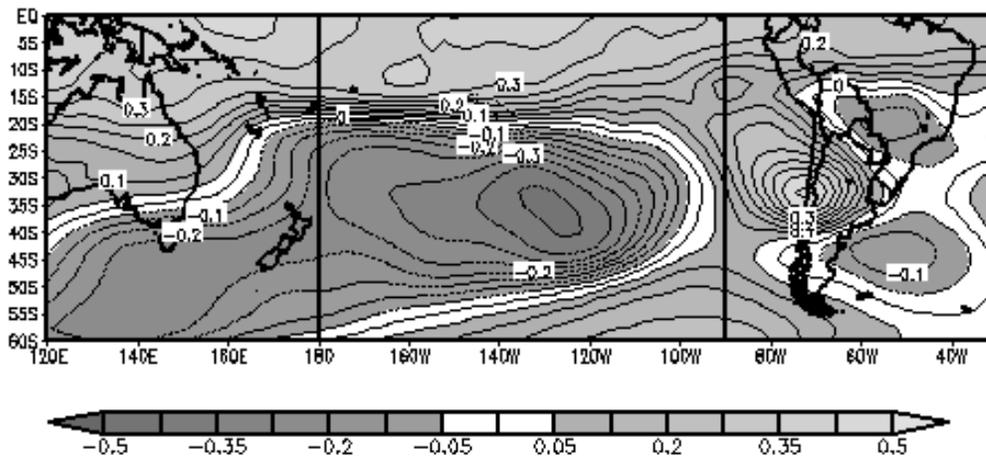


Figura 18. Correlación entre la precipitación para la región NE en OND y G5 en Setiembre. Las isóneas están trazadas cada 0,05

4. CONCLUSIONES

Se trabajó con series de porcentaje de la precipitación normal media en tres subregiones de la zona chaqueña, en los meses cuando la variable alcanza sus máximos valores, es decir, verano y primavera. Se regionalizó el análisis en 3 grupos: NO, NE y TUC y se correlacionaron dichas series con distintas variables características de la circulación atmosférica y la temperatura de la superficie de mar, en un período de tiempo simultáneo.

Para los meses de verano (EFM), el estudio muestra que la precipitación en las tres regiones se asocia a un debilitamiento del anticiclón del Atlántico en capas bajas. En el caso de la región

NE también se asoció al pasaje de frentes derivado de un corrimiento hacia el sur de las bajas subpolares en el Pacífico oriental y a una anomalía negativa de G5 en el Atlántico sur. La precipitación estival de las regiones NO y TUC se ve favorecida por la fase fría del ENOS y por una intensificación del flujo de los oeste en el Pacífico.

En el caso de la precipitación de primavera todas las regiones muestran que la lluvia está asociada a un dipolo formado por una anomalía negativa de geopotencial en todos los niveles en el Pacífico sur y sobre la Patagonia y una intensificación de las altas subtropicales en el Atlántico y sur de Brasil. Con respecto a la TSM, la lluvia se asocia a la fase cálida del fenómeno ENOS especialmente en la región NE. Todas las regiones presentaron tanto en

primavera como en verano, una buena relación entre la lluvia y la HE en el noreste de Argentina. Se analizaron los patrones de correlación resultantes cuando se consideraron la TSM y las variables atmosféricas desfasadas un mes previo a la lluvia. El rasgo más importante es la relación entre la precipitación estival en las tres subregiones con el debilitamiento del anticiclón del Atlántico durante el mes previo (diciembre), especialmente en la región NE donde también se asocia a vientos del este y un debilitamiento del viento del norte en capas bajas. En el caso de las regiones NO y TUC, se observa que la correlación entre la lluvia estival y la TSM en diciembre, es mayor comparada con la obtenida en forma simultánea en la región del ENOS, corroborando la asociación de la lluvia estival con la fase fría del ENOS.

Para las lluvias de primavera, las señales disminuyen en todas las variables excepto en la TSM en la región NE donde la presencia de la fase cálida del ENOS en setiembre es indicativa de lluvias superiores a las normales en OND. También se observó un debilitamiento de las altas subtropicales en el Pacífico en setiembre, asociadas a lluvias en las tres subregiones definidas. Estos últimos resultados indican la presencia de cierto grado de predictabilidad para la precipitación estacional con un mes de antelación, especialmente en la estación de verano.

Agradecimientos: Al Servicio Meteorológico Nacional, la Agencia Provincial de Aguas de Chaco, la Comisión Regional del Río Bermejo y la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación por la generosa provisión de datos de precipitación. Las imágenes de las figuras 2 a 18 fueron provistas por NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder Colorado desde su página web: <http://www.cdc.noaa.gov> Este trabajo fue subsidiado por los proyectos: UBACyT Interdisciplinario CC02, UBACyT X160 y CONICET PIP 112-200801-00195.

REFERENCIAS

Adamoli, J., Torrella, S. y Ginzburg, R., 2004. Diagnóstico Ambiental del Chaco Argentino. Gestión Integrada y Desarrollo Sostenible para reducir la degradación social, económica y

ambiental del Gran Chaco Americano. Informe de la Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación Argentina.

Barros, V., Castañeda E. y Doyle M, 2000a. Precipitation trends in Southern South America, east of the Andes: An indication of climate variability. *Southern Hemisphere Paleo-and Neoclimates: Key Sites, Methods, Data and Models*, 187-208, Springer

Barros, V., González, M., Liebmann, B. y Camilloni, I., 2000b. Influence of the South Atlantic Convergence Zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in southeastern South America, *Theoretical and Applied Climatology*, ed. Springer, vol. 67, n° 3 y 4, 123-133 pp.

Doyle, M. y Barros, V., 2002. Mid-summer low level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 15, 3394-3410.

Castañeda, E. y Barros, V., 1994. Las tendencias de la precipitación en el Cono Sur de América al este de los Andes. *Meteorologica*, 19, 1, 23-32.

González, M., Castañeda, E. y Texeira Neri, J., 2005. Evolución de la precipitación en el noreste de Argentina y sur de Brasil. *Congremet IX*, 3-7 octubre, Buenos Aires, Argentina, ISBN 987-22411-0-4.

González, M., Montroull, N. y Spennemann, P., 2008. Características de la precipitación en la llanura chaqueña argentina. XII Reunión de Agrometeorología, 6-10 octubre, Jujuy, Argentina.

Grau, H.R., N.I. Gasparri, and T.M. Aide. 2005. Agriculture expansion and deforestation in seasonally dry forests of north-west Argentina. *Environmental Conservation* 32 (2): 140-148.

Grimm, A. M., V. R. Barros, and M. E. Doyle, 2000. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, 13, 35-58.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu I, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Leetmaa A, Reynolds R, Jenne R, Joseph D., 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40 years-project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.

Lund, I.A., 1963. Map pattern classification by statistical methods. *Journal of Applied Met.* **2**, 56-65.

Paruelo, J.M., Guerschman, J.P., Piñeiro, G., Jobbagy, E.G., Veron, S.R., Baldi, G. y Baeza, S. 2006. Cambios en el uso de la tierra en Argentina y Uruguay: marcos conceptuales para su análisis. *Agraciencia*, X, **2**, 47-61.

Ropelewsky y Halpert, 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **115**, 2161-2165.

Silvestri, G. y Vera, C., 2003. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, **30** (21), 21-15.

Vargas, W., Penalba, O. y Minetti, J., 1999. Las precipitaciones mensuales en zonas de la Argentina y el ENOS. Un enfoque hacia problemas de decisión. *Meteorologica*, **24**, 3-22.

REGIONALIZACIÓN DE LOS DÍAS SECOS EN ARGENTINA. UN ENFOQUE METODOLÓGICO.

María L. Bettolli^{1,2}, Juan A. Rivera^{1,2}, Olga C. Penalba¹

¹ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEN-UBA.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.
Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 9 de junio de 2009, en su versión final el 11 de noviembre de 2010)

RESUMEN

La regionalización de diferentes variables climáticas ha sido llevada a cabo en diversas zonas del mundo, dado que para distintos propósitos es conveniente dividir espacialmente la climatología de una variable en un número de áreas cuasi-homogéneas. El objetivo de este trabajo es la obtención de una regionalización objetiva de las distintas variabilidades temporales de las cantidades de días secos en la República Argentina durante el trimestre de verano. Con el fin de lograr regiones con similar variabilidad temporal en las cantidades de días secos se exploraron dos métodos: Análisis de Componentes Principales (ACP) y el algoritmo de agrupamiento no-jerárquico de k-means. En base a una evaluación de los patrones espaciales, la regionalización obtenida mediante el método de k-means aplicado sobre las componentes principales rotadas más importantes, es más apropiada en comparación con la determinada por el método de ACP rotadas. Mediante este método, el territorio nacional presenta seis regiones principales: las regiones Centro-Este; Noreste; Centro y Sur Bonaerense; Noroeste; Centro-Oeste y Patagónica, las cuales son climáticamente coherentes.

Palabras clave: regionalización; días secos; sequías; análisis de componentes principales; k-means.

REGIONALIZATION OF DRY DAYS IN ARGENTINA. A METHODOLOGICAL APPROACH.

ABSTRACT

Objective regionalizations of different climatic variables have been performed in many regions of the World. For different purposes is convenient to make a spatial regionalization to find quasi-homogeneous climatic regions. The main objective of this work is to identify spatially homogeneous regions of dry days in Argentina with different temporal variabilities during summer season. In order to achieve regions with similar temporal variability in the amount of dry days, two methods are explored: principal component analysis (PCA) and k-means nonhierarchical cluster method. By means of a spatial patterns examination, the regionalization derived by k-means on the most

important rotated principal components extracted is more adequate in comparison with the proposed by PCA method. Through this methodology, the country is divided in six main regions: Northeast region; Central-East region; Central and South Buenos Aires region; Northwest region; Central-West region; and Patagonia region, which are climatically consistent.

Key words: regionalization; dry days; droughts; principal components analysis; k-means.

1. INTRODUCCIÓN

La regionalización objetiva de diferentes variables climáticas (típicamente temperatura y precipitación) ha sido llevada a cabo en diversas regiones del mundo. Esto se debe a que para distintos propósitos resulta conveniente dividir espacialmente la climatología de una variable en un número de áreas cuasi-homogéneas respecto a su variabilidad temporal. El valor de una regionalización espacial, asociada a variables vinculadas con la precipitación radica en su posible aplicación en cuestiones relacionadas con el manejo de recursos hídricos (Lana y otros 2001). Habitualmente, el comportamiento espacial de las sequías resulta muy complejo, siendo común diferencias territoriales significativas en las condiciones de sequedad, incluso entre espacios próximos (Cuadrat Prats y Vicente-Serrano 2004). Diversos estudios a nivel mundial utilizan métodos de regionalización con el fin de obtener zonas cuyas condiciones climáticas presenten eventos de sequía semejantes, obtenidas mediante algún índice adecuado. Los trabajos de Soulé (1990) y Balling y Goodrich (2007) encuentran regiones homogéneas basadas en el Índice de Severidad de Sequía de Palmer (ISSP) para los Estados Unidos mediante la aplicación del análisis de componentes principales (ACP). Los trabajos de Lana y otros (2001); Vicente-Serrano y otros (2004) y Raziei y otros (2008) aplican ACP a series de excesos y déficit de precipitación, monitoreadas mediante el Índice de Precipitación Estandarizado (IPE) en España e Irán, obteniendo regiones homogéneas respecto a las condiciones de sequía.

En vista de las pérdidas ocasionadas por los períodos de sequías prolongadas resulta crucial el desarrollo de planes de seguimiento, prevención y alerta temprana de las sequías para la mitigación del riesgo. Estos planes requieren la identificación de áreas homogéneas respecto al comportamiento temporal de alguna variable representativa de

condiciones secas para optimizar sus propósitos y permitir un uso más eficaz de los recursos. Una de estas variables puede ser, por ejemplo, la cantidad de días sin precipitación (días secos). Esta variable puede tomarse como una primera aproximación para el estudio de condiciones de sequía, aunque mediante la misma no se represente su intensidad. Sin embargo, no existe una definición universal de sequía, excepto el concepto general de la falta de precipitación (Soulé 1990).

Entre los trabajos que utilizan alguna herramienta de regionalización en la región de estudio pueden mencionarse a Compagnucci y Vargas (1985), Coronato y Bisigato (1998), Compagnucci y Araneo (2005) y Barreira y Compagnucci (2007) quienes utilizan el método de ACP aplicado sobre las variables presión, temperatura, caudales y anomalías de hielo marino respectivamente. Sin embargo, no existen trabajos científicos en la región de estudio que busquen áreas homogéneas utilizando como variable de estudio algún índice relacionado con períodos secos.

A partir de lo expuesto, este trabajo plantea realizar una regionalización tomando como variable de estudio la cantidad de días secos, centrando el análisis en el trimestre de verano. La elección de este trimestre en particular radica en las características aleatorias que presenta la precipitación a lo largo de gran parte del territorio nacional, las cuales responden a la actividad convectiva que se desarrolla en verano. El objetivo de este trabajo es identificar un método de agrupamiento adecuado, que permita obtener una regionalización lo más objetiva posible y que posibilite un posterior análisis desde el punto de vista sinóptico. Al tener en cuenta los aspectos de la precipitación de verano, el hecho de considerar este trimestre permitirá poner a prueba los métodos de agrupamiento, para luego proyectar un análisis a nivel estacional. Un acabado conocimiento de las regiones homogéneas asociadas a la cantidad de

días sin precipitación a lo largo de la República Argentina puede ser útil para definir índices que permitan el monitoreo de condiciones secas a nivel regional.

2. DATOS

La base de datos utilizada consiste en datos diarios de precipitación procedentes de un total de 62 estaciones que corresponden al período comprendido entre 1970 y 2005, las cuales fueron provistas por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Esta base de datos cuenta con series que poseen menos del 10% de sus datos faltantes, los cuales fueron sometidos a un proceso de rellenado dado que la metodología a utilizarse en este trabajo no admite matrices de entrada con dato faltante. Si bien un verano con más de 10% de dato faltante podría considerarse como verano faltante, hay casos en los cuales la mayor parte de ese porcentaje de datos faltantes provino de un mes en particular, con lo cual se optó por rellenar el mes en cuestión con su promedio climatológico de días secos. No hubo necesidad de rellenar un verano durante más de dos años consecutivos. En los casos en los cuales este relleno mensual no fuera posible, se rellenó el verano completo. Los detalles de los procedimientos de control de calidad pueden encontrarse en Rivera (2009).

La ubicación geográfica de las estaciones seleccionadas se muestra en la Figura 1. Se consideró que la cobertura espacial de estas estaciones resultó satisfactoria para el tipo de análisis que se plantea realizar. Sin embargo, hubo regiones que presentaron zonas con cobertura espacial escasa, como es el caso de la región Patagónica, las áreas cordilleranas de las provincias del Noroeste y la región de Chaco, las cuales son indicadas de manera esquemática en la Figura 1. A pesar de la escasez de datos en estas regiones, se plantea obtener una regionalización que considere todo el país.

La variable de estudio es la cantidad de días secos, los cuales fueron considerados como el día donde la precipitación acumulada fue nula. La cantidad de días secos fue calculada para el trimestre de verano, compuesto por los meses de diciembre, enero y febrero. Estas series de cantidades de días secos para cada estación meteorológica fueron

sometidas a un proceso de remoción de tendencia lineal (Wilks, 2006).

3. ASPECTOS METODOLÓGICOS

El análisis de grupos (cluster analysis) comprende el agrupamiento de variables u observaciones similares. Esta herramienta permite el agrupamiento de estaciones meteorológicas en regiones climáticamente homogéneas, basándose en un determinado parámetro meteorológico, que en este caso son las cantidades de días secos para el trimestre de verano. Se detallan otras aplicaciones del análisis de grupos en el campo de la meteorología en el trabajo de Gong y Richman (1995) y en Wilks (2006).

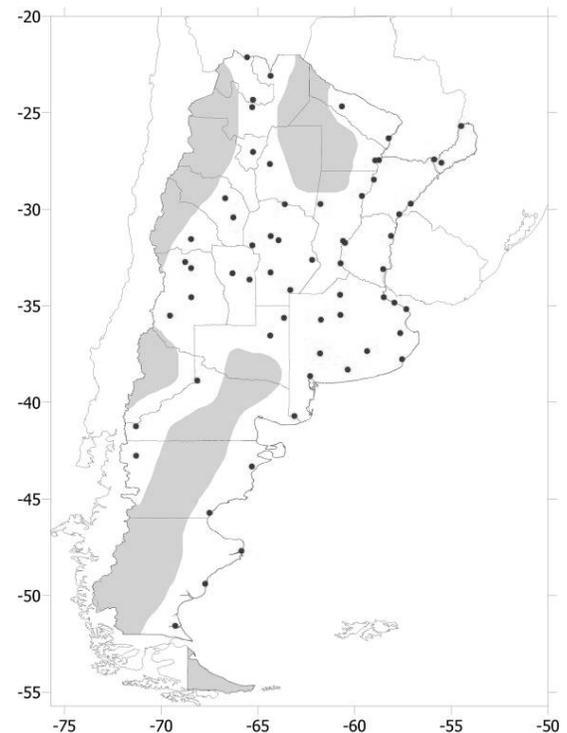


Figura 1. Ubicación de las 62 estaciones que conforman la base de datos utilizada. Las áreas grisadas indican de manera esquemática regiones sin datos.

Existen tres tipos de algoritmos de agrupamiento, los cuales se describen a continuación:

A) Los algoritmos de agrupamiento jerárquico, que se caracterizan por la construcción de una estructura de árbol de jerarquías. Ejemplos de este

tipo de algoritmos son los métodos de single linkage, complete linkage y average linkage. Otro método de este tipo utilizado comúnmente en el área climatológica es el método de Ward, el cual fue aplicado en los trabajos de Sumner (1996), Baeriswyl y Rebetz (1997), y Chambers (2001) para regionalizar la precipitación en Gales, Suiza y Australia respectivamente.

B) Los algoritmos de agrupamiento no-jerárquico permiten un reasignamiento de los miembros de cada grupo en cada etapa. Un ejemplo de este tipo de algoritmos es el método de k-means (Anderberg 1973), uno de los métodos no-jerárquicos más utilizados. Este método fue aplicado en el trabajo de Kahya y otros (2007) a fin de obtener los patrones espaciales más importantes asociados a los caudales en Turquía.

C) Análisis de componentes principales (ACP). Numerosos autores consideran a esta metodología no solo como una mera herramienta de reducción de datos, sino también como una alternativa para el análisis de grupos. En un ACP (en modo-S y matriz de correlaciones), los factores de peso de las componentes pueden ser graficados para mostrar los patrones espaciales característicos de la variable investigada. Estos factores reflejan las correlaciones entre las variables utilizadas y las componentes principales extraídas (Jayawardene y otros 2005). En base a establecer un umbral determinado para estos factores, se pueden obtener regiones homogéneas.

A partir de lo descrito anteriormente y teniendo en cuenta el objetivo de este trabajo, con el fin de encontrar la “mejor” regionalización de la cantidad de días secos se exploraron los métodos de análisis de componentes principales y k-means. Además se propone evaluar una combinación entre ambos métodos. Se eligieron estas metodologías debido a que en general, los métodos no-jerárquicos brindaron mejores resultados que los jerárquicos en el campo meteorológico (Gong y Richman 1995). Por otro lado, estos autores encontraron que los métodos basados en componentes principales rotadas son los más precisos.

3.1. Análisis de Componentes Principales

A través del ACP se puede simplificar la información original, a partir de la representación de los mismos objetos en un menor número de

variables (dimensiones), las cuales van a retener la mayoría de la información del espacio original. De este modo se minimiza cualquier pérdida de información, posibilitando un mejor entendimiento e interpretación de las estructuras de los datos. Esta metodología fue utilizada en modo-S, la cual permite el agrupamiento de estaciones con variaciones temporales similares en la cantidad de días secos. Las principales características del ACP pueden encontrarse en forma más extensa y con sus respectivas formulaciones matemáticas en Green (1978), Jolliffe (1986) y Richman (1986). Para aplicar esta metodología se tuvieron en cuenta los siguientes aspectos que pueden modificar los resultados:

i. Distribución espacial de los datos

Errores potenciales pueden surgir al utilizar una base de datos cuya distribución espacial no sea homogénea al realizar un ACP en modo-S. Esta distribución irregular de datos influencia los factores de peso, haciendo que los mismos reflejen la varianza de las áreas con mayor densidad de puntos (Karl y otros 1982). Para este trabajo se optó por eliminar las estaciones que aportaran información redundante, de forma tal de obtener una distribución espacial de estaciones más homogénea.

ii. Matriz de similitud

Se utilizó la matriz de correlaciones, la cual es comúnmente aplicada cuando diferentes variables tienen diferentes varianzas (Jayawardene y otros 2005). El uso de esta matriz inicialmente le da el mismo peso a todas las variables de la matriz de entrada (que en este caso son las estaciones meteorológicas utilizadas). Esto se debe a que todas se encuentran estandarizadas o tipificadas, es decir, poseen media nula y desvío estándar unitario. En el caso de trabajar con la cantidad de días secos, que es una variable asociada a la estacionalidad de la precipitación, permite comparar regiones con distintos regímenes de precipitación.

iii. Distribución de probabilidad.

El ACP no demanda explícitamente que la variable utilizada se encuentre normalmente distribuida para operar correctamente (Fovell y Fovell 1993; Kalayci y Kahya 2006). En la práctica, ACP

funciona de manera robusta frente a datos de entrada que poseen desviaciones moderadas respecto a la distribución normal (Comrie y Glenn 1998). No obstante, el coeficiente de correlación de Pearson utilizado en la matriz de entrada de ACP puede ser afectado por la no-normalidad de los datos (White y otros 1991; Kalayci y Kahya 2006). En vista de esta problemática, numerosos estudios aplican diversas transformaciones a las variables utilizadas de forma tal de reducir la asimetría de las mismas y obtener variables cuya distribución de probabilidad se aproxime a una distribución normal (Drosdowsky 1993; Romero y otros 1999; Phillips y Denning 2007; entre otros).

Es por esto que, para la continuidad del trabajo, se evaluaron las distribuciones de probabilidad para las estaciones meteorológicas utilizadas mediante el test de Chi-cuadrado, el cual fue considerado significativo al 5% (Wilks 2006). A través de este análisis se obtuvo que únicamente tres estaciones en todo el país presentaron una distribución de probabilidades cuyo ajuste a una distribución normal no es significativo. Por lo tanto, se decidió no transformar la variable y realizar el cálculo del ACP sobre los datos originales.

iv. Criterios de corte

En este trabajo se analizaron conjuntamente los resultados de tres criterios a fin de separar las componentes con señales más claras y dejar de lado las componentes que representen ruido.

El “scree test” (Cattell 1966), se basa en graficar la varianza explicada por cada CP en función del orden en el que fueron extraídas. Una vez obtenida una curva, se procede a buscar el “codo” o “quiebre” en la misma. El criterio de Kaiser (1958) propone retener las CP cuyos autovalores sean mayores que 1, lo cual sugiere la retención de aquellas componentes que expliquen una fracción de varianza mayor que la explicada por cada variable original. Por último se estableció un corte en un determinado valor de porcentaje de varianza total a fin de poder separar las estructuras que aporten solo ruido. Inicialmente se estableció considerar las componentes que acumularan un porcentaje de varianza de 75%. Para cada criterio se evaluaron las regiones resultantes a través de la inspección de los factores de peso de cada una de las componentes retenidas, a fin de determinar la

correcta elección de las mismas, y se buscó un acuerdo entre los tres criterios.

v. Rotación de las componentes principales.

Cuando el principal objetivo del ACP es la interpretación física en vez de la reducción de variables, es conveniente rotar una sub-muestra de los autovectores obtenidos inicialmente en un nuevo conjunto de vectores, a fin de mejorar la interpretación de los resultados (Baeriswyl y Rebetez 1997; Comrie y Glenn 1998; Phillips y Denning 2007). En este trabajo se evaluó la rotación Varimax (Kaiser 1958), la cual fue utilizada para transformar los vectores asociados al ACP en una estructura simple. En el caso de existir una estructura simple, ésta se manifiesta con componentes con mayores valores de factores de peso en algunas variables y factores de peso casi nulos en el resto. En el análisis en modo-S esto resulta en una regionalización de las variables espacialmente distribuidas (Drosdowsky 1993).

vi. Determinación de las regiones homogéneas.

Una vez rotadas y graficados los factores de peso de cada una las componentes principales retenidas, resta determinar un criterio que permita decidir que regiones resultan significativas. Estas regiones se obtuvieron en base de un criterio que consideró apropiado tomar como umbral el factor de peso de $r = |0.4|$, propuesto por Richman y Lamb (1985). El hecho de considerar este valor como umbral, si bien fue conveniente, no deja de ser arbitrario. Se utilizó la letra r para denominar los factores de peso dado que estos son las correlaciones entre las componentes principales y las variables utilizadas, que en este caso fueron las series temporales de cantidades de días secos para cada estación meteorológica. Podrían encontrarse casos para los cuales haya estaciones que queden sin clasificación por no llegar al valor de coeficiente elegido. Quizás todas las estaciones puedan ser clasificadas eligiendo el umbral de $r = |0.3|$, o algunas pocas siendo el umbral de $r = |0.5|$, lo cual hace que este criterio no resulte objetivo.

Dado que al considerar este criterio la distribución espacial de los factores de peso mostró que las regiones resultantes presentan intersecciones, para comparar de manera adecuada las soluciones provenientes del ACP rotadas y del método de k-means es necesario aplicar alguna forma de

separación de las regiones, sin dejar de contemplar la física contenida dentro cada una de ellas. Es por eso que se utilizó el criterio del máximo factor de peso para poder llevar a cabo esta separación. Si una estación se encuentra en la intersección de dos regiones distintas, asociadas cada una a una componente distinta, se adjudica esa estación a la región con la cual posea un mayor valor de factor de peso. En este caso la interpretación de las áreas homogéneas resulta ser más clara que al considerar el umbral de $r = |0.4|$ y posibilita la comparación de los resultados obtenidos a través de ambas metodologías. De todos modos se consideró el umbral de $r = |0.4|$ como condición necesaria para que las estaciones pertenezcan a una región homogénea.

3.2. Método de K-means

El método de k-means es un método de agrupamiento no-jerárquico, cuyo objetivo es encontrar la partición óptima para dividir un número de objetos en k grupos. Este procedimiento mueve los objetos de un grupo a otro con el objetivo de minimizar la varianza dentro de cada grupo y maximizar la varianza entre grupos. En primera instancia se establece el valor de k, ya sea mediante una técnica específica o en base a una determinación subjetiva. Una vez determinado este valor, entre las opciones de inicialización del algoritmo se eligió que las observaciones iniciales maximicen las distancias iniciales entre grupos. Luego se procedió al cálculo del algoritmo tal como se describe en Wilks (2006). Las siguientes consideraciones metodológicas fueron tenidas en cuenta al momento de su aplicación:

i. Medida de distancia

Previo a la aplicación del algoritmo de cálculo de k-means, es necesario establecer una medida de similaridad o disimilaridad para caracterizar las relaciones entre los objetos. Se optó por utilizar la distancia Euclídea, que es la distancia geométrica entre dos objetos i y j en el espacio k -dimensional de vectores, dado que esta medida de distancia genera soluciones más precisas, comparada con la correlación inversa (Gong y Richman 1995).

ii. Cantidad de grupos

Un problema adicional asociado con el uso del análisis de grupos es la selección de un número apropiado de grupos. Existe un gran número de técnicas gráficas y estadísticas a partir de las cuales puede seleccionarse un número adecuado de grupos (Sumner 1996). El trabajo de Milligan y Cooper (1985) evaluó 30 reglas para determinar un número óptimo de clusters a considerar. Los autores obtuvieron que el test denominado “pseudo-F” de Calinski y Harabasz (1974) presentó un mejor desempeño en comparación con el resto de los criterios evaluados. Por lo tanto en este trabajo se utilizó el estadístico pseudo-F, el cual está dado por la siguiente fórmula:

$$pseudo - F = \frac{A (n - k)}{W (k - 1)}$$

donde A y W son las variabilidades entre y dentro de cada cluster, respectivamente, n es el número de objetos, y k es el número de clusters. A fin de determinar la cantidad de grupos sugerida por el estadístico, se realizó el cálculo del mismo para una cierta cantidad de valores de k, que en el caso de este trabajo varió de 2 a 15 grupos. Para cada valor de k se calcularon los parámetros A y W y de esta forma se determinaron los valores del estadístico, obteniendo una curva con 14 valores. Siguiendo la recomendación de Romero y otros (1999), se buscaron los picos locales en el estadístico pseudo-F a fin de encontrar el número de grupos óptimo. Mediante el análisis de la distribución espacial que presentaron las regiones resultantes para cada valor de k significativo, se determinó la cantidad de grupos a considerar.

3.3. Combinación entre ACP y K-means

Para este trabajo se utilizó la base de componentes principales retenidas rotadas como matriz de entrada al método de k-means, obtenida según se explicó anteriormente. La aplicación de algoritmos de agrupamiento (jerárquicos o no-jerárquicos) sobre las CP rotadas brinda una metodología alternativa y fue evaluada en comparación con los resultados obtenidos del ACP y del método de k-means. La combinación entre el método de k-means y el ACP ha sido utilizada anteriormente en

los trabajos de Romero y otros (1999) para obtener áreas homogéneas de la precipitación diaria en España; y Demirel y otros (2007) para obtener regiones homogéneas en cuanto a los caudales mínimos en Turquía. Cabe destacar que en las tres metodologías propuestas para lograr la regionalización se tuvo en cuenta la climatología de la precipitación y la cantidad media de días secos para el trimestre de verano (Rivera 2009). Esta consideración se utilizó como criterio para definir y caracterizar las regiones encontradas con el fin de lograr regiones coherentes no sólo desde el punto de vista de la homogeneidad en la variabilidad temporal.

4. REGIONALIZACIÓN

i. Análisis de componentes principales.

Para el trimestre de verano, la regla de Kaiser propone la retención de las primeras 14 componentes, acumulando un total de 85.8% de la varianza (Tabla I), pero esta cantidad de componentes resulta excesiva e imposibilita un análisis objetivo de las mismas. Al elegir el nivel de varianza correspondiente al 75%, las 10 componentes resultantes siguieron siendo excesivas, produciendo patrones espaciales de difícil interpretación. Por lo tanto, para este trimestre se realizó el siguiente procedimiento: en base a los resultados del scree test (Figura 2) la elección más clara respecto al número de componentes corresponde al quiebre que presenta la gráfica en la tercer componente. Se consideró que estas 3 componentes rotadas no son suficientes para describir los modos de variabilidad presentes durante el trimestre de verano. Pero el resultado del scree test puede ser tomado como un número base de componentes a retener. Por lo tanto, el número mínimo de componentes que son consideradas para la rotación corresponde a 3. En el siguiente paso, se rotaron las primeras 4 componentes y se examinaron los mapas de los factores de peso resultantes. Este proceso se repitió con las sucesivas cantidades de componentes hasta acumular 10 componentes. Como resultado se obtuvo que las regiones más estables se encontraron reteniendo 8 componentes.

De esta manera, el hecho de retener las primeras 8 componentes corresponde a considerar como umbral un valor mínimo de varianza acumulada de

70% (Tabla I). Se considera que el porcentaje de varianza explicado, si bien no alcanza el valor de 75% prefijado, es adecuado para el análisis y permite separar de forma conveniente las componentes más importantes.

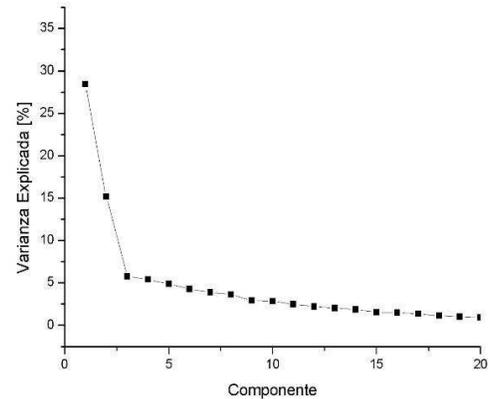


Figura 2. Scree test de las CP. Se muestran solo las primeras 20 componentes.

| CP | Autovalor | Varianza exp. (%) | Varianza acum. (%) |
|----|-----------|-------------------|--------------------|
| 1 | 17.36 | 28.47 | 28.47 |
| 2 | 9.26 | 15.18 | 43.65 |
| 3 | 3.52 | 5.77 | 49.42 |
| 4 | 3.29 | 5.40 | 54.82 |
| 5 | 2.97 | 4.87 | 59.68 |
| 6 | 2.61 | 4.28 | 63.96 |
| 7 | 2.37 | 3.89 | 67.85 |
| 8 | 2.20 | 3.60 | 71.45 |
| 9 | 1.79 | 2.93 | 74.38 |
| 10 | 1.74 | 2.85 | 77.23 |
| 11 | 1.50 | 2.43 | 79.65 |
| 12 | 1.36 | 2.19 | 81.85 |
| 13 | 1.26 | 2.02 | 83.87 |
| 14 | 1.15 | 1.86 | 85.73 |

Tabla I. Autovalores y porcentajes de varianza explicados y acumulados para las primeras 14 CP.

Para estas 8 componentes retenidas (no rotadas) se graficaron sus factores de peso con el propósito de visualizar los patrones espaciales obtenidos para cada una de ellas (Figura 3). En la Figura 3a se solaparon las regiones obtenidas mediante el contorno de $r = |0.4|$ para cada una de las componentes, mientras que en la Figura 3b se

presentan los resultados obtenidos luego de la aplicación del criterio del máximo factor de peso a cada una de las estaciones. El número asignado a cada región corresponde al orden de cada componente extraída y las letras corresponden a las diferentes sub-regiones, asignadas a regiones homogéneas ubicadas en regiones geográficas

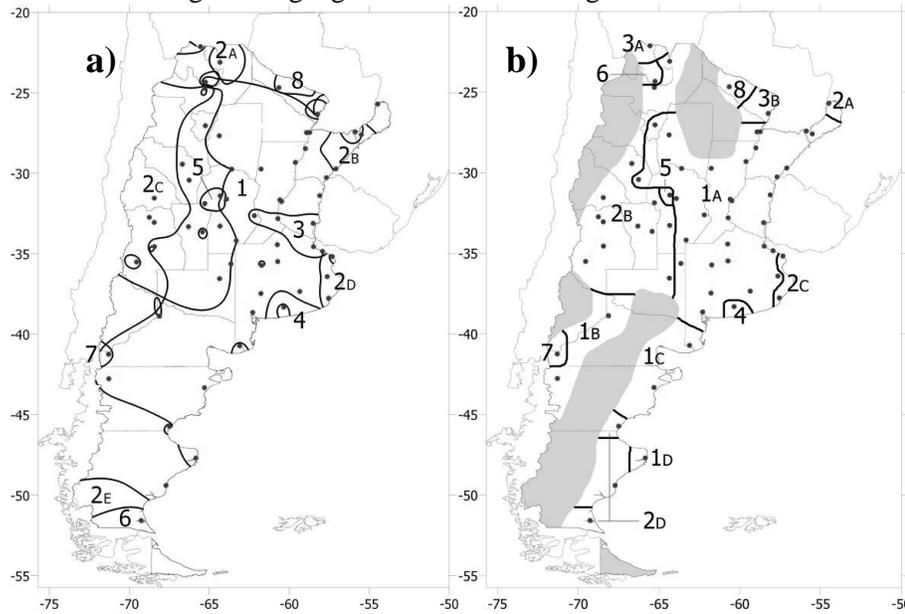


Figura 3. Regiones obtenidas mediante la aplicación de ACP previo a la rotación. El número asignado a cada región corresponde al orden de cada componente. a) Considerando como límite el contorno de $r = |0.4|$, b) Considerando como límite la regla del máximo factor de peso. Las áreas grisadas corresponden a regiones sin datos

El patrón espacial asociado a la componente 1 ocupa gran parte del territorio nacional (Figura 3b), abarcando la porción Centro-Este y el Norte de la Patagonia; mientras que el patrón asociado a la componente 2 se centra sobre la región Centro-Oeste del país. Dado que las 6 componentes restantes representan áreas homogéneas pequeñas, se considera que esta regionalización no es adecuada para el análisis. Es por ello que se procede a evaluar la regionalización obtenida luego de la rotación de las 8 componentes principales a través del método Varimax. La Figura 4 muestra los factores de peso de cada una de las componentes rotadas, las cuales representan diferentes modos geográficos de variabilidad.

La combinación de las regiones consideradas en la Figura 4 se presenta en la Figura 5, donde se puede observar que las primeras tres componentes son las que abarcan mayores cantidades de estaciones meteorológicas (Figura 5b). Se observó que las regiones obtenidas presentan muchas divisiones, en

diferentes. En el caso de regiones contiguas se propuso la división teniendo en cuenta la climatología de la precipitación y de la cantidad media de días secos para el trimestre de verano (Rivera 2009). Se observa que la interpretación de las áreas homogéneas resulta ser más clara que en la Figura 3a.

la mayoría de los casos asociadas a regiones geográficamente distantes. Esto se verificó en las regiones 2, 5 y 6. En particular las sub-regiones 6B y 6C se separaron de acuerdo a los regímenes de precipitación presentes en ambas sub-regiones (Paruelo y otros 1998). La existencia de esta gran cantidad de sub-regiones puede responder a que en verano las precipitaciones convectivas dominan gran parte del territorio nacional y su distribución espacial es errática. Estos patrones espaciales de convección errática resultan en un incremento en la heterogeneidad de las divisiones climáticas. Teniendo en cuenta que la mayoría de las sub-regiones abarca una porción pequeña del país, en algunos casos con solo una estación meteorológica, se pone en duda la representatividad de las mismas. El hecho de considerar que un número elevado de regiones no brinda una solución correcta desde el punto de vista climático radica en que si la solución cuenta con muchas regiones, la misma contendrá demasiados detalles que imposibilitarán un análisis

Regionalización de los días secos...

desde el punto de vista de la climatología sinóptica que afecte estas áreas homogéneas. Por lo tanto otros factores de escala más pequeña, como efectos

asociados a la mesoescala, deberían ser considerados para su interpretación, análisis que esta fuera de los objetivos de este trabajo.

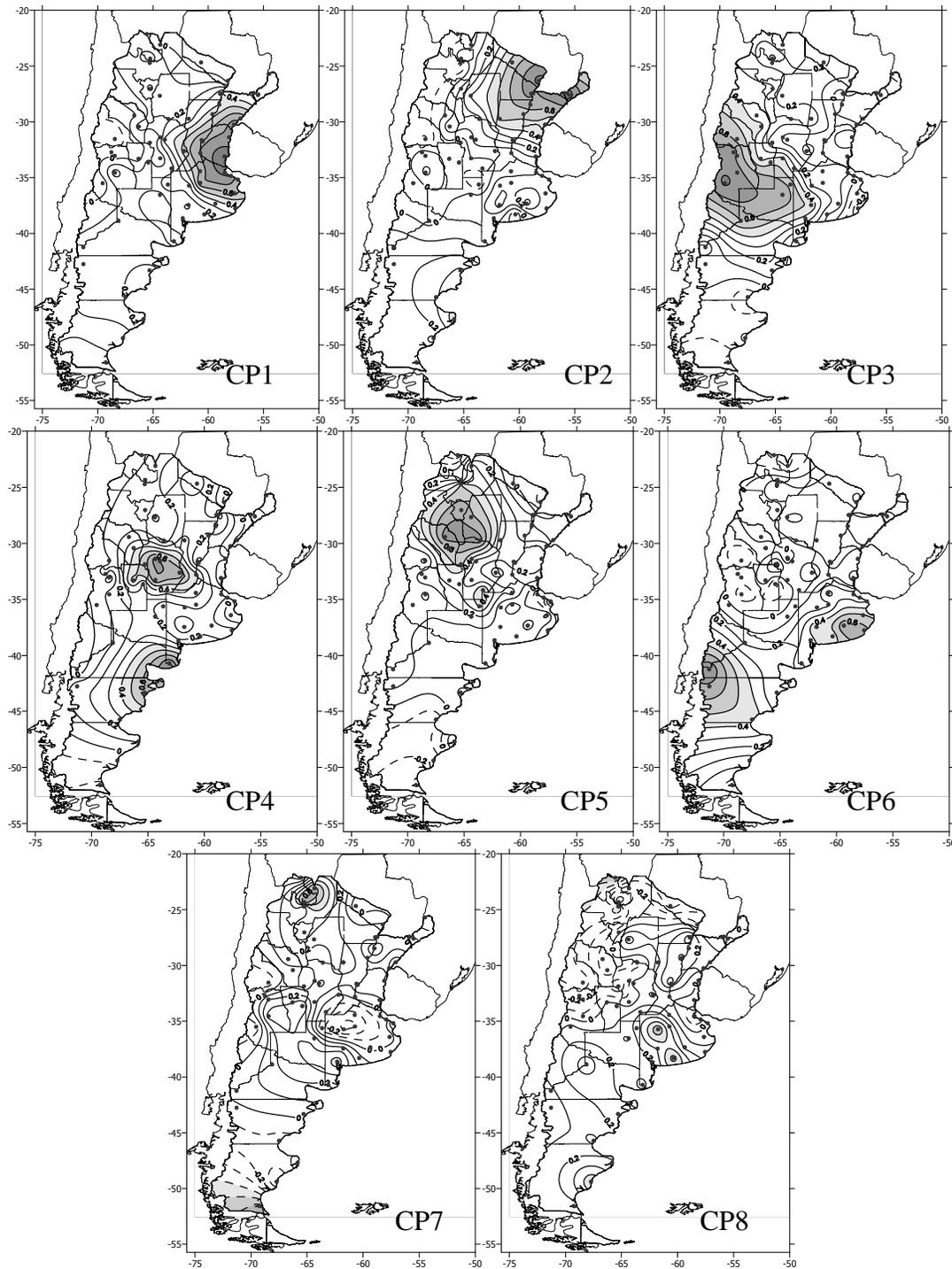


Figura 4. Distribución espacial de los factores de peso para las primeras 8 componentes principales rotadas mediante el método Varimax, obtenidas a partir de las cantidades de días secos de verano. Los valores negativos se muestran en líneas de trazos. Los valores superiores a $r = |0.4|$ se encuentran sombreados.

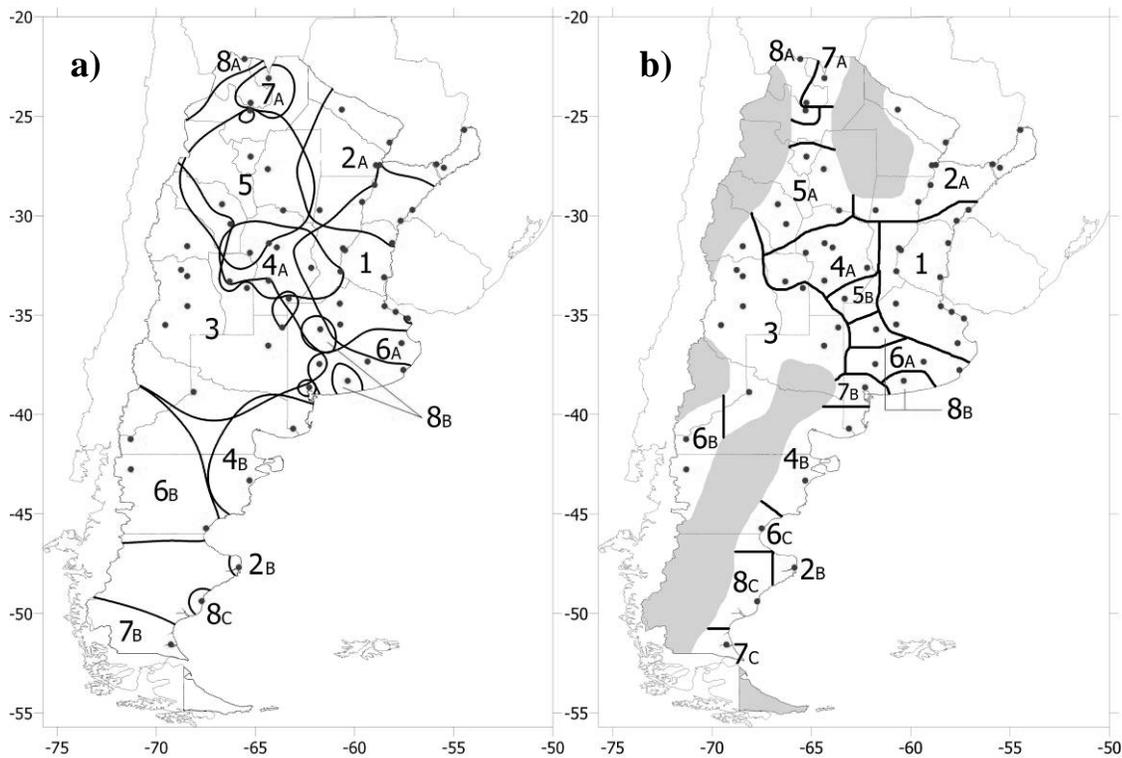


Figura 5. Ídem Figura 3 para el caso del ACP rotadas.

ii. Método de *k*-means.

Una vez analizados los resultados de la regionalización basada en ACP, se describen los resultados asociados a la aplicación del método de *k*-means, a fin de realizar una comparación posterior entre ambos métodos. Es importante destacar que la aplicación de este método en principio se realizó directamente sobre las cantidades de días secos, obteniendo en ese caso una regionalización poco satisfactoria, la cual generó grupos cuya distribución geográfica fue muy amplia (resultado no mostrado). Es por esto que se consideró la alternativa de aplicar este método utilizando como variables de entrada los factores de peso de las componentes retenidas rotadas anteriormente.

En la Figura 6 se muestra el gráfico del estadístico pseudo-F en función del número de grupos *k*. Los máximos locales en este estadístico indican un número de grupos óptimo, por lo tanto se buscó identificar estos máximos y se evaluaron las regiones obtenidas para los distintos picos, a fin de determinar la distribución espacial más adecuada respecto a la climatología. Un primer máximo aparece claramente para 5 grupos, mientras que se

observan máximos secundarios en 7, 10 y 12 grupos. En base a la evaluación de las regiones resultantes luego de la regionalización, se determinó que un total de 5 grupos presentaron una distribución razonable, la cual se muestra en la Figura 7. Cabe considerar que el número asignado a cada región no representa ningún tipo de ordenamiento jerárquico. En función de la cantidad media de días secos para el verano (Rivera 2009), la región 2 se separó en las sub-regiones 2A y 2B. A pesar de que el contraste en los valores medios de la cantidad de días secos entre las estaciones de la sub-región 4C y la sub-región 4D no es tan marcado, se optó por dividir ambas regiones de todas formas dadas las diferencias climáticas existentes en la precipitación (Paruelo y otros 1998). Lo mismo sucedió para la sub-región 4B, aunque en este caso la diferencia en las cantidades medias de días secos resulta ser más evidente respecto a la región 4D. A través de esta metodología se obtuvieron como regiones principales las regiones Centro-Este (5); Noreste (3A); del Centro y Sur Bonaerense (4B); Noroeste (2A y 2B); Centro-Oeste (1B) y Patagónica (4C y 4D), las cuales son climáticamente coherentes.

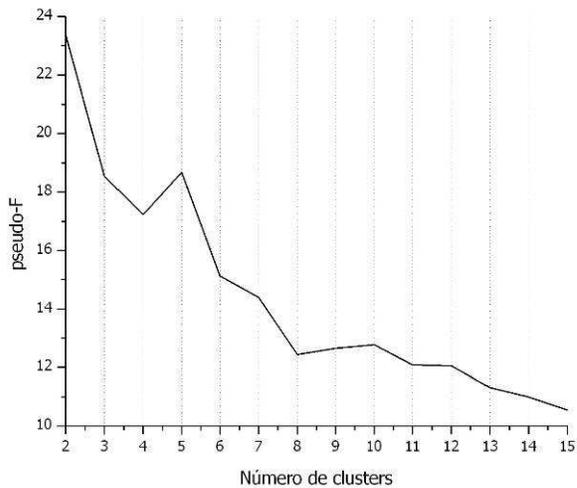


Figura 6. Resultados del estadístico pseudo-F para los distintos números de grupos.

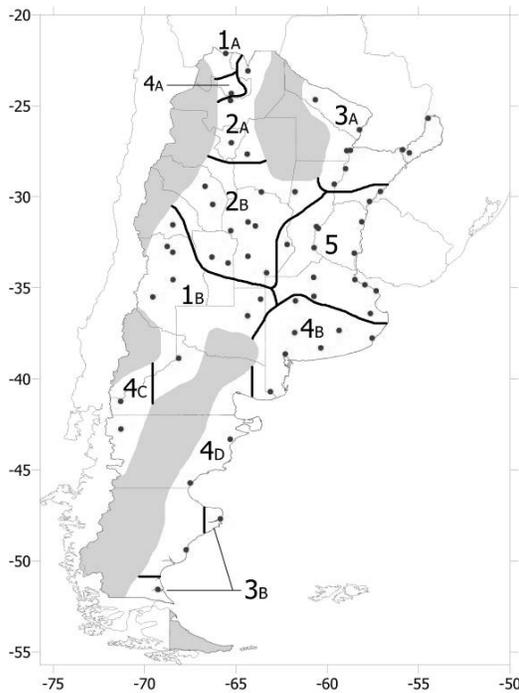


Figura 7. Regiones obtenidas mediante la aplicación del método de k-means para el trimestre de verano. Las áreas grisadas corresponden a regiones sin datos.

5. COMPARACIÓN DE LOS MÉTODOS Y DETERMINACIÓN DEL MÉTODO MÁS ADECUADO

La comparación de los resultados obtenidos a través de ACP rotadas y k-means combinado con ACP fue posible, dado que ACP utilizó la varianza contenida en la base de CP retenidas y el método de k-means fue utilizado considerando como matriz de entrada esta base de componentes, con lo cual se logró una consistencia en la información introducida en ambos métodos. Si se hubiese utilizado el método de k-means directamente sobre las cantidades de días secos, el método estaría utilizando el total de la varianza, con lo cual una comparación entre estas técnicas de regionalización podría resultar confusa.

Para el trimestre de verano aparecen algunos rasgos espaciales comunes a ambos métodos, como son las regiones del Noreste, Centro-Este, Centro-Oeste y Noroeste (Figuras 5 y 7). Se consideró que para este trimestre el método de k-means brinda los mejores resultados, dado que no presentó una distribución espacial tan heterogénea como se observa para el caso de ACP. Además, la mayoría de las sub-regiones obtenidas mediante ACP abarca una porción pequeña del país, comprendiendo en muchos casos solo una estación meteorológica, lo cual indica que el método no es adecuado en la representación de los patrones típicos de verano. A pesar de la aleatoriedad que presenta la precipitación en la mayor parte del país, se buscó definir y caracterizar las regiones desde el punto de vista de la climatología sinóptica. Esto permitirá un posterior análisis de las regiones a través del estudio de los procesos responsables de la generación de la precipitación, lo cual excede los objetivos de este trabajo.

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se determinaron regiones climáticas homogéneas desde el punto de vista de la variabilidad temporal de las cantidades de días secos de verano sobre la República Argentina. La regionalización fue llevada a cabo mediante dos métodos ampliamente utilizados en el ámbito meteorológico, el análisis de componentes principales (ACP) y el método de k-means.

El método de ACP fue utilizado en modo-S. Luego de evaluar tres criterios de corte para determinar la cantidad de componentes a retener para el análisis, se procedió a rotar las mismas mediante el método Varimax. Se evaluaron dos técnicas para la definición de las regiones, obteniendo que el criterio del máximo factor de peso permitiera una regionalización que posibilite distinguir adecuadamente las regiones obtenidas.

El método de k-means al ser aplicado directamente sobre las cantidades de días secos brindó resultados no satisfactorios. En vista de este inconveniente y con la intención de reducir las dimensiones de la matriz de entrada, el método fue aplicado sobre la base de factores de peso surgida del ACP, lo cual brindó una metodología de regionalización alternativa.

Luego de la evaluación de las regionalizaciones obtenidas a través de ambos métodos, se determina que el agrupamiento generado a partir de la aplicación del método de k-means es el más adecuado, dado que forma regiones que posibilitan un análisis desde el punto de vista de la climatología sinóptica. Para el caso de la regionalización obtenida mediante ACP, se obtienen muchas sub-divisiones, las cuales pueden responder a procesos asociados a escalas más pequeñas, como la mesoescala, y resultan en un incremento en la heterogeneidad de las divisiones climáticas. Se logró sub-dividir el territorio en regiones congruentes respecto de distintas propiedades de la variable como su variabilidad temporal y sus valores medios, lo cual dio como resultado seis regiones principales: las regiones Centro-Este; Noreste; Centro y Sur Bonaerense; Noroeste; Centro-Oeste y Patagónica, las cuales son climáticamente coherentes.

Ciertos aspectos de ambas metodologías deben ser tenidos en cuenta al momento de su aplicación, dado que las dos herramientas poseen diversas instancias en las cuales el usuario debe tomar decisiones respecto a su forma de aplicación. Tanto el número de componentes significativas retenidas para su rotación, como el número óptimo de regiones a ser generadas mediante del método de k-means, resultan de un proceso de selección subjetivo, a pesar de los criterios de corte utilizados en este trabajo. Luego, la inspección gráfica de las regionalizaciones puede ser útil al momento de determinar el número de regiones adecuado, pero

en ningún caso se obtendrá una regionalización totalmente objetiva dadas las instancias previas de cálculo. Otro aspecto a tener en cuenta es que la comparación entre las dos regionalizaciones obtenidas fue posible dado que ambos métodos retienen el mismo porcentaje de varianza respecto a la varianza contenida en los datos originales. De haber aplicado el método de k-means directamente sobre las cantidades de días secos, la comparación directa de los resultados no hubiese sido del todo adecuada.

Agradecimientos: Al Servicio Meteorológico Nacional por la provisión de los datos para la realización de este trabajo. Este trabajo fue realizado con apoyo del proyecto de investigación European Community's Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) en el marco del subsidio N°212492 (CLARIS LPB. A Europe-South America Network for Climate Change Assessment and Impact Studies in La Plata Basin); y los siguientes proyectos: UBA X170, UBA X605 y BID 1728/OC-AR-PICT 38273.

REFERENCIAS

- Anderberg, M. R., 1973. Cluster Analysis for Applications. Academic Press, 359 pp.
- Baeriswyl, P.-A. y Rebetez, M., 1997. Regionalization of Precipitation in Switzerland by Means of Principal Component Analysis. *Theor. Appl. Climatol.*, **58**, 31-41.
- Balling, R. C. y Goodrich, G. B., 2007. Analysis of drought determinants for the Colorado River Basin. *Clim. Change*, **82**, 179-194.
- Barreira, S. y Compagnucci, R. H., 2007. Sea ice concentration temporal variability over the Weddell Sea and its relationship with tropical sea surface temperature, in Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES, edited by A. K. Cooper and C. R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 029, 5 p.; doi:10.3133/of2007-1047.srp029.
- Calinski, R.B. y Harabasz, J., 1974. A dendrite method for cluster análisis. *Commun. Stat.*, **3**, 1-27.

- Cattell, R. B., 1966. The scree test for the number of factors. *J. Multiv. Behav. Res.*, **1**, 245-276.
- Chambers, L., 2001. Classifying rainfall districts: a south Western Australian study. *Aus. Met. Mag.*, **30**, 91-103.
- Compagnucci, R. H. y Vargas, W. M., 1985. Regionalización del campo de presión del mes de julio para la parte austral de Sudamérica. *Geoacta*, **13** (1), 71-79
- Compagnucci, R. H. y Araneo, D. C., 2005. Identificación de áreas de homogeneidad estadística para los caudales de ríos andinos argentinos y su relación con la circulación atmosférica y la temperatura superficial del mar. *Meteorológica*, **30** (1y2), 41-53.
- Comrie, A. C. y Glenn, E. C., 1998. Principal components-based regionalization of precipitation regimes across the southwest United States and northern Mexico, with an application to monsoon precipitation variability. *Clim. Res.*, **10**, 201-215.
- Coronato, F. y Bisigato, A., 1998. A temperature pattern classification in Patagonia. *Int. J. Climatol.*, **18**, 765-773.
- Cuadrat Prats, J. M. y Vicente-Serrano, S. M., 2004. Comportamiento de las sequías en la península Ibérica: Análisis mediante el Standardized Precipitation Index, en: García Codron y otros (Eds.) (2004). *El Clima entre el Mar y la Montaña*. Asociación Española de Climatología y Universidad de Cantabria, Serie A, nº 4, Santander.
- Demirel, M., Mariano, A. J., Kahya, E., 2007. Performing k-means analysis to drought principal components of Turkish rivers. 27th AGU Hydrology Days, Fort Collins, Colorado, March 19-21.
- Drosowsky, W., 1993. An analysis of Australian seasonal rainfall anomalies: 1950-1987. I: Spatial patterns. *Int. J. Climatol.*, **13**, 1-30.
- Fovell, R. G., Fovell, M.-Y. C., 1993. Climate zones of the conterminous United States defined using cluster analysis. *J. Climate*, **6**, 2103-2135.
- Gong, X. y Richman, M. B., 1995. On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North America east of the Rockies. *J. Climate*, **8**, 897-931.
- Green, P. E., 1978. *Analysing Multivariate Data*. The Dryden Press: Illinois, USA, 519 pp.
- Jayawardene, H. K. W. I., Sonnadara, D. U. J., Jayewardene, D. R., 2005. Spatial interpolation of weekly rainfall depth in the dry zone of Sri Lanka. *Clim. Res.*, **29**, 223-231.
- Jolliffe, I. T., 1986. *Principal Component Analysis*. Springer-Verlag. 271 pp.
- Kahya, E., Demirel, M. y Piechota, T., 2007. Spatial grouping of annual streamflow patterns in Turkey. 27th AGU Hydrology Days, Fort Collins, Colorado, March 19-21.
- Kalayci, S. y Kahya, E., 2006. Assessment of streamflow variability modes in Turkey: 1964-1994. *J. Hydrol.*, **324**, 163-177.
- Kaiser, H. F., 1958. The Varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika*, **23**, 187-200.
- Karl, T R., Koscielny, A. J. y Diaz, H. F., 1982. Potential errors in the application of principal component (eigenvector) analysis to geophysical data. *J. Appl. Meteorol.* **21**, 1183-1186.
- Lana, X., Serra, C. y Bargaño, A., 2001. Patterns of monthly rainfall shortage and excess in terms of the Standardized Precipitation Index for Catalonia (NE Spain). *Int J Climatol*, **21**, 1669-1691.
- Milligan, G. W. y Cooper, M. C., 1985. An examination of procedures for determining the number of clusters in a data set. *Psychometrika*, **50**, 159-179.

- Paruelo, J. M., Beltrán, A., Jobbágy, E., Sala, O. E. y Golluscio, R. A., 1998. The Climate of Patagonia: general patterns and controls on biotic processes. *Ecología Austral*, **8**, 85-101.
- Phillips, I. D. y Denning, H., 2007. Winter daily precipitation variability over the South West Peninsula of England. *Theor. Appl. Climatol.* **87**, 103-122.
- Raziei, T., Bordi, I. y Pereira, L. S., 2008. A precipitation-based regionalization for Western Iran and regional drought variability. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **12**, 1309-1321.
- Richman, M. B. y Lamb, P. J., 1985. Climatic pattern analysis of 3- and 7-day summer rainfall in the central United States: Some methodological considerations and a regionalization. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 1325-1343.
- Richman, M., 1986. Rotation of Principal Components. *J. Climatol.* **6**, 293-335.
- Rivera, J. A., 2009. Variabilidad espacio-temporal de los días secos en Argentina. Tesis de Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera. Universidad de Buenos Aires.
- Romero, R., Ramis, C., Guijarro, J. A. y Sumner, G., 1999. Daily rainfall affinity areas in mediterranean Spain. *Int. J. Climatol.* **19**, 557-578.
- Soulé, P. T., 1990. Spatial patterns of multiple drought types in the contiguous United States: a seasonal comparison. *Clim. Res.*, **1**, 13-21.
- Sumner, G., 1996. Daily precipitation patterns over Wales: towards a detailed precipitation climatology. *Transactions of the Institute of British Geographers, New Series*, **21** (1), 157-176.
- Vicente-Serrano, S. M., González-Hidalgo, J. C., de Luis, M. y Raventós, J., 2004. Drought patterns in the Mediterranean area: the Valencia region (East-Spain). *Clim. Res.*, **26**, 5-15.
- White, D., Richman, M., Yarnal, B., 1991. Climate regionalization and rotation of principal components, *Int. J. Climatol.*, **11**, 1-25.
- Wilks D.F., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences (Second Edition)*. Academic Press, 627 pp.

Meteorología

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS COMISIÓN DIRECTIVA

PRESIDENTE: Juan Manuel Hörler
VICEPRESIDENTE: Paula Etala
SECRETARIA: Marcela González
PROSECRETARIA: Elizabeth Castañeda
TESORERA: Josefina Blázquez
PROTESORERA: Marcela Torres Brizuela
VOCAL TITULARES: María Elena Segura
Matías Bertolotti
Alberto Flores
VOCAL SUPLENTE: Ramiro Saurral
Ernesto Moral
María Paula Llano

TRIBUNAL DE HONOR:
TITULARES: María Luisa Altinger
María Luz Duarte
Inés Velasco
Ernesto Crivelli
SUPLENTE: Mónica Marino
Beatriz Scian
COMISIÓN REVISORA DE CUENTAS
Norma Possía
María Isabel Gassmann

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS
CIUDAD UNIVERSITARIA
PABELLÓN II - PISO 2
C1428EHA BUENOS AIRES. ARGENTINA
Tel/Fax: (54)-(11)4783-4224
e-mail: meteorologica@at.fcen.uba.ar
web: www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica

Meteorología

Versión impresa
Versión en línea

ISSN 0325-187X
ISSN 1850-468X



ESTE NÚMERO HA SIDO PARCIALMENTE FINANCIADO POR EL
CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS