

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:

$$P = a_1X_1 + a_2X_2 + \dots + a_kX_k + \varepsilon$$

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 predictor 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.

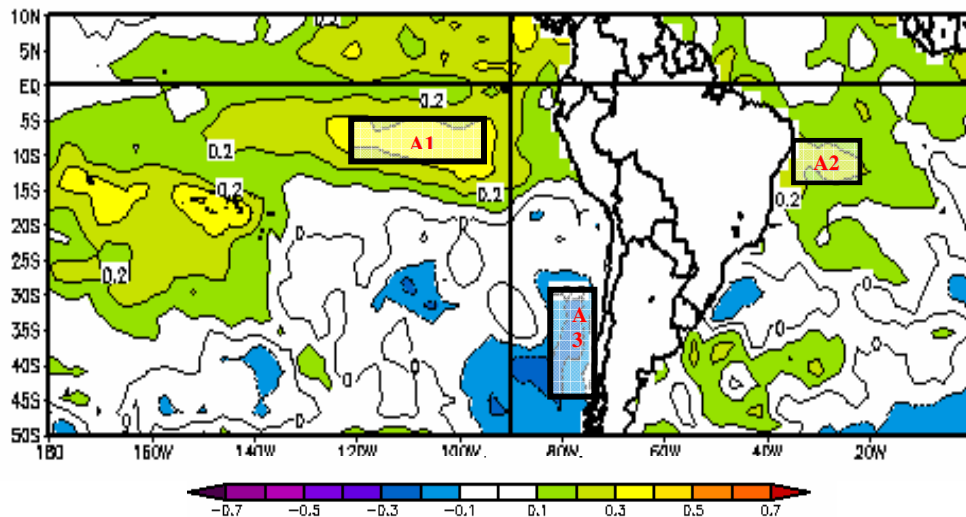


Figura 1: Correlación entre la precipitación media en DEF en AMBA y TSM en NOV

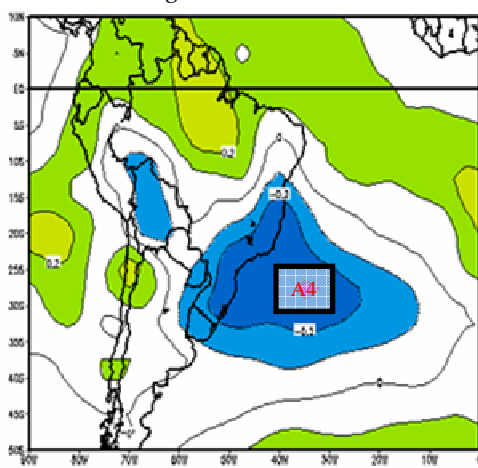


Figura 2: Correlación entre la precipitación media en DEF para AMBA y la altura geopotencial en 1000 hPa (G10) en NOV.

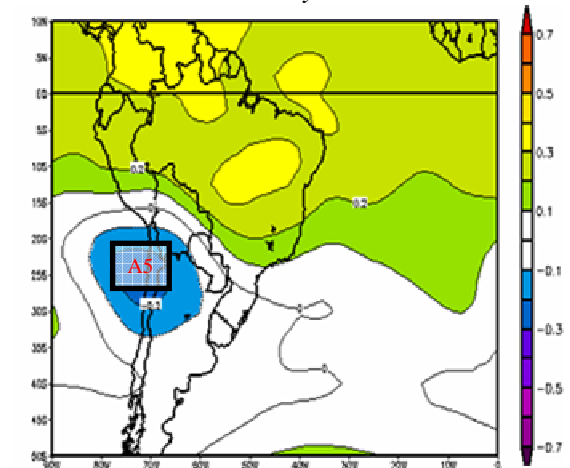


Figura 3: Correlación entre la precipitación media en DEF para AMBA y la altura geopotencial en 500 hPa (G5) en NOV.

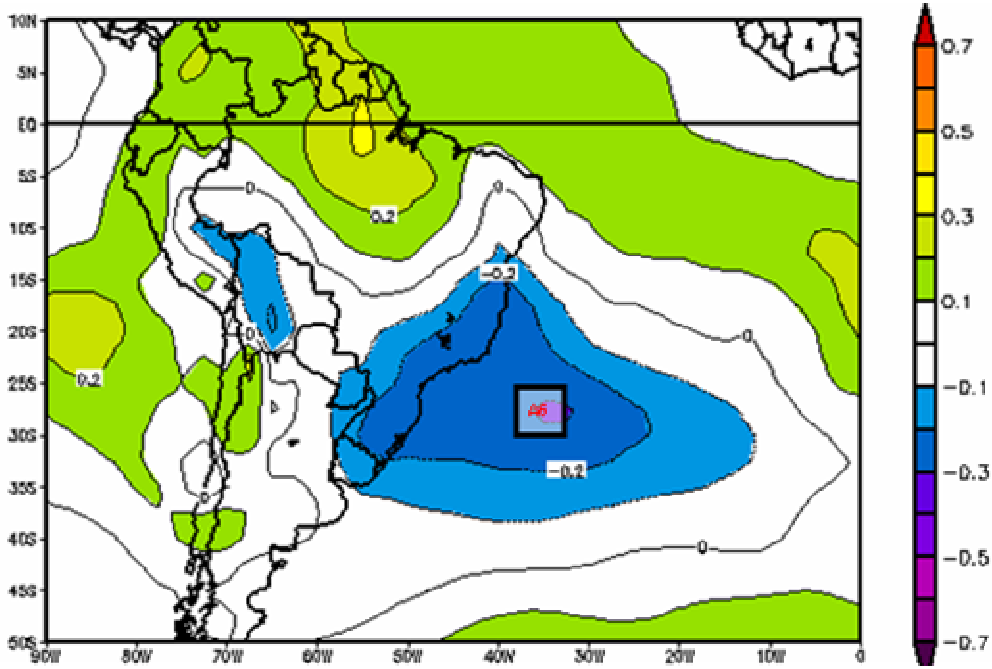


Figura 4: Correlación entre la precipitación media en DEF para AMBA y la presión a nivel medio del mar (PNM) en NOV

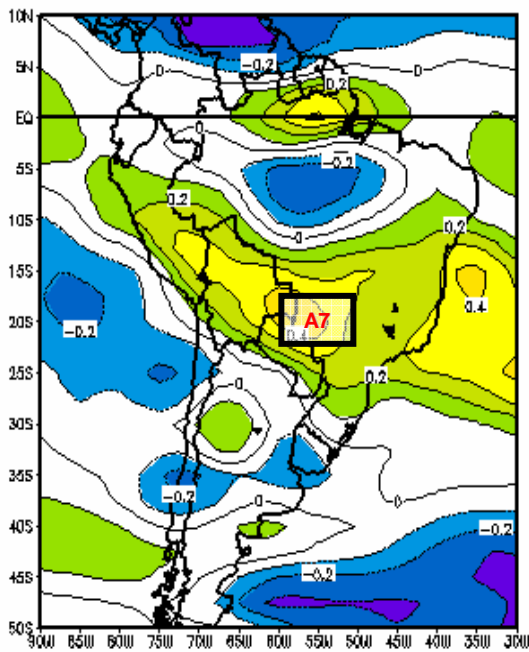


Figura 5: Correlación entre la precipitación media en DEF para AMBA y la componente zonal del viento (U) en 850 hPa en NOV

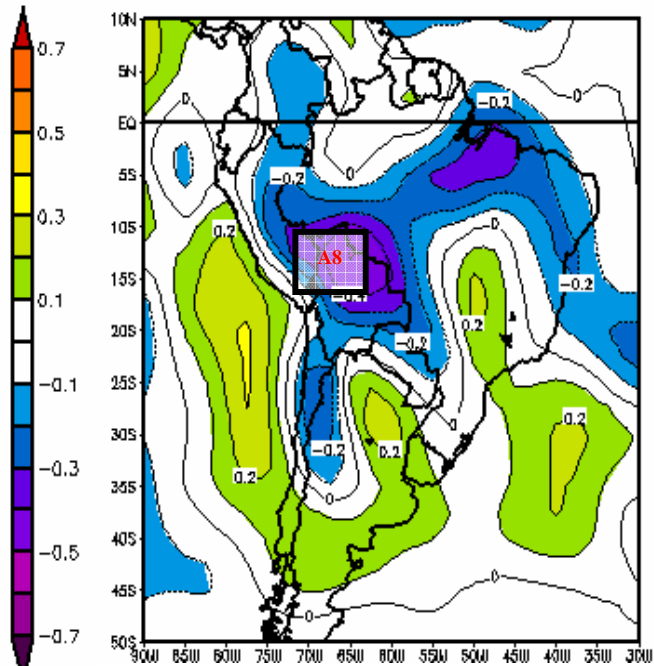


Figura 6: Correlación entre la precipitación media en DEF para AMBA y la componente meridional del viento (V) en 850 hPa en NOV.

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).

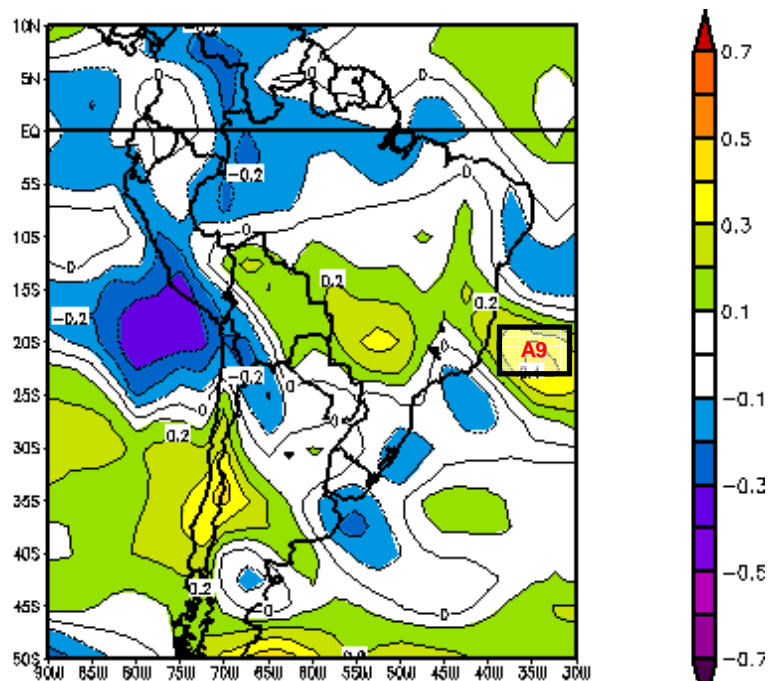


Figura 7: Correlación entre la precipitación media areal en DEF para AMBA y la humedad específica en la columna desde el suelo hasta 700 hPa en NOV

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...

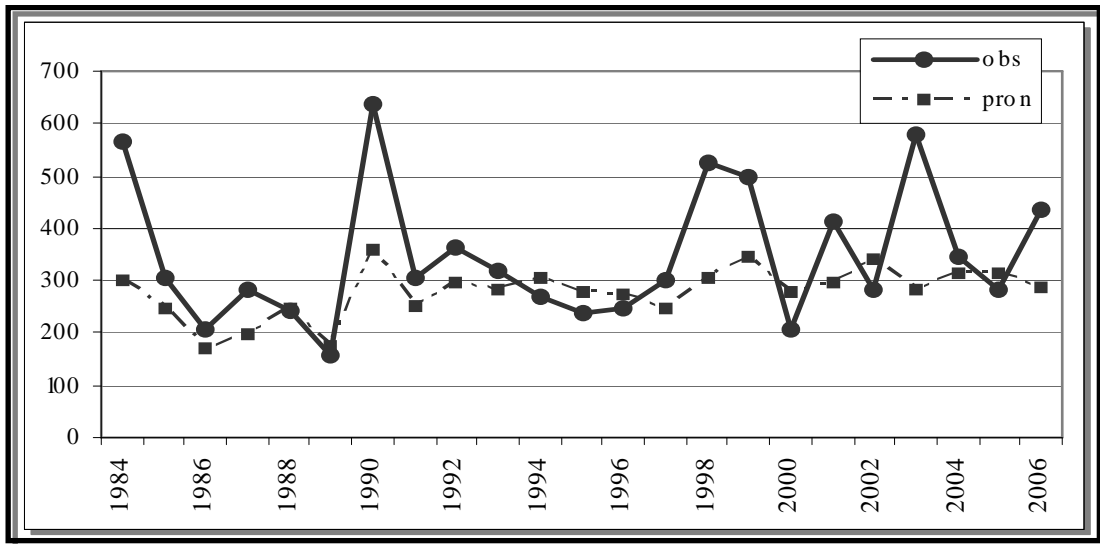


Figura 8: Precipitación acumulada en DEF para AMBA, observada y estimada por el modelo ensayado para el período 1959-1983, con los predictores en Noviembre y validado para el período 1984-2007

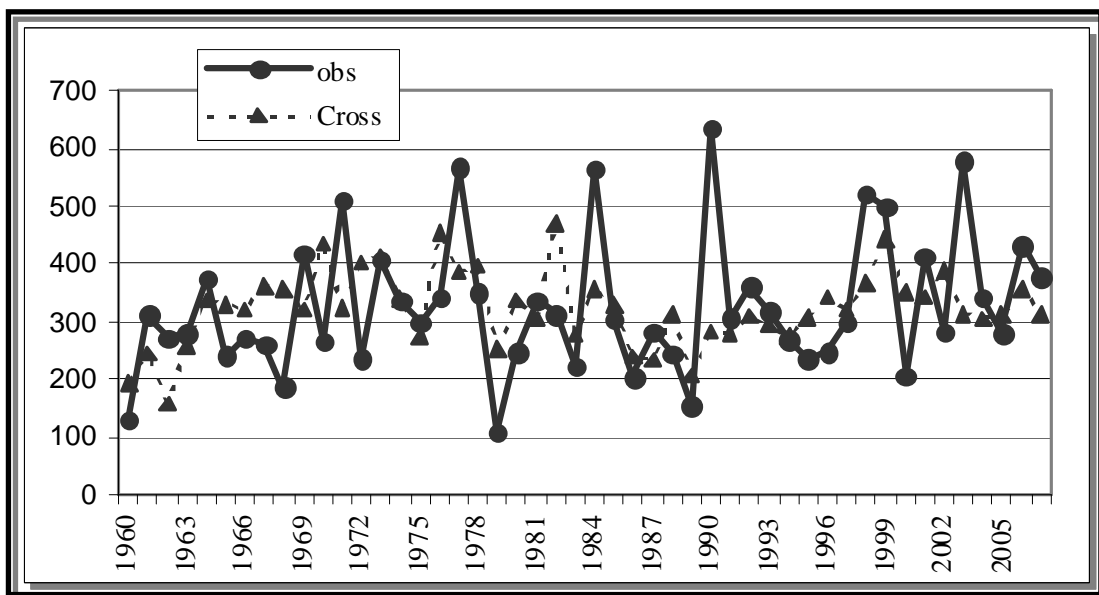


Figura 9: Precipitación acumulada en DEF para AMBA, observada y estimada por el modelo ensayado, con los predictores de noviembre con la metodología de crossvalidación.

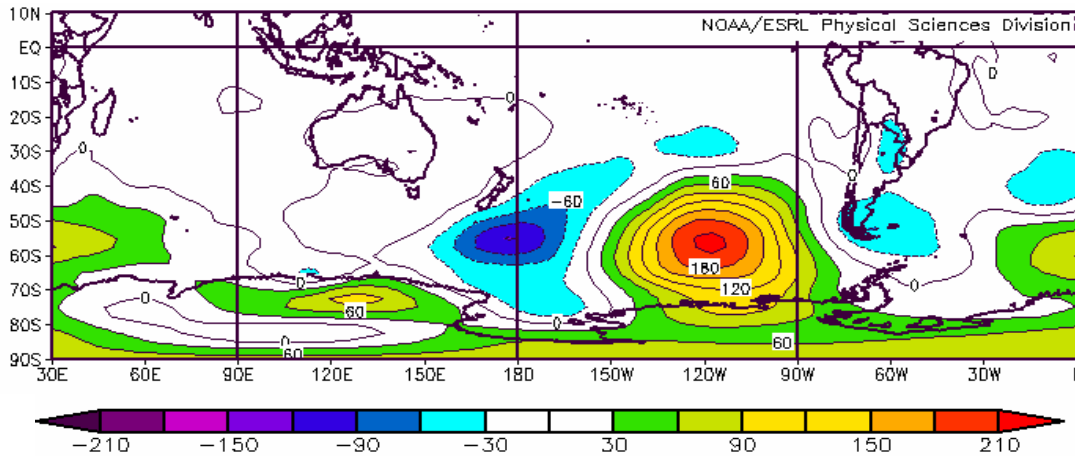


Figura 10: Campo de anomalías de altura de geopotencial en 1000 hPa, promediadas en Noviembre de 2009

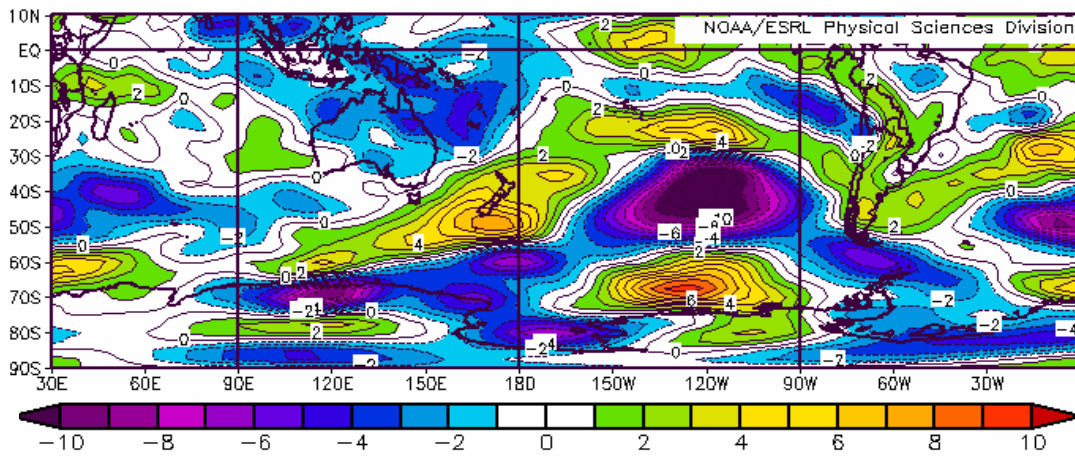


Figura 11: Campo de anomalías de viento zonal en 850 hPa, promediadas en Noviembre de 2009

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.