

Patrones de temperatura de mar y circulación atmosférica asociados a eventos húmedos y secos en el Comahue

Paula Elisa Romero¹, Eugenia María Garbarini¹ y Marcela Hebe 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; UMI-IFAECI/CNRS

E-mail: paulaelisaromero@gmail.com
eugenia.garbarini@yahoo.com.ar

RESUMEN

La región del norte patagónico está compuesta por varias cuencas: la de los ríos Limay, Neuquén, Negro y Colorado. Las dos primeras cuencas son relevantes para la generación de energía hidroeléctrica y se ubican en la zona del Comahue. Las otras cuencas son áridas, pero con valles donde prospera el cultivo de frutales. El objetivo de este trabajo es identificar patrones comunes previos y simultáneos observados en los campos de temperatura de la superficie del mar, de circulación hemisférica (geopotencial y viento en diferentes niveles) y regional (viento en capas bajas, disponibilidad de humedad) para los años secos y años húmedos. La clasificación de años en secos y húmedos se realizó teniendo en cuenta los percentiles 75 y 25 en las series de precipitación estacional promedio areal en cada cuenca para el período 1985-2012. La mayor variabilidad de la precipitación se produce durante el invierno, época en la cual también se genera la mayor cantidad de precipitación. En este trabajo se trata de establecer si existen condiciones atmosféricas y oceánicas previas al invierno de cada año que permitan anticipar la posibilidad de un año con precipitación superior o inferior a la normal esperada. Para ello se elaboraron los campos compuestos de las anomalías de distintas variables meteorológicas en el verano, otoño e invierno de los años donde se observaron precipitaciones extremas (sobre o sub normales), utilizando datos de reanálisis NCEP. Los resultados indican que los años secos se asocian a la presencia de anomalías frías en el Pacífico tropical en el verano previo, seguidos de anomalías cálidas que se intensifican en otoño e invierno, así como también anomalías cálidas en el Océano Índico desde el verano anterior y a una tendencia al Atlántico frío en la costa patagónica. Se observó, además, una intensificación del Anticiclón del Pacífico y del Atlántico en el verano anterior y un debilitamiento de las bajas subpolares en el sur patagónico en el otoño previo. Para los años húmedos se observó la configuración opuesta.

INTRODUCCIÓN

La región del norte patagónico está compuesta por varias cuencas: la de los ríos Limay, Neuquén, Negro y Colorado. Las dos primeras cuencas son relevantes para la generación de energía hidroeléctrica y se ubican en la zona del Comahue. Las otras cuencas son áridas, pero con valles donde prospera el cultivo de frutales.

La zona del Comahue presenta un régimen de precipitaciones invernales mientras que hacia el este en la Patagonia las precipitaciones son escasas, pero predominan en verano (Romero y González, 2016). La variabilidad interanual de las precipitaciones en el área total es muy grande y generalmente depende de forzantes climáticos de escala hemisférica como es la temperatura de la superficie del mar en los Océanos Pacífico, Atlántico e Índico y de los sistemas de onda de Rossby que se desplazan por el Pacífico y arriban a la cordillera de los Andes sur donde la altura moderada de la misma, permite el acceso de los frentes y la humedad hacia Argentina.

Como la variabilidad interanual está relacionada con los distintos forzantes climáticos (González et al, 2015) y esto se ve afectado en las actividades económicas de la región el objetivo de este trabajo es identificar patrones comunes previos y simultáneos observados en los campos de temperatura de la superficie del mar, de circulación hemisférica (geopotencial y viento en diferentes niveles) y regional (viento en capas bajas, disponibilidad de humedad) para los años secos y años húmedos.

Otro factor que también influye en la variabilidad de la precipitación estacional son los forzantes climáticos de gran escala. Para ello, se procedió a estudiar el impacto de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), El Dipolo del Océano Índico (DMI), la Oscilación Antártica (AAO) y el Dipolo del Océano Atlántico Sur (SAODI). Para el ENSO se utilizó el índice ENSO 3.4, construido usando la TSM media del Hadley Centre (Had1sst1) en la región del Pacífico ecuatorial conocida como Niño 3.4 (5°N-5°S; 170°O-120°O). A partir de estos datos se calcularon las anomalías de TSM.

A pesar de ser el ENSO el principal forzante, las anomalías de TSM en el Océano Índico también son relevantes ya que generan ondas de Rossby que se propagan de forma meridional hacia latitudes medias desde los trópicos (Kidson, 1999; Mo, 2000; Peagle y Mo, 2002). Saji y otros (1999) caracterizaron el “Dipolo del Océano Índico” (DMI) con una fase positiva en la cual se registran temperaturas más frías de lo normal en la región tropical este del Océano Índico y temperaturas más cálidas de lo normal en la región tropical oeste. En América del Sur, el DMI causa un patrón dipolar de anomalías de precipitación entre la y Brasil central, reduciendo la precipitación sobre Brasil central y aumentándola sobre la cuenca subtropical del Plata durante la primavera (Chan, et al; 2008) Esta teleconexión se debe a que la propagación de la energía de estas ondas planetarias es aproximadamente sobre el camino del tren de ondas de Rossby (Hoskins y Karoly, 1981). La intensidad del DMI está representada por el índice DMI considerando el gradiente de anomalías de TSM entre la cuenca noroeste (NO) (50°E-70°E; 10°S-10°N) y sudeste (SE) del Océano Índico ecuatorial (90°E-110°E; 10°S-0°N). El índice es positivo (negativo) durante la fase positiva

(negativa) del Dipolo. Los datos fueron obtenidos de la Agencia Japonesa de Ciencias del Mar y la Tierra y Tecnología (JAMSTEC).

En el océano Atlántico, Nnamchi y otros (2011) definieron el Dipolo del Atlántico Sur (SAODI) caracterizado por una fase positiva definida como el calentamiento de la zona noreste y el enfriamiento de la zona sudoeste del Atlántico tropical sur. El índice se construyó realizando la diferencia entre el promedio de la anomalía de TSM a partir de la media 1950-2008 en la cuenca noreste (10°E-20°O, 0°-15°) y sudoeste (10°-40°O, 25°-40°S) del Océano Atlántico Sur. Al tener este dipolo una periodicidad de aproximadamente 8 meses, es capaz de influenciar la variabilidad de la precipitación interanual

Por último, La Oscilación Antártica es un patrón hemisférico de forma anular con fase positiva definida por anomalías negativas de presión en los alrededores del polo sur y bajas subpolares y la presencia de centros de anomalías positivas formando anillos alrededor de las altas subtropicales (Thompson y Wallace, 2000). En la fase positiva aumenta el viento zonal en latitudes altas, disminuye el intercambio de calor entre los polos y latitudes medias y por lo tanto previene a los frentes de desplazarse meridionalmente a lo largo del océano Pacífico sur hacia el noreste de Argentina. Por otro lado, durante la fase negativa el viento zonal decrece, el intercambio de calor entre latitudes es mayor y los frentes pueden desplazarse con mayor libertad hacia el norte. Para estudiar este fenómeno se utilizó el Índice de la Oscilación Antártica (AAO) definido por Nan y Li (2003) como la diferencia entre las anomalías de presión sobre el nivel del mar a partir de la media 1979-2000 (PNMA) entre 70°S y 40°S. En Argentina, González y Vera (2010), González et al. (2010), Domínguez y González (2013) y González (2013, 2015) han encontrado una importante relación entre la fase negativa de la AAO con las lluvias invernales en la zona de Comahue.

DATOS Y METODOLOGÍA

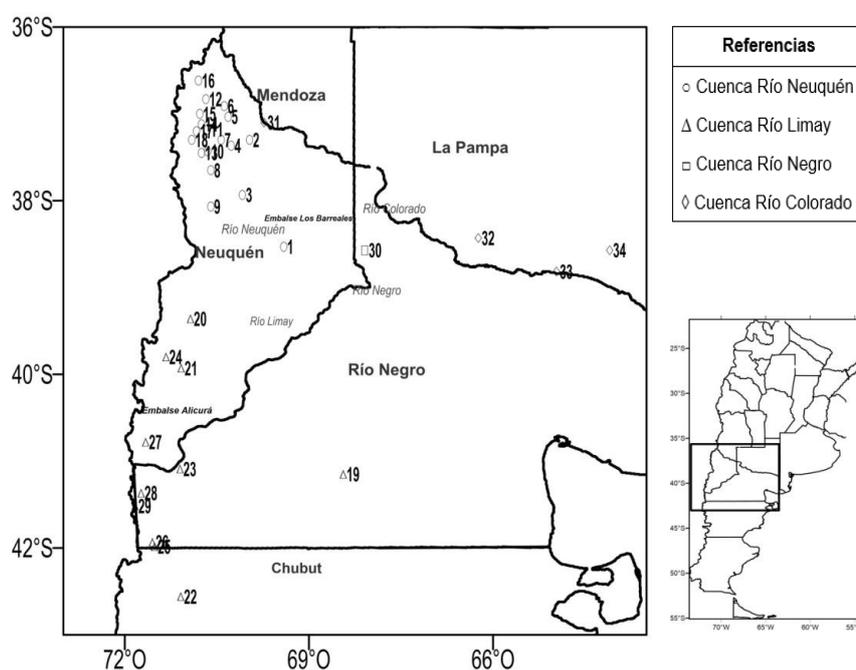


Figura 1.- Estaciones de precipitación utilizadas en el estudio

La región de estudio abarca 4 cuencas principales, Limay al sur, Neuquén y Colorado al norte y al este la cuenca del Río Negro. Se utilizaron las series de precipitación media mensual y precipitación acumulada

anual proveniente de 34 estaciones que se ubican en la región meridional comprendida entre los 35°S y 43°S para el período 1985-2012 (Figura 1). Estos datos provienen de diversas fuentes, entre ellas: Servicio Meteorológico Nacional (SMN), Sub Secretaría de Recursos Hídricos de la Nación, la Autoridad Interjurisdiccional de las cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Negro (AIC), Comité Interjurisdiccional del Río Colorado (COIRCO).

En primer lugar, se estudió el ciclo anual en cada cuenca considerando las series promedio mensuales en el período de registro.

Para la clasificación de los extremos hídricos se consideraron las series de precipitación anual acumulada en 34 estaciones. Estas series fueron utilizadas para clasificar cada año, calculando el percentil 25 y el 75. Estos dos valores sirvieron como umbrales para clasificar los años en húmedos (valor que supera el tercer cuartil) y secos (menor que el primer cuartil). Luego los años fueron clasificados como secos, húmedos o normales si el mayor número de estaciones dentro de la cuenca tuvieron ese año precipitación anual menor que el percentil 25, mayor que el percentil 75 o un valor entre ambos, respectivamente. En una última instancia, los años que se tomaron como extremos (años secos y húmedos) son aquellos años que fueron coincidentes tanto en la cuenca del río Limay como en la cuenca del río Neuquén.

Para los años clasificados previamente como secos y húmedos se calcularon las anomalías mensuales respecto de la media en el período 1985-2012 para cada una las cuencas.

Con el fin de determinar los patrones previos que permitan establecer la posibilidad de un evento extremo, se elaboraron los campos compuestos de las anomalías de : temperatura superficial del mar (TSM) en superficie, Geopotencial en 500 hPa, viento zonal y meridional en el nivel de 850 hPa y agua precipitable en 700 hPa en los meses anteriores a los extremos hídricos (es decir, analizando trimestralmente desde Diciembre a Febrero (DEF), Marzo a Mayo (MAM) y Junio a Agosto(JJA)) tanto para los años secos como para los húmedos utilizando datos de reanálisis NCEP.

Para estudiar los forzantes climáticos, se analizaron los índices mensuales ENSO, Dipolo del Índico (DMI), Dipolo del Océano Atlántico Sur (SAODI), y Oscilación Antártica (AAO) para los años secos y húmedos previamente clasificados. Por último se realizó un promedio del valor de cada índice para la totalidad de años secos y años húmedos con el fin de estudiar su comportamiento asociado a la precipitación estacional de estos años.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Evolución del ciclo medio anual de la precipitación

La Figura 2 muestra la evolución anual de la precipitación mensual en la región del Comahue. Los resultados muestran que esta región presenta un ciclo anual muy marcado con máximo en invierno, especialmente en junio en las cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Colorado mientras que en el Río Negro existen 2 máximos relativos: uno en mayo y otro en octubre. La precipitación disminuye sustancialmente en los meses de verano en todas las cuencas.

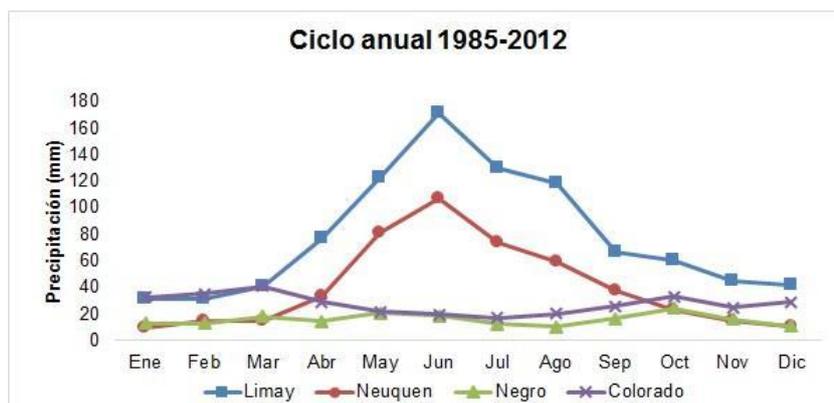


Figura 2.- Ciclo anual de la precipitación en la región del Comahue para el período 1985-2012.

Clasificado de los extremos hídricos

En esta sección se consideraron las series de precipitación acumulada anual de las 34 estaciones y se calcularon los percentiles 25 y 75 de cada estación. De este análisis se puede observar en la Figura 3 que los percentiles 75 y 25 aumentan hacia el oeste y hacia el sur.

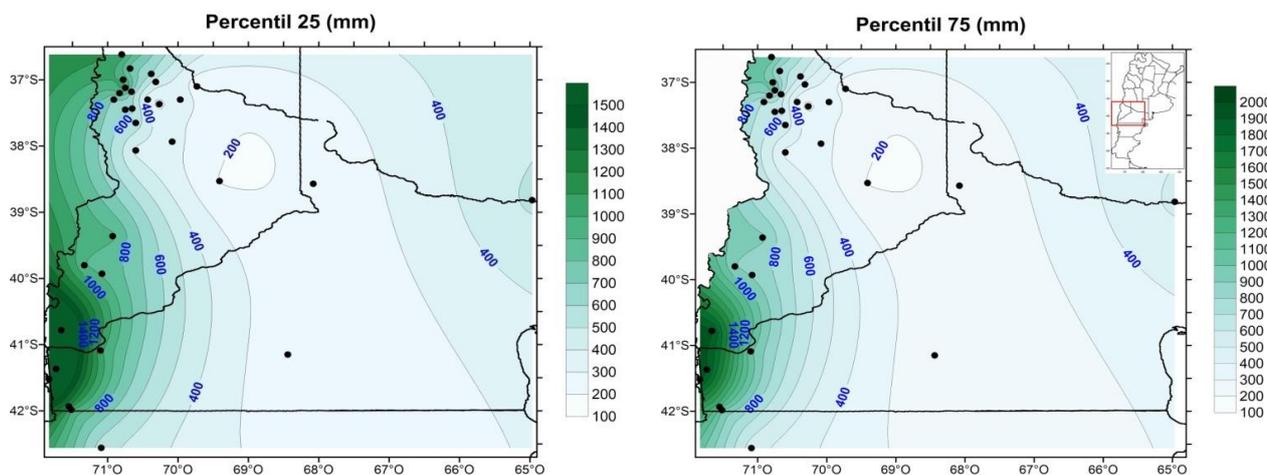


Figura 3.- Percentil 25 (izquierda) y percentil 75 (derecha) de la precipitación acumulada anual (en mm).

Luego tomando como umbrales los percentiles de la Figura 3, se clasificó en años secos, normales y húmedos si el mayor número de estaciones dentro de la cuenca tuvieron ese año precipitación anual menor que el percentil 25, mayor que el percentil 75 o un valor entre ambos, respectivamente.

Como resultado del clasificado de los extremos hídricos se observó que los años 1988, 1989, 1996, 1998, 2003, 2007, 2010, 2011 y 2012 fueron clasificados como secos tanto en la cuenca Limay como Neuquén, mientras que los años 1993 1994 1997 2001 2002 2004 2005 2006 fueron clasificados como húmedos, también coincidentes en ambas cuencas.

Evolución de las anomalías mensuales de la precipitación

Para los años clasificados previamente como secos y húmedos se calcularon las anomalías mensuales respecto de la media en el período 1985-2012 para cada una de las cuencas. En la cuenca del Limay, en los años secos las mayores anomalías se dan en los meses de invierno. La mayor anomalía positiva se detecta en junio en el año 2003, mientras que la mayor anomalía negativa se detecta en el mismo mes pero del año 1998. Para la misma cuenca pero para los años húmedos las anomalías no es tan marcada como en los años secos. Si bien se ven que en los meses de invierno se dan las mayores anomalías se puede ver un máximo de anomalía positiva el año 2002 en el mes de octubre, mientras que la mayor anomalía negativa se da en el año 2004 en el mes de mayo.

Para la cuenca del río Neuquén en los años clasificados como secos hay mayor cantidad de anomalías negativas en los meses de lluvia con un máximo de anomalía negativa en el mes de junio del año 1998 mientras que para el mismo mes, pero del año 2003 se registro un máximo de anomalía positiva.

Para los años húmedos se puede ver anomalías positivas en los meses de lluvia con un máximo en el año 2002 del mes de agosto mientras que en el año 2006 para el mismo mes tiene la mayor anomalía negativa.

En la cuenca del río Colorado para los años secos, las mayores anomalías se dan en los meses de verano y en los de primavera, teniendo un doble máximo de anomalía positiva: uno en el mes de enero para el año 2011 y otro máximo en el mes de septiembre del año 1988, mientras que en el mes de febrero del año 2003 se registra el máximo de anomalía negativa. Además, para esta cuenca se registraron mayor cantidad de series con anomalías negativas que positivas.

Para los años húmedos se observó un máximo de anomalía positiva en el mes de marzo para el año 2004 y otro en diciembre del año 2005 mientras que para el mismo año en el mes de marzo se obtuvo un máximo de anomalía negativa. Además, se observa mayores anomalías positivas que negativas.

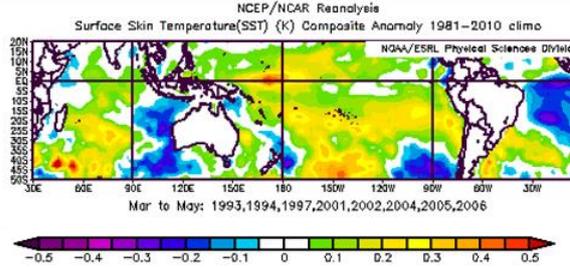
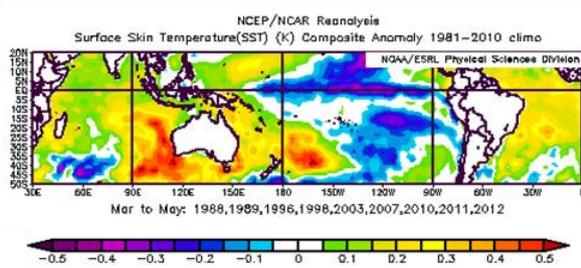
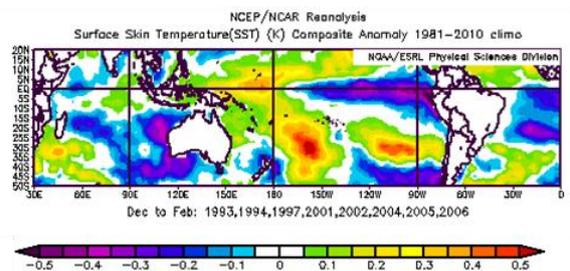
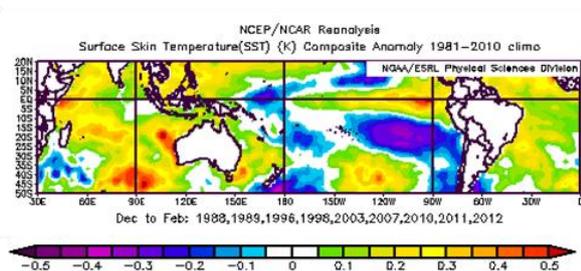
Los forzantes de variabilidad interanual de la precipitación

El propósito de esta sección es observar las condiciones previas que presenta la atmósfera previamente a la predicción de un evento extremo con el fin de establecer la ocurrencia de un escenario más propenso para su

desarrollo. Cabe aclarar que se ha denominado extremo húmedo (seco) a aquellos años en que la precipitación anual acumulada superó al percentil 75 (fue inferior al percentil 25) de la serie de precipitación anual de todo el período de registro. Para ello, se elaboraron los campos compuestos de las anomalías de: temperatura superficial del mar (TSM) en superficie, Geopotencial en 500 hPa, viento zonal y meridional en el nivel de 850 hPa y agua precipitable en 700 hPa en los trimestres anteriores a los extremos hídricos tanto para los años secos como para los húmedos utilizando datos de reanálisis NCEP.

Analizando los campos compuestos de TSM (Figura 4) para el trimestre DEF correspondiente a los años secos, se observó en la zona ecuatorial una fase positiva del ENSO y en el Océano Índico temperaturas más cálidas mientras que en las costas de Chile se encuentran temperaturas más frías al norte y al sur, y frío en la costa patagónica. Para el trimestre MAM durante estos años, la fase del ENSO es negativa y continúa la zona del Índico oriental cálido mientras que en las costas de Chile es cálido al sur y frío al norte. En la costa patagónica se detectan temperaturas más frías. Para JJA se intensifica la fase negativa del ENSO y sobre el Índico continúan las temperaturas cálidas, pero más débil que en MAM. Sobre las costas de Chile persisten temperaturas frías hacia el norte y cálidas hacia el sur.

Para los años húmedos se obtuvo una fase negativa del ENSO en la zona ecuatorial durante el trimestre DEF, así como también temperaturas superiores a lo normal en el Océano Índico y en las costas del norte de Chile e inferiores a lo normal en la costa patagónica chilena. Durante MAM, hay una fase positiva del ENSO presente y se observan temperaturas por encima de lo normal en las costas de Chile a excepción del sur patagónico. Para el trimestre JJA, se observa la fase positiva del ENSO, con una señal sobre el Índico más débil con respecto a MAM; y sobre las costas de Chile se observan temperaturas más cálidas hacia el norte y frías hacia el sur.



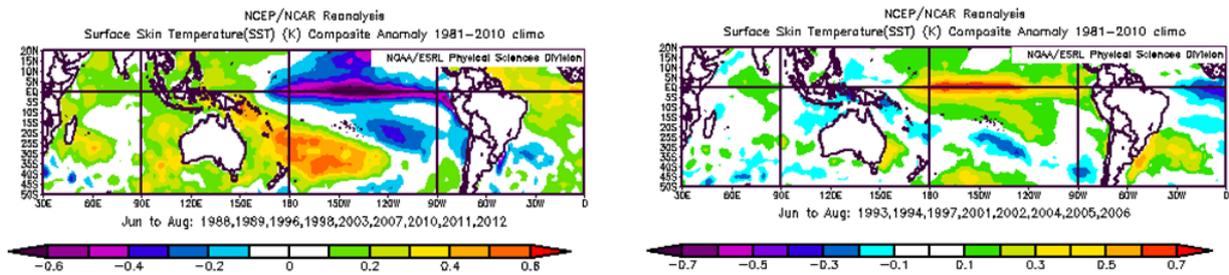


Figura 4.- Campos compuestos de Temperatura de la superficie del mar para los años secos (izquierda) y los años húmedos (derecha) en verano (primera fila), otoño (segunda fila) e invierno (tercera fila).

En el campo de Geopotencial en 500 hPa. (Figuras 5 y 6) para DEF en los años secos se detecta el Anticiclón del Atlántico y el Pacífico intensificados. Estas intensificaciones son máximas en MAM (cuando los anticiclones están más desplazados hacia el este) debilitándose en JJA. La configuración en latitudes altas también es opuesta: en años secos se observaron bajas subpolares intensificadas en el sur patagónico (con prolongación hacia el noroeste sobre el continente) y debilitadas en el Pacífico Sur. Esta intensificación de las bajas es máxima en MAM y más débil en JJA. Sólo durante el trimestre DEF de los años secos se observa la fase positiva de AAO. Para los trimestres durante años húmedos puede observarse el comportamiento opuesto a los años secos.

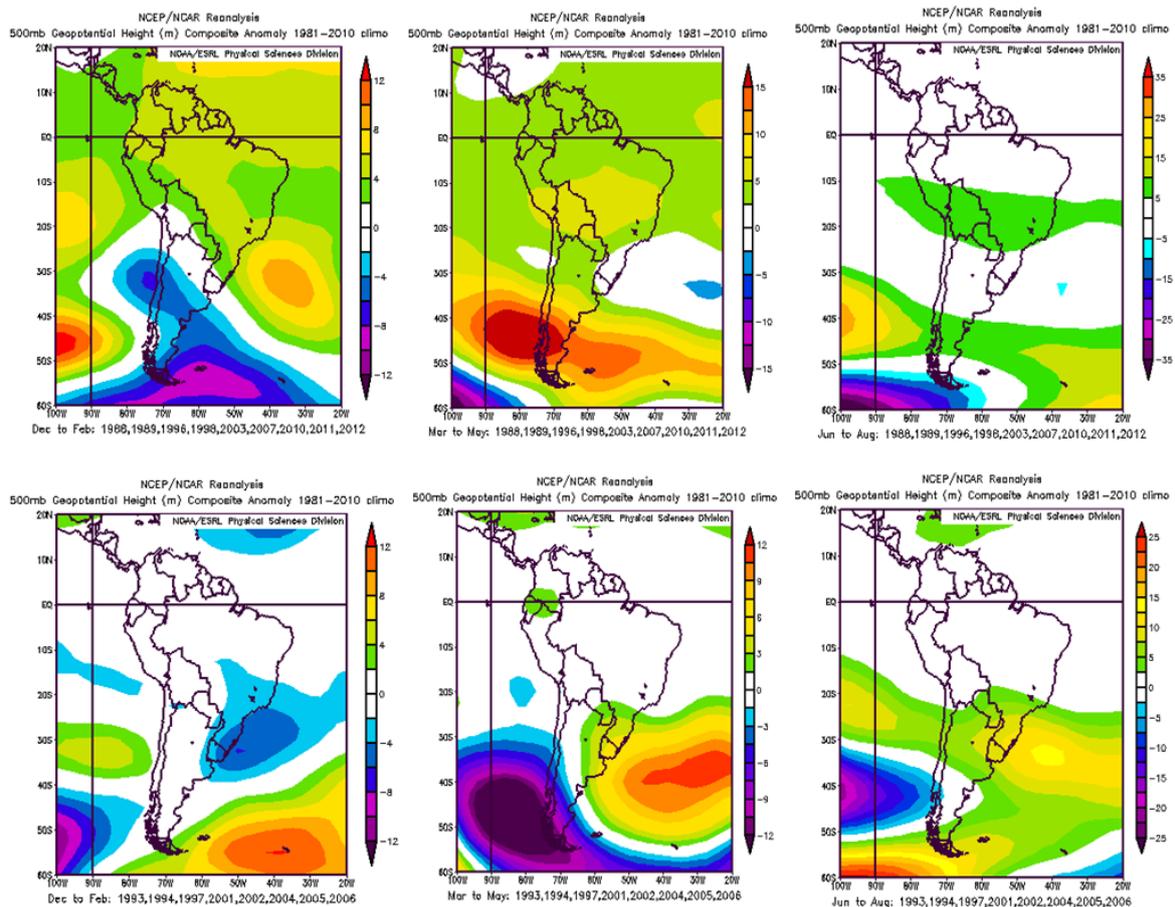


Figura 5.- Campos compuestos de Geopotencial en 500 hPa para los años secos (panel superior) y los años húmedos (panel inferior), y para verano (primera columna), otoño (segunda columna) e invierno (tercera columna).

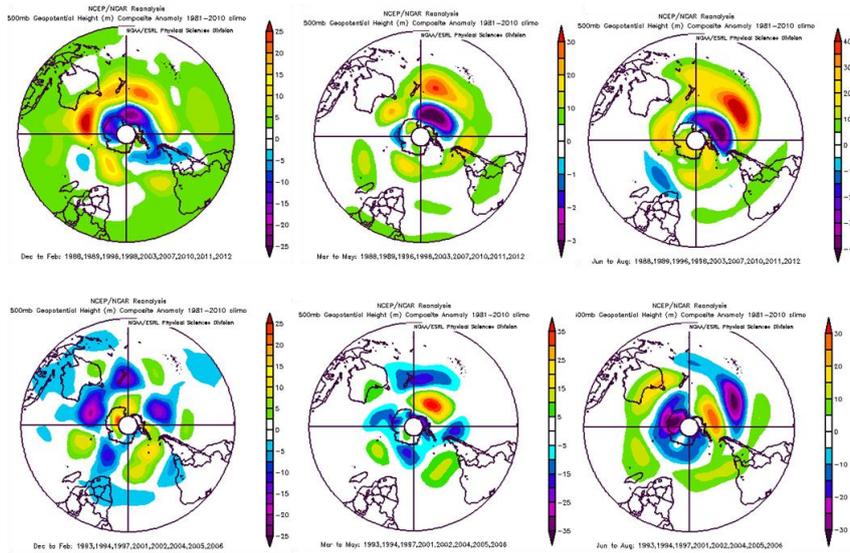
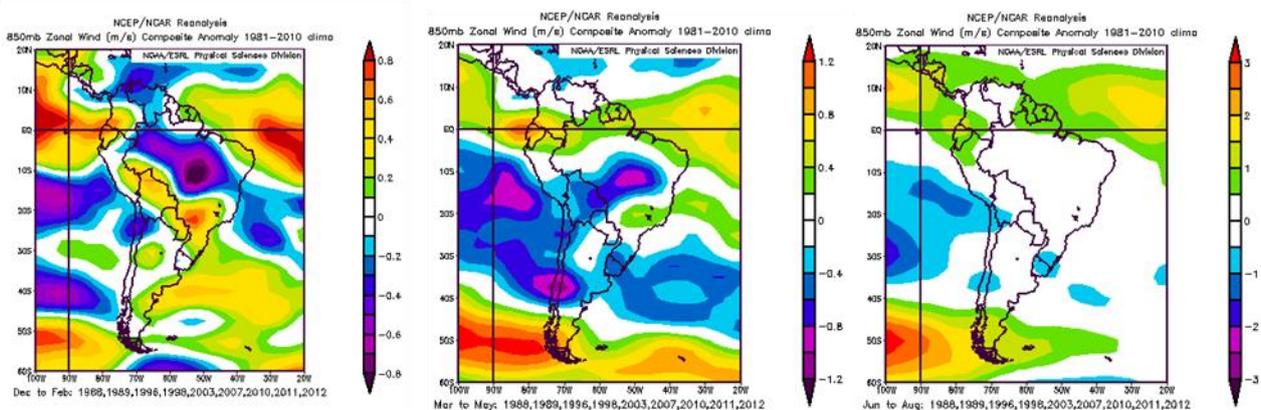


Figura 6.- Campos compuestos de Geopotencial en 500 hPa (estenográficas) para los años secos (panel superior) y los años húmedos (panel inferior) para verano (primera columna), otoño (segunda columna) e invierno (tercera columna).

Analizando el campo de viento zonal en el nivel de 850 hPa (Figura 7) en los años secos para el trimestre DEF alrededor de los 40°S se observa un debilitamiento de los oestes sobre el Pacífico y en la zona del Atlántico intensificación a la misma latitud. Sin embargo, sobre la cuenca no hay señal. Para MAM persiste el debilitamiento de los vientos oestes sobre la cuenca, aunque tendiendo a la intensificación llegando a JJA en el sur de la cuenca. Para los años húmedos se observa el patrón opuesto, evidenciándose una intensificación de los vientos oestes sobre el Pacífico y un debilitamiento sobre el Atlántico cerca de los 40°S durante el verano. Durante los trimestres MAM y JJA en los años húmedos continúa la intensificación de los oestes sobre la cuenca de estudio.



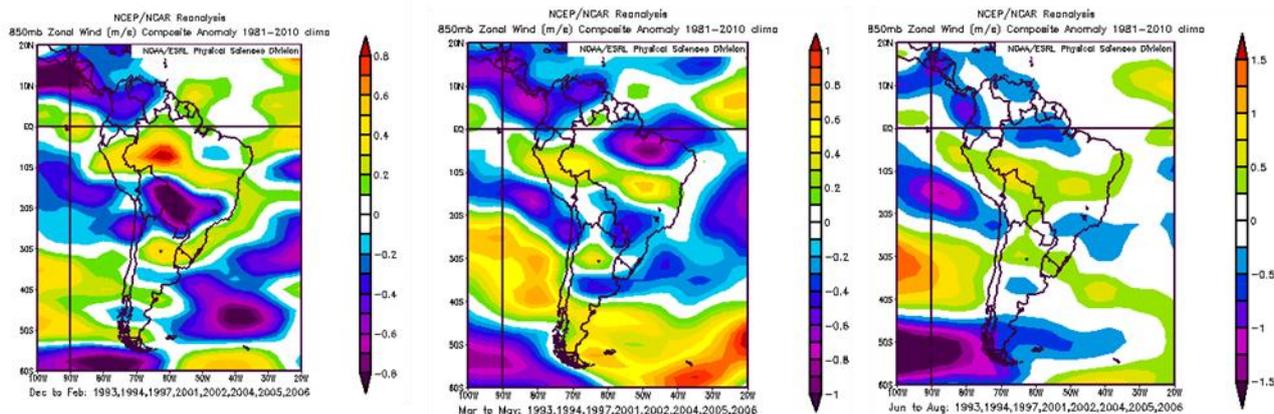


Figura 7.- Campos compuestos de Viento zonal en 850hPa para los años secos (panel superior) y los años húmedos (panel inferior), y para verano (primera columna), otoño (segunda columna) e invierno (tercera columna).

En el campo de viento meridional (Figura 8) para los años secos no se observa señal en DEF, pero si viento con componente sur en el Pacífico y viento norte en el Atlántico. Para MAM se observa una máxima intensificación con componente sur pero que se debilita para JJA. Para los años húmedos en DEF se observa viento norte sobre la cuenca mientras que para MAM y JJA la configuración es opuesta a lo observado en los años secos.

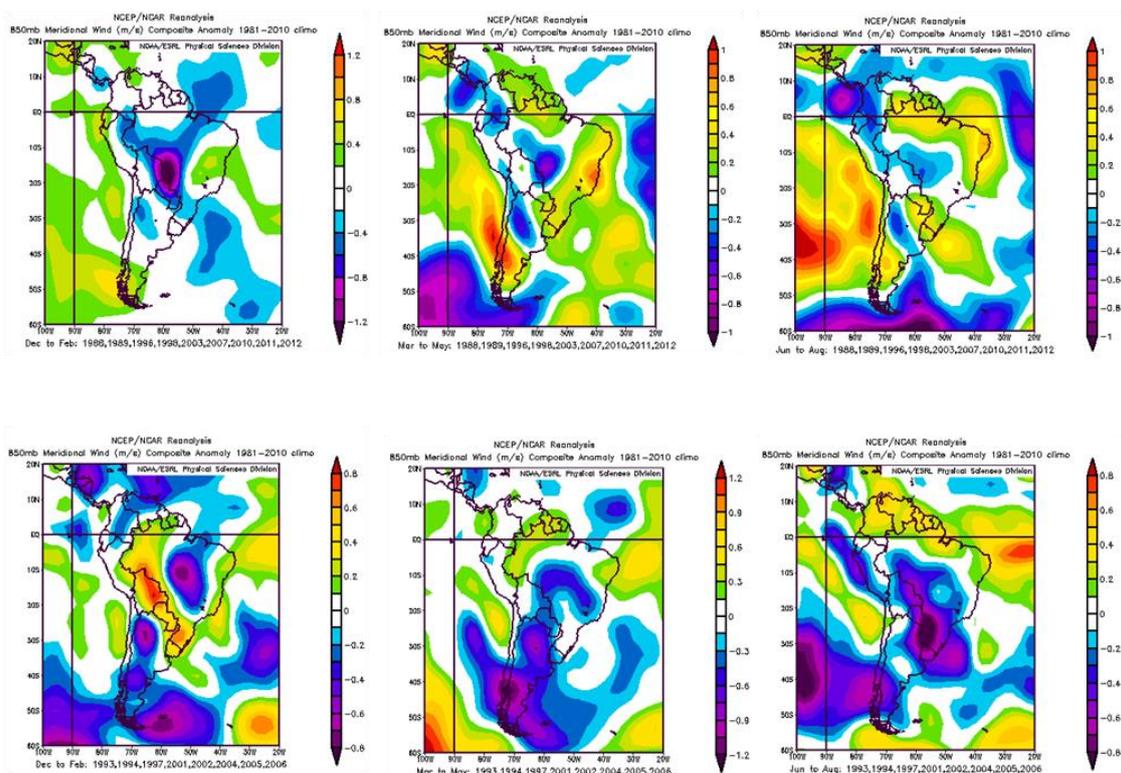


Figura 8.- Campos compuestos de Viento meridional en 850hPa para los años secos (panel superior) y los años húmedos (panel inferior), y para verano (primera columna), otoño (segunda columna) e invierno (tercera columna).

El campo de agua precipitable en el nivel de 700 hPa (Fig. 9) para los años secos no se detecta señal. En MAM se detectan anomalías negativas de vapor siendo máximas en JJA. En años húmedos en DEF hay anomalías positivas de vapor, aunque es débil la señal, persistiendo en MAM y siendo máximos en JJA.

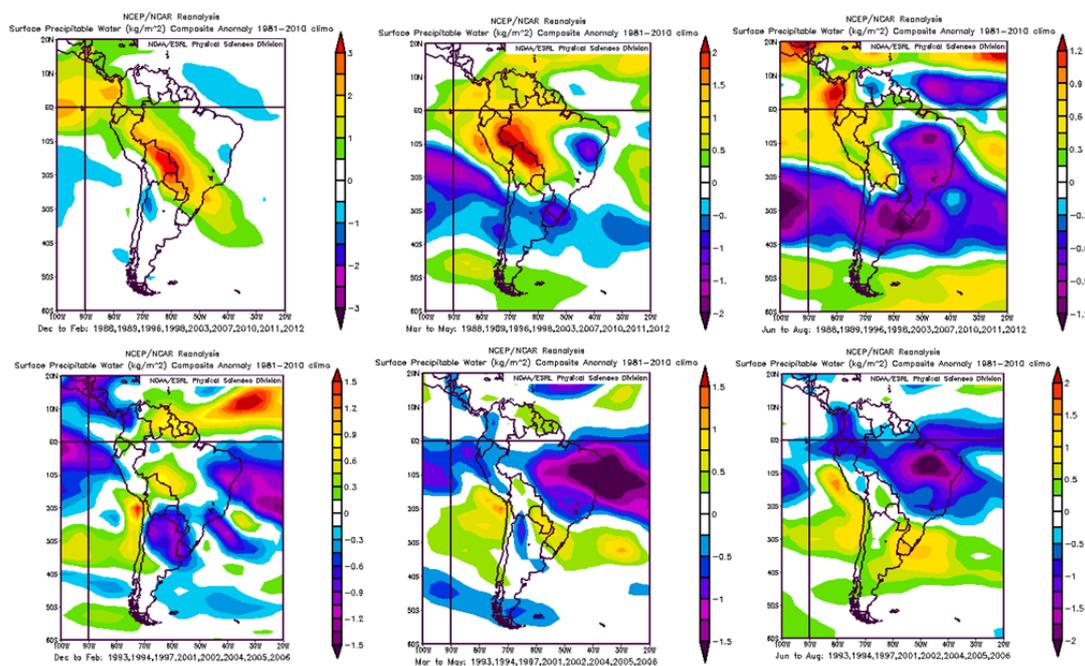


Figura 9.- Campos compuestos de Agua Precipitable en 700 hPa para los años secos (panel superior) y los años húmedos (panel inferior) para verano (primera columna), otoño (segunda columna) e invierno (tercera columna).

Por último, se estudió el comportamiento de los índices ENSO, DMI, SAODI, AAO durante los años previamente clasificados como secos y húmedos y se calculó su valor promedio en ambos casos (Figura 10).

Durante los años secos, el índice del ENSO adquiere valores positivos indicando una fase El Niño desde el comienzo del verano hasta principios del otoño. A partir del mes de marzo y hasta septiembre se evidencia una fase La Niña. El índice DMI toma valores positivos durante el verano y a partir de agosto de los años secos, mientras que desde abril hasta julio es levemente negativo. Por su parte, el índice SAODI es positivo durante el verano y se vuelve negativo a fines del mismo. Luego, durante los meses de otoño e invierno de los años secos, toma valores positivos indicando un calentamiento de la zona noreste y enfriamiento de la zona sudoeste del Atlántico tropical sur. Por último, el índice de la AAO durante los años secos presenta valores positivos desde el comienzo del verano hasta septiembre, evidenciando un aumento del viento zonal en latitudes altas.

Durante los años húmedos del registro, se ve el comportamiento opuesto en la mayoría de los índices. El índice ENSO adquiere valores negativos durante el verano y luego a partir del otoño muestra valores positivos indicando la presencia de una fase El Niño durante los meses de lluvia. Para el caso del índice DMI, se puede ver una fase negativa del dipolo en los meses de verano y una fase positiva en otoño e invierno, abarcando los meses de lluvia de la región de estudio. El índice SAODI, durante los años húmedos, adquiere valores negativos durante todos los meses, indicando un patrón inverso al observado durante los

meses de lluvia en los años secos. Por último, el índice de la AAO toma valores negativos a comienzos del verano, alcanzando valores positivos durante otoño e invierno.

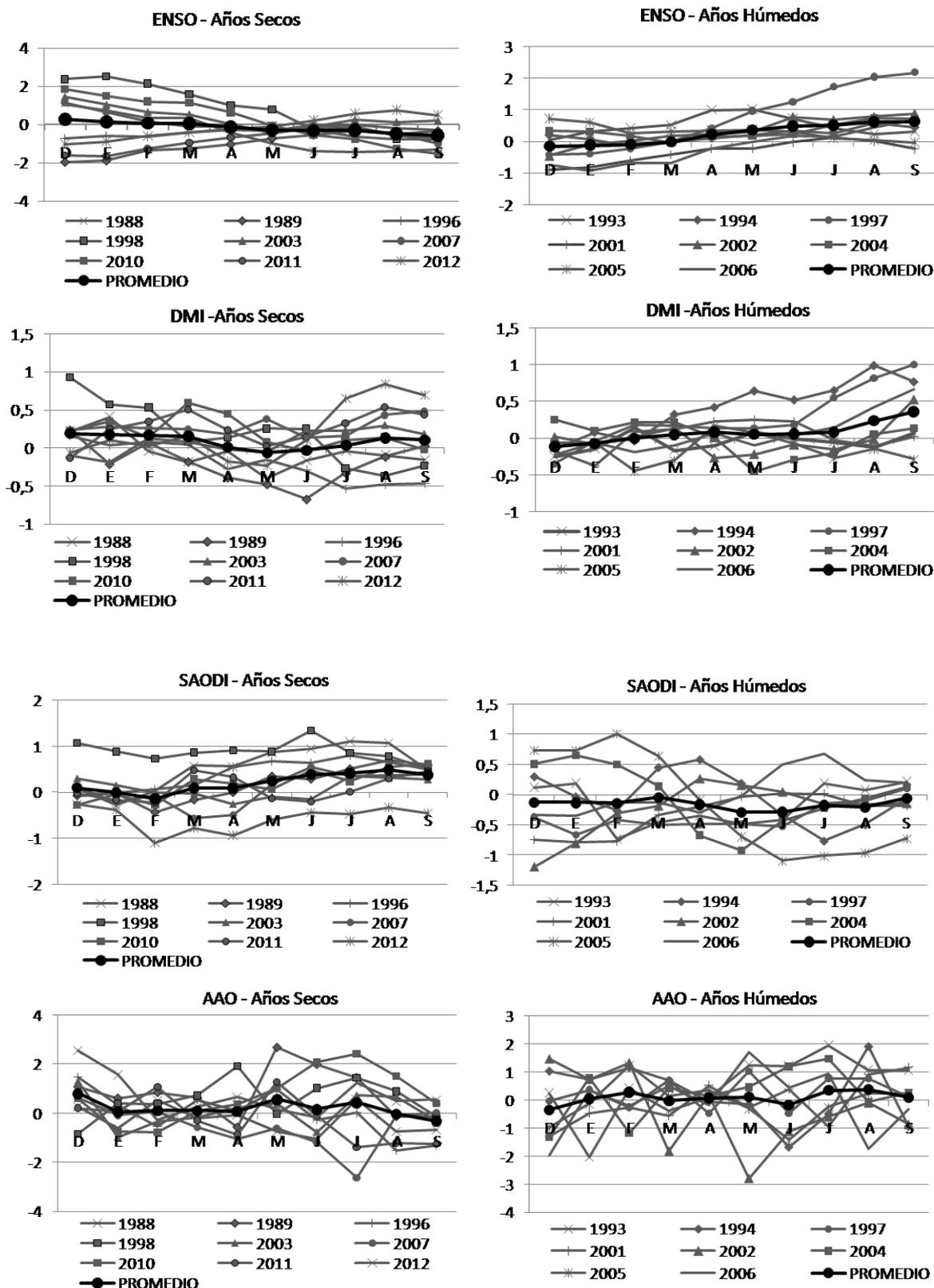


Figura 10 – Valores mensuales de los índices y su promedio para los años secos y húmedos.

CONCLUSIONES

Se consideraron 4 cuencas del norte patagónico correspondientes a los ríos Limay, Neuquén Colorado y Negro. El estudio del ciclo anual de precipitación mostró máximos de precipitación en los meses de invierno para las cuencas Limay y Neuquén mientras que para las cuencas de los ríos Colorado y Negro poseen un doble máximo en los meses de transición. Se observó que los excesos y déficits de lluvia se producen principalmente en la época invernal que es cuando la precipitación es máxima. Del análisis de los campos compuestos de las anomalías, los resultados indican que los años secos se asocian a la presencia de anomalías frías en el Pacífico tropical en el verano previo seguidos de anomalías cálidas que se intensifican en otoño e invierno, a anomalías cálidas en el Océano Indico desde el verano anterior y a una tendencia al Atlántico frío en la costa patagónica. Se observó además la intensificación del Anticiclón del Pacífico y del Atlántico el verano anterior y el debilitamiento de las bajas subpolares en el sur patagónico el otoño previo siendo. En los años húmedos se observó la configuración opuesta. La predicción anticipada de eventos húmedos y secos es una herramienta importante cuando se considera la posibilidad de la producción de frutales en la zona del valle de río Negro, lo que es una fuente de recursos económicos relevante. Con estas predicciones se pueden proyectar mejor las necesidades de riego y el potencial de las cosechas entre otras utilidades.

REFERENCIAS

- Aravena, JC y Luckman, BH. Spatio-temporal patterns in Southern South America. *Int. J. Climatol.* 2008; DOI: 10.1002/joc.1761.
- Barros VR y Mattio HF. Tendencias y fluctuaciones en las precipitaciones de la región patagónica. *Meteorológica* 1978; VIII-IX 237-248.
- Barros V R y Rodriguez Sero JA. Estudio de las fluctuaciones y tendencias de la precipitación en el Chubut utilizando funciones ortogonales empíricas. *Geoacta* 1979; 10 (1) 1979-204.
- Castañeda ME y González MH. Some aspects related to precipitation variability in the Patagonia region in Southern South America. *Atmósfera* 2008; 21(3) 303-317.
- Domínguez, Diana y González, Marcela H, 2013. Variabilidad de la precipitación en el centro oeste de argentina y un modelo de predicción estadística, *Meteorologica*, vol 38, n°2, 105-120.
- González MH y Vera CS. On the interannual winter rainfall variability in Southern Andes. *International Journal of Climatology* 2010; 30 643-657.
- González MH, Skansi MM y Losano F.A statistical study of seasonal winter rainfall prediction in the Comahue region (Argentina). *Atmósfera* 2010; 23 (3) 277-294.
- González MH y Cariaga ML. Estimating winter and spring rainfall in the Comahue region (Argentina) using statistical techniques. *Advances in Environmental Research* 2011; 11, 103-118.
- González, Marcela Hebe y Herrera Natalia, 2013. "Statistical prediction of Winter rainfall in Patagonia (Argentina)", in *"Horizons in Earth Science Research. Volume 11"*, Editor: JodiSchlapa, NOVA Publisher, NY, USA. En prensa
- González, Marcela Hebe, 2013. "Some indicators of interannual rainfall variability in Patagonia (Argentina)", Chapter 6 en el libro *Climate Variability - Regional and Thematic Patterns*, Editor: Dr. Aonover Tarhule.
- González, M.H, Garbarini, E.M, (2015). *Los forzantes climáticos de la precipitación de primavera en Argentina*. XVI Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, La Habana, Cuba. 15p

- González, Marcela Hebe, 2015. "Statistical seasonal rainfall forecast in Neuquen river basin (Comahue Region, Argentina)". *Climate* 3, 349-364, ISSN 2225-1154, Suiza, Ed MDPI
- Kidson, J. 1999. Principal modes of southern hemisphere low frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalyses. *J. Climate* 1:1177-1198.
- Mo, K.C. 2000. Relationships between low frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *J. Climate* 13: 3599-3610.
- Nan, S. y Li, J. 2003. The relationship between summer precipitation in the Yangtse River Valley and the previous Southern hemisphere Annular Mode. *Geophys. Res. Letters* 30(24): 2266.
- Nnamchi, H.C., Li, J. y Anyadike, R. 2011. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? *J. Geophys. Res.* 116, doi: 10.1029/2010JD015579.
- Paegle, J. y Mo, K.C. 2002. Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies. *J. Climate* 15: 1389 – 1407.
- Russian G, Agosta E y Compagnucci RH. Variabilidad interanual e interdecádica de la precipitación en la Patagonia norte. *Geoacta* 2010; 35 27-43.
- Romero, P.E; González, M.H. 2016. *Relación entre caudales y precipitación en algunas cuencas de la Patagonia norte*. Revista ASAGAI 1851-7838
- Olga Scarpati, Eduardo Kruse, Marcela Hebe Gonzalez, Alberto Ismael, Juan Vich, Alberto Daniel Capriolo, Ruben Mario Caffera, 28 de marzo de 2014, Chapter 23, "Updating the hydrological knowledge: a case of study", *Handbook of Engineering Hydrology, Vol. 3: Environmental Hydrology and River Management*. Editor: Prof Saeid Eslamian, Taylor & Francis. 443-457.
- Saji, N.H., Goswami, B.N., Vinayachandran, P.N. y Yamagata, T. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature* 401: 360-363.
- Thompson, D.W. y Wallace, J.M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate* 13: 1000-1016.