

ISSN EN LÍNEA 1852-7744

VOLUMEN 35 (2) 2010



GEOACTA

Publicación de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

GEOACTA

Publicación de la Asociación Argentina
de Geofísicos y Geodestas



Buenos Aires, Argentina
www.aagg.org.ar

VARIACIONES INTERANUALES DE LA PRECIPITACIÓN DE VERANO Y EL RENDIMIENTO DEL CULTIVO DE LA VID EN MENDOZA

Eduardo Andrés Agosta^{1,2} y Martín Cavagnaro³

¹ Equipo Interdisciplinario para el Estudio de Procesos Atmosféricos en el Cambio Global – PEPACG-, Pontificia Universidad Católica Argentina - UCA (eduardo_agosta@uca.edu.ar)

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas – CONICET.

³ Instituto Nacional de Vitivinicultura.

RESUMEN

La producción de vid es la fuente económica agroindustrial principal en Cuyo (28°S-36°S / 65°W-70°W), siendo la región de más elevado desarrollo vitivinícola del país. Uno de los factores climáticos de mayor impacto en la producción de vid es la destrucción del cultivo por granizo, como resultado de la convección severa desarrollada en época estival. La violencia con que se desarrollan las tormentas estivales de granizo genera un impacto importante en el rendimiento de los viñedos afectados, logrando la disminución parcial o total de parcelas enteras. Durante el período 1979-2008, la precipitación de verano presenta fluctuaciones de la escala 7-8 años al igual que la producción total de vid y ambas se encuentran inversamente correlacionadas intradecádicamente. Asimismo, veranos húmedos (secos) pueden presentar mayor (menor) probabilidad de ocurrencia de daños por granizo en la temporada actual que se pueden asociar a menor (mayor) producción de vid en la temporada del año siguiente debido a cambios en la disponibilidad de yemas fértiles. También una fracción de la variación de la producción de vid en el verano actual puede estar asociada a cambios en la precipitación de ese verano por daño directo (intensidad de la precipitación) o indirecto (anegamiento relativamente prolongado) ya que la defoliación y asfixia radicular parecen afectar el rendimiento de las plantas. La clara dependencia climática de cultivo muestra que la producción total anual de vid está modulada por las variaciones de la precipitación en escalas decádicas, la cual está vinculada a factores de escala global del sistema climático. Se derivan potenciales resultados para el pronóstico de la producción de vid bajo futuros escenarios de cambio climático para la región.

Palabras claves: producción de vid, precipitación, cambio climático

ABSTRACT

The grape production is the main economic source in the agro-industry of Cuyo (28°S-36°S / 65°W-70°W), becoming the most developed region for wine production in Argentina. One of the climate factors of major impact on the grapevine production is the destruction of the vineyards due to graze, as a result of summer deep convection. The strong graze storms affect the vineyard yields, provoking a partial or total deterioration of entire parcels. In the analyzed period 1979-2008 both, the summer precipitation and the grape production show significant oscillation at the scale 6-8 years being inversely correlated within the decade scale. Likewise, a wet (dry) summer can have more (less) probability of occurrence of graze harm during the actual summer being associated with lower (higher) grapevine production in the following year campaign due to changes in the availability of grape buds. Also a fraction of the grape production variation in the actual summer can be associated with changes in the precipitation of the same summer due to direct harm (precipitation intensity) or indirectly due to relatively prolonged floods. The clear climate dependence of the grape farming shows that the annual grapevine production is modulated by decadal

precipitation variations, which are linked to global features of the climate system. Potential results for the grapevine production forecast are derived under future climate change scenarios in the region.

Keywords: Grape production, precipitation, climate change

INTRODUCCIÓN

Desde al menos 1998, la industria vitivinícola nacional ha tenido un sostenido crecimiento cualitativo en la producción local que le ha permitido poder posicionarse estratégicamente a nivel internacional, sobreponiéndose a la desaceleración impuesta por la caída del consumo interno nacional de vino registrado en los últimos 25 años. Particularmente la aplicación de tecnologías de punta en las bodegas, junto a acertadas políticas de reconversión varietal hacia viñedos de alta calidad enológica y aplicación de nuevas tecnologías en viñedo, han permitido el mejoramiento de la calidad de la vid para la producción de vinos de alta performance que ubican al país competente en el mercado internacional (Instituto Nacional de Vitivinicultura (INV)). El posicionamiento de la Argentina a nivel mundial en los últimos años se ve reflejado en el aumento creciente y sostenido de las exportaciones, pasando de estar en el 11º lugar como exportador de vinos a la 7º posición en los últimos 3 años (Organisation Internationale de la Vigne et du Vin).

Dentro del país, la región de Cuyo, en el centro-oeste (entre 28°S-36°S y 65°O-70°O) presenta características climáticas áridas y semiáridas que la hacen favorable para el desarrollo del cultivo de la vid por irrigación artificial. Dentro de la región, la provincia de Mendoza ostenta cerca del 70% del área nacional cultivada con vid y una producción de algo más de 65% del total nacional. Estos datos posicionan a la provincia de Mendoza en un lugar relevante para la agroindustria del vino que depende esencialmente de la producción total de vid y la calidad de uvas obtenidas. En trabajos previos se ha podido inferir que la producción total de vid en la provincia de Mendoza está en parte determinada por las variaciones climáticas de la precipitación regional en escala decádica dentro del período 1979-2000 (Agosta 2005, 2006). En el contexto actual de búsqueda de estrategias para la adaptación al cambio climático global, conocer la evolución de la producción de la vid en Mendoza y las variaciones regionales del clima puede aportar un conocimiento agregado de valor para la toma de decisiones a mediano y largo plazo. Por ello el objetivo de este estudio básico es estudiar en mayor detalle la relación existente entre la variabilidad de la precipitación de verano en Cuyo y la producción de vid en la provincia de Mendoza para los últimos 30 años.

DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos para el análisis de la producción de vid son provistos por el INV y consisten en valores anuales de la producción total de vid en quintales y de la superficie implantada en hectáreas, para la provincia de Mendoza en el período 1979-2007. Con estas variables se estimó el rendimiento de la vid (Rinde) como el cociente entre el total de producción de vid y el área implantada con cultivos. Los datos de precipitación corresponden a totales y frecuencia mensuales de diez estaciones meteorológicas dentro de la región de Cuyo detalladas en la Tabla 1, provistas por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). La variabilidad de la precipitación de verano (octubre a marzo) ha sido estudiada en detalle previamente por Agosta et al. (1999) y Compagnucci et al. (2002). Estos estudios establecieron un índice anual regional para la precipitación estival de Cuyo (**PVC**), el cual se utiliza en el presente análisis sobre la base 1979-2008.

El índice se calcula como el cociente porcentual respecto de la media de cada estación sobre el período base, promediado sobre todas las estaciones disponibles en cada año y tipificado. De esta manera, los veranos húmedos (secos) en Cuyo se ven reflejados por los valores positivos (negativos) del índice **PVC**. En este trabajo, verano húmedo (seco) significa mayor (menor) precipitación cuyo origen puede ser por precipitación líquida o granizo. Además se utilizan datos totales de superficie dañada por granizo (**SDG**) en hectáreas para la provincia de Mendoza, en el período estival 1994-2006, relevada por la Dirección de Agricultura y Contingencias Climáticas (DACC) de la Provincia de Mendoza. Para analizar la variabilidad de baja frecuencia de las temperaturas superficiales del mar (TSM) en la cuenca del Océano Pacífico central, se emplea el índice de la Oscilación Decádica del Pacífico (PDO), calculado

como la primera componente principal de las anomalías de TSM hacia el norte de 20°N del Pacífico Norte (Zhang et al. 1997), provisto por el Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO).

Tabla 1: Información de las estaciones meteorológicas usadas para este análisis

<i>Estación</i>	altitud (m)	latitud (°S)	longitud (°O)	Registro máximo
(1) La Rioja	516	29°25'	66°52'	1904-2008
(2) San Juan	634	31°32'	68°34'	1901-2008
(3) Mendoza	769	32°53'	68°49'	1901-2008
(4) San Luis	734	33°18'	66°19'	1906-2008
(5) Villa Mercedes	514	33°41'	65°29'	1942-2008
(6) San Carlos	940	33°46'	69°02'	1939-2004
(7) Rama Caída	713	34°40'	68°24'	1927-2008
(8) Colonia Alvear	465	35°00'	67°39'	1936-1979
(9) Victorica	312	36°14'	65°26'	1907-2004
(10) Malargüe	1417	35° 28'	69° 35'	1953-2004

La metodología principal consiste en el análisis de regresión múltiple entre el rendimiento de vid (Rinde) y el índice de precipitación (PVC) para el año actual de cosecha (lag=0) y el anterior (lag= +1). También se estiman los coeficientes de correlación del primer momento de Pearson entre las variables y el análisis espectral por transformada rápida de Fourier, previa remoción de las tendencias significativas de las series (Canavos 2003). La serie de la PVC se suaviza mediante un filtro paso-bajo gaussiano de 5 y 9 términos para retener ondas mayores o iguales a 6 y 10 años, respectivamente. También se aplican ajustes polinomiales de grado n por cuadrados mínimos.

RESULTADOS

Variaciones seculares de la precipitación

Según Agosta y Compagnucci (2008) la precipitación en Cuyo y la TSM en la región del Océano Pacífico central están vinculadas en la muy baja frecuencia, como lo manifiesta el cambio en la baja frecuencia de la precipitación en el verano austral 1976/77, en concordancia con cambio en las condiciones medias de la TSM de esa región del Pacífico que afectó el clima en diversas regiones del hemisferio occidental (Ebbesmeyer et al., 1991). La magnitud de este fenómeno es tal, que es conocida como la transición climática del 1976/77 (Huang et al., 2005). La causa de la vinculación entre el cambio de la precipitación en Cuyo y el cambio de las TSM en el Pacífico central está en un cambio de la circulación atmosférica sobre el cono sur de Sudamérica que favorece una mayor advección de humedad desde latitudes tropicales hacia Argentina subtropical y una menor actividad ciclónica en latitudes medias (Agosta y Compagnucci, 2008a). El cambio de fase de la TSM del Pacífico durante la década de los 1970s forma parte de una variación de muy baja frecuencia característica de la cuenca del Pacífico y que se la conoce como la variabilidad tipo-El Niño (Zhang et al., 1997) y está estrechamente relacionada con la PDO (Mantua et al., 1997). Compagnucci et al. (2002) demostraron que la precipitación en Cuyo presenta un cuasi-ciclo de 18 años significativo hasta mediados de la década del 1970, que posteriormente se desvanece debido al efecto local de la transición climática de 1976/77. Según Agosta y Compagnucci (2008b), la existencia de este cuasi-ciclo de 18 años en la precipitación de Cuyo responde a oscilaciones del campo de presión en latitudes medias centrados en 55°S-50°O sobre el sudoeste del Atlántico Sur.

En la Figura 1a se presenta el índice PVC (línea con cuadro) calculado sobre el período 1901-2008, con base 1979-2008, en unidades porcentuales de la media regional por estación y la curva suavizada por

filtro gaussiano de 9 términos (curva con triángulo) para enfatizar el cuasi-ciclo de 18 años dominante hasta mediados de los 1970s (Compagnucci et al., 2002). En la Figura 1b el índice de la PDO (barras verticales). Sobrepuestas en cada una de ellas están las curvas polinomiales de grado 4, a fin de suavizar los procesos de muy baja frecuencia tanto en la PDO como en la PVC. El índice PDO utilizado tiene, *ipso facto* por método, filtrado cualquier efecto de calentamiento global, mientras que la curva de PVC muestra una ligera tendencia positiva en la segunda mitad del siglo XX, que no es significativa. No obstante la oscilación de muy baja frecuencia en ambas series tiende a coincidir tanto en la fase como en el período de cambio, especialmente a partir de la segunda mitad del siglo XX (curvas llenas en Fig. 1a y 1b).

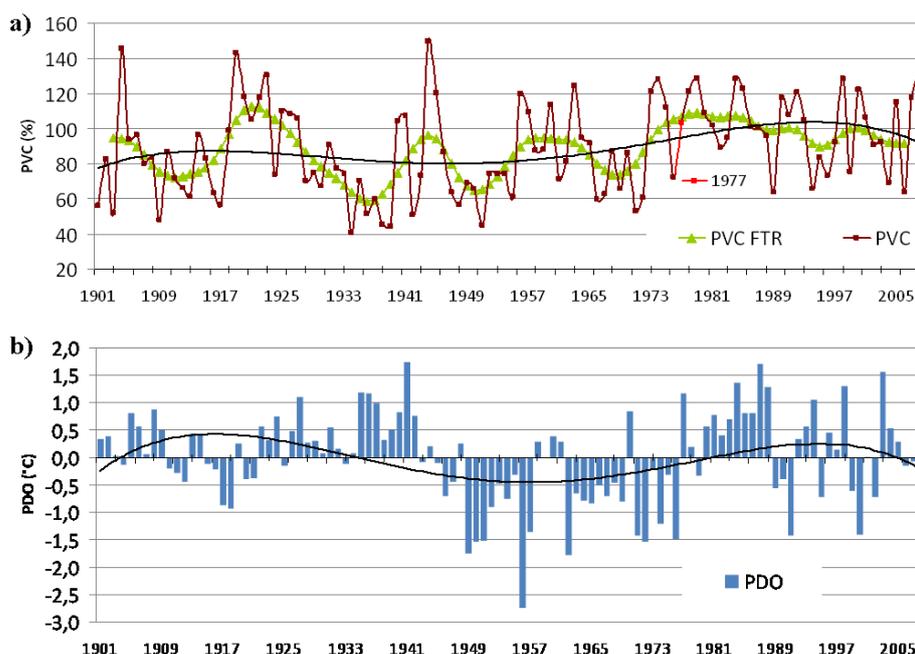


Figura 1: **a)** Índice de la precipitación de verano en Cuyo (PVC en porcentaje de la media regional), línea con cuadro) e índice PVC suavizado con paso-bajo de 9 términos (PVC FTR, línea con triángulo), para enfatizar el cuasi-ciclo de 18 años presente hasta el verano de 1977 (resaltado en rojo) según Compagnucci et al. (2002). **b)** Índice interanual de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, acrónimo en inglés, en anomalía de temperatura de superficie del mar,) provisto por JISAO (barras verticales). Ajustes polinomiales de grado 4 para enfatizar las escala de muy baja frecuencia para PDO y PVC (curvas llenas en a y b).

El proceso de baja frecuencia de cambio de fase para la PVC de las últimas cinco décadas parece preceder al de la PDO debido quizás a efectos de tendencia lineal (asociado a posible efecto del calentamiento global en la precipitación de la región) que no se ha filtrado en la serie de PVC y que explicaría el aumento escalonado entre máximo y máximo reflejado por el cuasi-ciclo de 18 años entre finales de la década del 50 y finales de la década del 70 (Fig. 1a, curva con triángulo). Está bien establecido que la variabilidad tipo-El Niño presenta cambios de fases en los veranos australes 1945/56 y 1976/77 (Mantua et al., 1997; Garreaud y Battisti, 1999). Este último cambio concuerda con el cambio significativo en el cuasi-ciclo de 18 años de la PVC que mantiene el período húmedo prolongado en Cuyo (Compagnucci et al., 2002). A partir de los 2000s, se evidencia un cambio hacia una fase negativa de la serie de la PVC, probablemente inaugurando otra fase negativa de muy baja frecuencia. Este cambio de

fase de la precipitación en esta escala de baja frecuencia podría, a su vez, verse reforzado por el cambio de fase de en la misma escala que está experimentando la PDO casi simultáneamente (Agosta y Compagnucci, 2008a).

El rendimiento de la vid y la precipitación en el período 1979-2008

La marcha interanual del rendimiento de la vid (Rinde) en Mendoza para las campañas 1979-2007 (línea con cuadros) y el índice de precipitación PVC (barras verticales) para el período 1979-2008, que corresponde a un período húmedo de muy baja frecuencia en Cuyo, mencionado anteriormente, con visos de cambio hacia la fase negativa (Figura 2). El rendimiento de vid muestra a lo largo del período una tendencia positiva y significativa, con una correlación reflejada por $r=0,46$ significativamente distinta de cero al 99% de confianza. Una parte de la tendencia positiva en la variable Rinde es plausible atribuirla al mejoramiento de las condiciones de cepas y viñedos en las últimas décadas.

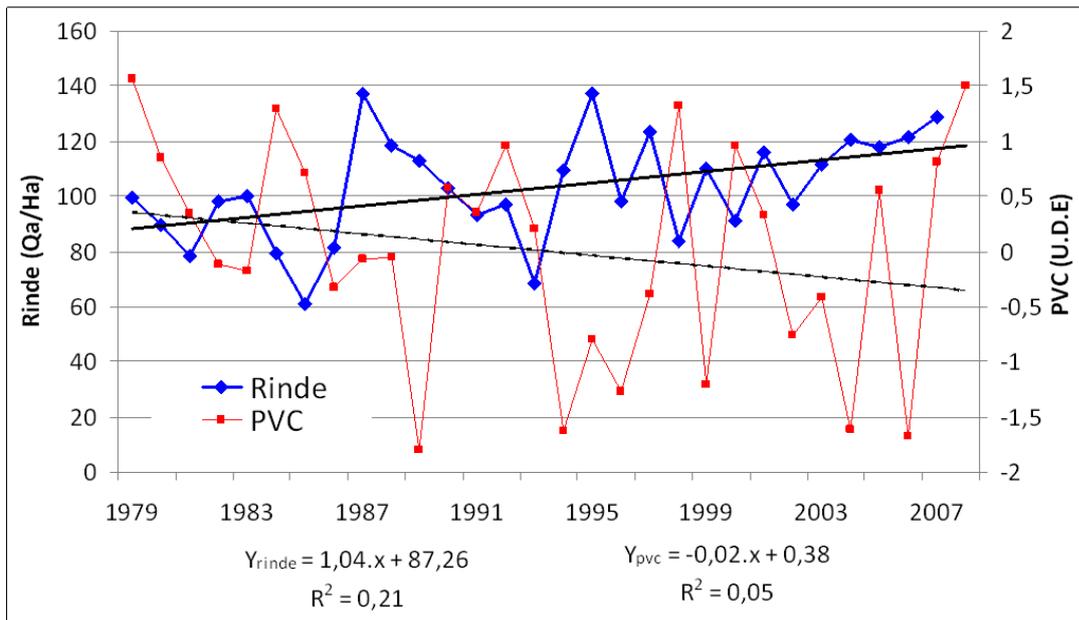


Figura 2: Rendimiento de la vid en Mendoza (Rinde, en Qa/Ha, línea azul) y del índice de precipitación de verano en Cuyo (PVC, en unidades de desvío estándar - U.D.E.-, línea roja). Se muestran las curvas de tendencia lineal para Rinde (línea negra llena) y para PVC (línea negra a trazos) con ecuaciones lineales Y_{rinde} e Y_{pvc} y varianzas explicadas (R^2), respectivamente.

Asimismo la precipitación en la región de Cuyo presenta una tendencia negativa, con coeficiente de correlación $r = -0,20$, no significativamente distinto de cero al 95% de confianza para el mismo período. Los resultados de la sección anterior nos muestran que la región de Cuyo comenzó desde inicio de la década de 1970 un prolongado período de ocurrencia de veranos húmedos con tendencia a volver a una fase negativa, ya a partir de la década del 2000. Como es de esperar, este proceso puede apreciarse claramente en la marcha del índice PVC de la figura 2, que solapa los últimos años a la serie correspondiente de la figura 1. Así, durante el período 1979-1993 predominan valores positivos mientras que desde mediados de los 1990s hasta mediados de los 2000s predominan valores negativos, que en el promedio global revelan el proceso de baja frecuencia de cambio de fase. Si bien los dos últimos registros 2007 y 2008 muestran valores positivos de PVC, la tendencia negativa es el proceso dominante. Las tendencias de signo contrario observadas entre precipitación estival en Cuyo y el rendimiento de vid en Mendoza y la correlación inversa entre ambas series crudas que es mayor a 0,45 sugieren que, en

principio, podrían estar vinculadas de establecerse algún mecanismo real de conexión en la muy baja frecuencia.

Es sabido que el rendimiento de las plantas se ve afectado por la pérdida de superficie foliar debido a defoliación provocada por la ocurrencia de precipitaciones intensas o granizo y por la asfixia radicular debido al anegamiento prolongado causado por un exceso de agua. A su vez las lluvias excesivas, en general, causan efectos negativos cuando favorecen el desarrollo de enfermedades criptogámicas, principalmente peronospora, oidio y botrytis. Estas enfermedades causadas por hongos, afectan la superficie foliar fotosintéticamente activa y pueden afectar los racimos, tanto como bayas verdes o en etapa de maduración (Gil y Pszczółkowski, 2007). Como daño adicional puede mencionarse el daño directo (por intensidad) e indirecto (anegamiento relativamente prolongado) a las plantas luego de la ocurrencia de lluvias torrenciales de verano (Gil y Pszczółkowski, 2007). Es decir que las condiciones de humedad del verano actual a la cosecha pueden tener efectos significativos en el rendimiento. Por otra parte, si bien el daño producido a las plantas es importante en cualquier estadio fenológico, es particularmente importante en las primeras fases del desarrollo, produciendo pérdida de brotes completos y especialmente en las fases de floración y cuaje de los racimos. En estas etapas puede disminuir considerablemente la cantidad de racimos florales o cuajados o dejar heridas en bayas ocasionando una merma directa en la producción del ciclo vegetativo posterior inmediato (Sotés, 2003). Esto significa que también las condiciones de humedad del verano anterior son relevantes.

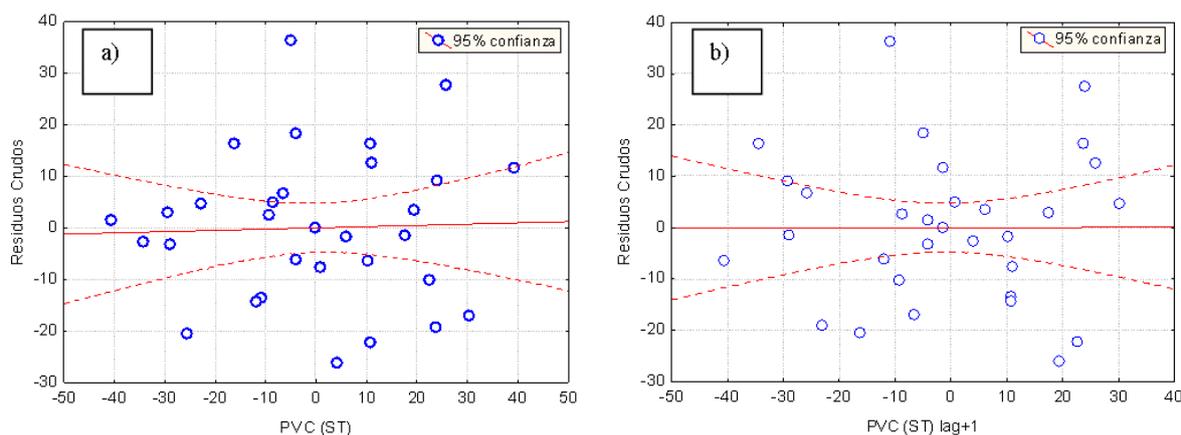


Figura 3: Puntos de dispersión entre residuos y las variables independientes (círculos): **a)** precipitación en el verano actual sin tendencia (PVC (ST)) y **b)** en el verano anterior sin tendencia (PVC (ST) lag+1). Líneas de regresión lineal, ecuación de la recta de regresión, coeficiente de correlación y bandas de significancia.

La correlación entre PVC y Rinde sin tendencias es durante el verano actual ($\text{lag}=0$) $r_0 = -0,35$, significativamente no nulo al 90%, y durante el verano siguiente ($\text{lag}=+1$), $r_1 = -0,36$, significativamente distinto de cero para el 95%. Es decir que tanto la precipitación en el verano actual como durante el verano anterior explican una similar pequeña fracción de varianza del rinde de la vid, cada una por separado. Cabe destacar que la precipitación de un verano no guarda memoria con la del año siguiente como lo muestra la correlación nula entre las series de PVC para $\text{lag}=0$ y para $\text{lag}=-1$, es decir, ambas son independientes. Sin embargo como ambos efectos pueden contribuir independientemente con el rendimiento de vid, es posible establecer un plano de regresión lineal entre las variables sin tendencias del rendimiento de la vid (Rinde ST, sin tendencia), como variable dependiente y la precipitación tanto del verano actual como del verano anterior (PVC ST $\text{lag}=0$, PVC ST $\text{lag}=+1$), como variables independientes. Para este análisis de regresión múltiple, se obtiene un coeficiente de regresión múltiple $R=0,5$ que es

significativo para $\alpha=0,02$ ($N=29$). El análisis de los residuos (Figura 3) claramente muestra el alto grado de independencia de éstos con las variables independientes del modelo de regresión múltiple, lo cual revela la fiabilidad del análisis. Por consiguiente, el efecto conjunto de la precipitación del verano anterior y el verano actual sobre el rinde la vid es explicar cerca del 25% de la varianza interanual.

En consecuencia, se sugiere que tanto el daño de brotes y yemas por granizo el año anterior y el exceso de agua que produce anegamiento y predispone a enfermedades fúngicas en el verano actual serían el mecanismo real de conexión entre la precipitación en Cuyo año a año y el rendimiento de la vid. Para cerrar esta conclusión queda por verificar si es posible que un verano húmedo (seco) definido con el índice PVC esté asociada a mayor (menor) ocurrencia de granizo. Con este fin se correlaciona el índice sin tendencia con la serie de superficie dañada por granizo (SDG), también sin tendencia, sobre el período de datos disponibles (1994-2006, $N=13$). Ideal hubiera sido contar con datos observados de granizo, pero lamentablemente no se cuenta con datos de esta variable para la región, en un período suficiente en calidad, número de estaciones y continuidad. Cabe destacar que la serie SDG presenta una tendencia ligeramente negativa durante los últimos años que puede estar asociada a la campaña antigranizo (figuras no mostradas) por ello es conveniente su filtrado. La Figura 4 muestra la relación de dispersión entre ambas variables. Es evidente el alto nivel de relación lineal directa, revelada por el coeficiente de correlación $r = 0,56$, significativamente no nulo para una confianza del 95%, y por el hecho de que todos los puntos de la dispersión caen dentro de la banda del intervalo de confianza. Esto significa que las variaciones de la precipitación explican algo más del 30% de la varianza de la superficie dañada por granizo. O indirectamente, un verano húmedo (seco), o con mayor (menor) precipitación, está significativamente asociado a la ocurrencia de más (menos) caída de granizo que daña más (menos) superficies cultivadas.

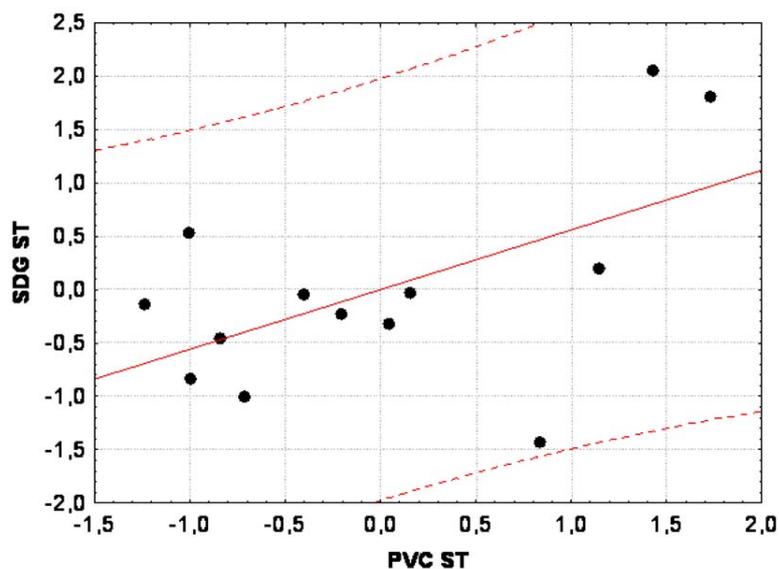


Figura 4: Relación lineal de dispersión entre la superficie dañada por granizo (SDG ST) y la precipitación de verano en Cuyo (PVC ST), ambas sin tendencias, calculado para $N=13$. Los valores de SDG se muestran tipificados. Coeficiente de correlación lineal $r=0,56$. Intervalo de confianza al 95% (línea a trazos).

Los espectros de Fourier de las series de Rinde y PVC (Figura 5) muestra que ambas variables tienen un pico de energía espectral en las bandas 7-8 años que son significativos a más del 90% de confianza. Aplicando un filtro paso-bajo de 6 años con pesos gaussianos a cada una de las series es posible visualizar en el tiempo las oscilaciones de baja frecuencia que revela el análisis de espectro. Claramente en la escala intradecadal el rendimiento de la vid y la precipitación en Cuyo están en fase e inversamente

relacionados (Figura 6). Esto quiere decir que ambos procesos asociados a la precipitación que afectan el cultivo de vid y su producción (el mecanismo real de conexión) se transfieren a la baja frecuencia como un proceso fluctuante a lo largo de una década. Por lo cual, nada impide que dichos efectos también se mantengan a lo largo de prolongados períodos de cambio de fase de la precipitación, en escalas mayores a la década, como los ocurridos a lo largo del siglo XX, descriptos en la sección previa. Asimismo una parte de la tendencia significativa del rendimiento de la vid puede estar vinculada a la tendencia de signo contrario de la precipitación de Cuyo durante los últimos 30 años.

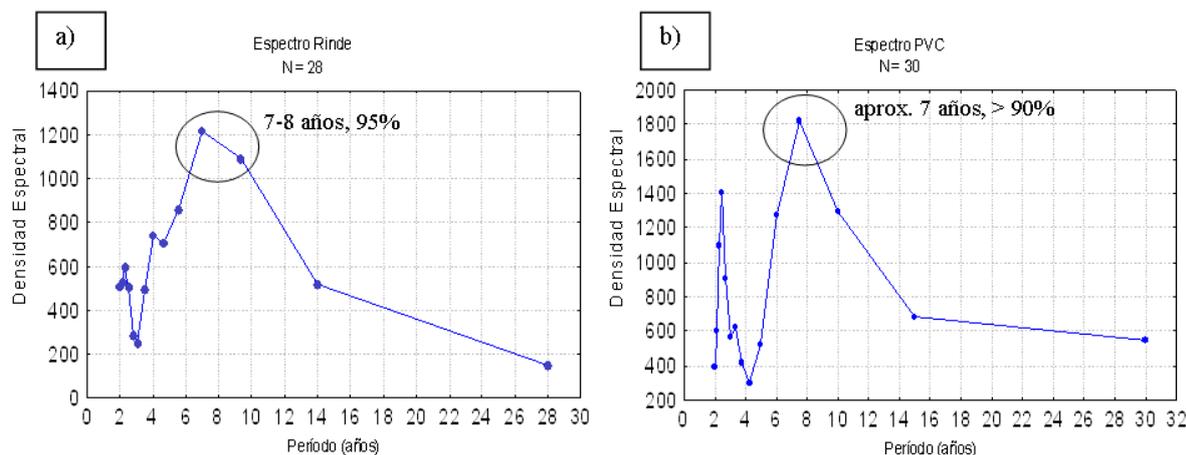


Figura 5: Espectros para **a)** la serie de rendimiento de vid sin tendencias (Rinde) y **b)** la precipitación de Cuyo sin tendencias (PVC), expresados en períodos. Picos espectrales significativos de acuerdo al espectro asociado de continuo nulo de ruido “blanco” markoviano (dado que la autocorrelación para lag=1 es significativamente nula para ambas series) siguiendo las sugerencia de (Jenkins y Watts 1968).

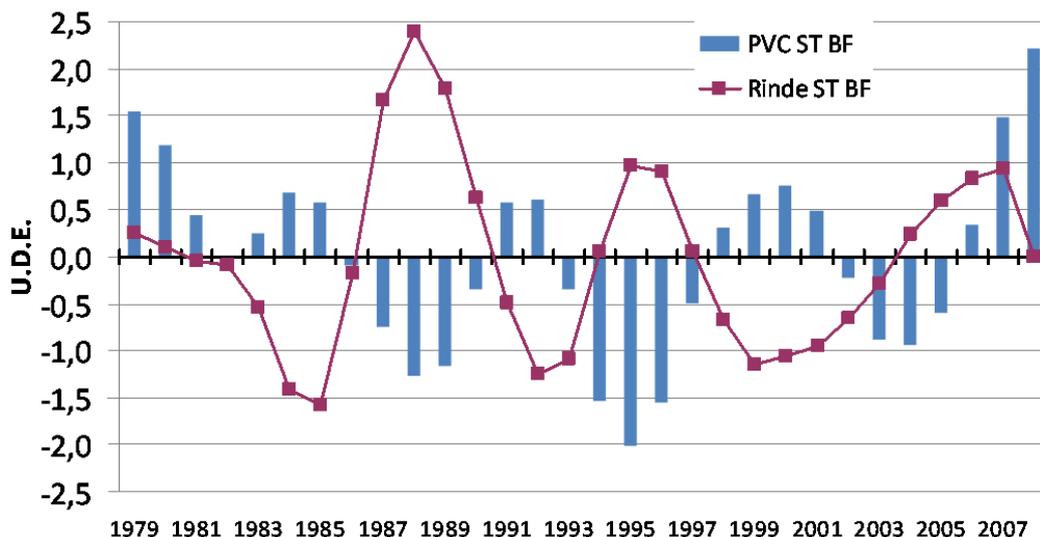


Figura 6: Series filtradas paso-bajo de baja frecuencia (ondas mayores o iguales a 6 años) de la precipitación de verano en Cuyo sin tendencias (PVC ST BF, barras) y del rendimiento de vid en Mendoza (Rinde ST BF, línea con cuadro). Eje izquierdo valores tipificados de Rinde y eje de la derecha, valores del índice PVC. U.D.E.: unidades de desvío estándar de cada variable.

CONCLUSIONES

Se encuentra que el rendimiento de la vid en Mendoza y la precipitación de verano están significativamente relacionados en forma inversa a lo largo de una década debido a dos procesos distintos que afectan los cultivos de vid año a año y que conforman un mecanismo real de conexión. Uno es el daño producido por el granizo sobre la disponibilidad de yemas durante el verano anterior y el otro es el daño provocado por el exceso de agua en el cultivo (asfixia radicular, defoliación por intensidad de lluvias, anegamiento prolongado, proliferación de enfermedades, etc.) durante el verano actual de la cosecha. Esto se traduce en la existencia de periodos de 3-4 años con alto (bajo) rendimiento de vid debido solamente a variaciones en la precipitación. Como la precipitación durante las últimas décadas ha experimentado una tendencia negativa, cabe esperar que estos mismos efectos sean responsables de una parte de la tendencia positiva y significativa del rendimiento de la vid, además del mejoramiento por implementación de tecnologías nuevas. Esta última consideración no tiene un estudio de monitoreo exacto por parte de la industria, aunque esa mejora puede afirmarse como positiva según las observaciones realizadas y la opinión de los expertos del INV.

Diversos escenarios de cambio climático generados sobre la base de modelos de Circulación General de la Atmosfera (CGA), acoplados con océanos, con distintos umbrales de gases de efecto invernadero (GEI) coinciden en que, para la región de los llanos de Cuyo, durante las décadas futuras (más allá del 2080, por ejemplo), habrá mayores tasas de precipitación en la estación lluviosa sobre Argentina subtropical incluyendo los llanos de Cuyo (Nuñez et al., 2008). Por lo cual, de mantenerse las relaciones causa-efecto encontradas en este estudio entre precipitación y producción de vid a través del mecanismo real de conexión año a año, entonces la región de Cuyo tiene alta posibilidad de atravesar condiciones climáticas futuras que comenzarían paulatinamente a ser adversas para el rendimiento de la vid, al menos en lo que respecta a la precipitación. Al mismo tiempo, la precipitación de Cuyo muestra naturalmente oscilaciones multidecádicas significativas, como por ejemplo, el cuasi-ciclo de 18 años que se observa desde comienzo del siglo XX hasta mediados de los 1970s (Agosta et al., 1999; Compagnucci et al., 2002). También presenta cambios de fase en la muy baja frecuencia, como el prolongado período húmedo ocurrido desde la década de 1970 y que aparentemente está cambiando hacia un período seco desde los 2000s; cambios vinculados a las condiciones medias de las TSM del Pacífico central que afectan significativamente la circulación atmosférica en el cono sur de Sudamérica (Agosta y Compagnucci, 2008a).

Por lo tanto la evolución futura de la precipitación de Cuyo puede estar asociada a cambios insospechados si sólo se tienen en cuenta los GEI y no hay un seguimiento pormenorizado y un mayor conocimiento de estas teleconexiones internas del sistema climático global Atmósfera/Océano. Grimm et al. (2004) señalan la existencia de estos cambios de teleconexión, ocurridos en la escala decádica debido a cambios interdecádicos del estado básico de la atmósfera, que los modelos actuales no reproducen adecuadamente porque son “ajustados” para un régimen climático dado. Esto quiere decir que los modelos son incapaces de pronosticar las nuevas áreas que se teleconectarán con fluctuaciones de una determinada variable climática al producirse la pérdida de una teleconexión previamente existente, tal como ocurrió en el verano 1976/77.

Hasta el momento no se cuenta con herramientas suficientes de pronóstico climático a largo plazo como para proveer de un escenario preciso de las condiciones futuras en el régimen de precipitación en Cuyo. Se ve claramente necesario el seguimiento pormenorizado de las fluctuaciones de la precipitación para monitorear el rendimiento de la vid dentro de la década. Sería muy aventurado elaborar perspectivas a muy largo plazo en el rendimiento de la vid sólo con la actual información disponible. Cabe recordar que la temperatura en las distintas etapas del ciclo fenológico del cultivo también juega un rol importante en la producción final de la vid. La elaboración acertada de perspectivas monitoreadas del rendimiento de la vid requiere también complementar el entendimiento de cómo la temperatura afecta la vid en escala climática.

Agradecimientos: A los proyectos PICT 2007-01888 y PICT 2007-00438 de la Agencia Nacional (SECYT). A *Orden del Carmen* por toda su ayuda.

REFERENCIAS

- Agosta, E. A., R.H. Compagnucci y, M.W. Vargas, 1999: Cambios en el Régimen Interanual de la Precipitación Estival en la Región Centro-Oeste Argentina. *Meteorologica.* , v.24, n.1 y 2, 63 – 84.
- Agosta, E. A. ,2005: Fluctuaciones interanuales de la precipitación de verano en el Centro-Oeste de Argentina y producción de Vid durante las últimas décadas. En: XIII JORNADAS DE JÓVENES INVESTIGADORES, San Miguel de Tucumán.
- Agosta, E. A., 2006: Precipitación de Verano en la región Centro-Oeste de Argentina y procesos atmosféricos/oceánicos de escala regional y global. Tesis de Doctorado de la Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, pp 178.
- Agosta, E. A. y R.H. Compagnucci, 2008a: The 1976/77 Austral Summer Climate Transition Effects on the Atmospheric Circulation and Climate in southern South America. *Journal of Climate.* DOI: 10.1175/2008JCLI2137.1.
- Agosta, E. A. y R.H. Compagnucci, 2008b: Procesos atmosféricos/oceánicos de baja frecuencia sobre la cuenca sudoeste del Atlántico Sur y la variabilidad de la precipitación en el Centro-Oeste de Argentina. *GEOACTA* 33, 11-22.
- Canavos G.C. 2003. Probabilidad y Estadística. Mc Graw-Hill, Madrid, 651pp.
- Compagnucci R.H., E.A. Agosta, M.W. Vargas, 2002: Climatic Change and Quasi-Oscillations in Central-West Argentina Summer Precipitation. Main Features and Coherent Behaviour with Southern African Region. *Climate Dynamics.* , v.18, p.421 – 435.
- Dirección de Agricultura y Contingencias Climáticas de la Provincia de Mendoza. On Line: www.contingencias.mendoza.gov.ar
- Ebbesmeyer C.C., Cayan D.R., McLain D.R., Nichols F.H., Peterson D.H. and Redmond T. 1991: 1976 Step in the Pacific Climate: Forty environmental changes between 1968-1975 and 1977-1984. *Proceeding of the 7th Annual Pacific Climate PACLIM, Workshop, April 1990*, Eds. Betancourt, J.L. y V.L. Tharp, Californian Dep. of Water Resources, Interagency Ecological Studies Program, Tech. Rep. 26, 115-126.
- Gil, Gonzalo F. y Pszczółkowski, P, 2007: Viticultura. Fundamentos para optimizar producción y calidad – Colección en Agricultura – Facultad de Agronomía e Ingeniería Forestal – Universidad Católica de Chile
- Grimm, A.M., Sahai, A.K., Ropelewski, C.F. 2004: Long-term variations in the performance of climate models. XIII Congreso Brasileiro de Meteorologia.
- Huang, H.-P., R. Seager, and Y. Kushnir, 2005: The 1976/77 transition in precipitation over the Americas and the influence of tropical sea surface temperature. *Clim. Dyn.*, 24 (7), 721 – 740.
- Instituto Nacional de Vitivinicultura. On Line www.inv.gov.ar
- Jenkins and Watts, 1968, *Spectral Analysis and Its Applications*, Holden-Day, pp 525.
- Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO). On Line: <http://jisao.washington.edu/pdo/>.
- Mantua, N.J. and S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace, and R.C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, pp. 1069-1079.
- Nuñez, M. N., S. Solman and M. F. Cabré, 2008: Climate change experiments over southern South America. II: Southern South America climate in the late twenty-first century: annual and seasonal mean climate. *Climate Dynamics.* DOI 10.107/s00382-008-0449-8.
- Organización Internacional de la Viña y el Vino (OIV), 2007: Situación y estadísticas del sector vitivinícola mundial. On Line: www.oiv.int
- Sotés, Vicente, 2003: Los sistemas vitícolas – Factores Naturales de Producción, España
- Zhang, Y., J.M. Wallace and D.S. Battisti, 1997: ENSO-like Interdecadal Variability: 1900-93. *Journal of Climate*, Vol. 10, 1004-1020.

Recibido: 12 de febrero de 2010

Aceptado: 2 de julio de 2010

INTERPOLACION GRAVIMETRICA PARA EL CÁLCULO DE LOS NUMEROS GEOPOTENCIALES DE LA RED ALTIMETRICA DE ARGENTINA EN ZONAS DE ALTA MONTAÑA.

Juan Carlos Vilella y María Cristina Pacino

*Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura
Universidad Nacional de Rosario
Av. Pellegrini 250 – 2000 – Rosario
vilellajuan@yahoo.com*

RESUMEN

Se torna necesario compatibilizar los requerimientos de precisión en las determinaciones altimétricas, con la información disponible y las posibilidades que brinda el instrumental moderno. Para dar solución a este “problema altimétrico” en la Argentina, se debe materializar un nuevo sistema de referencia vertical. El primer paso fundamental será completar el cálculo de los números geopotenciales de los puntos de la red altimétrica nacional. Este cálculo supone, en teoría, el conocimiento del valor medio de la gravedad entre dicho punto y el geoide. En la práctica el problema se simplifica asumiendo una variación lineal entre la gravedad sobre el geoide y la gravedad sobre el punto en cuestión, adoptándose la media aritmética entre ambos valores gravimétricos.

La red altimétrica de Argentina no cuenta con valores de gravedad en todos sus puntos, lo que torna imposible el ajuste final de la red. Para dar solución a este problema y atendiendo a la poco factible posibilidad de realizar campañas de medición gravimétrica en el corto plazo, la alternativa viable es resolver la cuestión mediante la asignación de valores de gravedad a los puntos referidos anteriormente mediante procedimientos matemáticos. La gran extensión territorial del país sumada a su amplio rango de altitudes y a la heterogénea distribución de datos gravimétricos, requiere de un delicado análisis de diversas situaciones posibles. En este trabajo se analiza la problemática en zonas montañosas a través del estudio del comportamiento de diversos tipos de respuestas gravitacionales (gravedad observada, anomalía de aire libre y anomalía de bouger) ante la aplicación de diversos métodos de interpolación.

Palabras claves: Números geopotenciales; Interpolación gravimétrica; Referencia vertical; Redes altimétricas.

ABSTRACT

The “Geopotential Origin” Working Group (GO) was born in 2000 at the Subcommittee of Geodesy of the IUGG National Committee. The main objective of this Group is the organization of the activities for the establishment of the geopotential origin of the argentine altimetric network and to cooperate with Group III at SIRGAS Project (Geocentric Reference System for South America), supported by International Association of Geodesy. Working in permanent communication with Group III of SIRGAS, the GO working group is formed of well-known argentine scientists and professionals, marked four worklines: (1) Tide Gauges. (2) Geopotential Numbers Calculation. (3) Linking with altimetric networks from neighbouring countries. (4) Compensation of Altimetric and Gravimetric Networks. Focused on the second point, this research will be developed.

Key words: Geopotential Numbers, Gravity Interpolation, Vertical Reference, Altimetric Networks.

INTRODUCCION

El Grupo de Trabajo “Origen Geopotencial” (OG), nació en el año 2000 a instancias del Subcomité de Geodesia del CNUGGI, con el objetivo de coordinar y organizar las tareas necesarias para determinar

el origen geopotencial de la red altimétrica nacional e interactuar con el Grupo III del Proyecto SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas), que sustenta la “Internacional Association of Geodesy”

En permanente relación con el Grupo de Trabajo III de SIRGAS, el Grupo Origen Geopotencial, integrado por científicos y profesionales del ámbito nacional, definió estas cuatro líneas de trabajo: (1) Mareógrafos. (2) Cálculo de Números Geopotenciales. (3) Vinculaciones altimétricas y gravimétricas con redes de países vecinos. (4) Compensación de la Red (Altimetría y Gravimetría). A través del desarrollo de esta investigación se concreta un aporte directo a la segunda línea de trabajo mencionada. Para poder lograr resultados deberá analizarse tanto la cantidad y distribución de la información altimétrica y gravimétrica disponible como los métodos de interpolación en sí mismos.

En cuanto a la información gravimétrica disponible, se cuenta con un volumen de datos importante pero variado en calidad y distribución geográfica. Esta base de datos se conforma principalmente con unos 150.000 puntos que incluyen aquellos pertenecientes a las redes gravimétricas IGM (Instituto Geográfico Militar) de distintos órdenes y datos aportados por instituciones, científicos y empresas privadas. Por otro lado, se tiene la red altimétrica nacional con sus 370 líneas de nivelación y más de 16.000 puntos fijos, que prácticamente en un 85% dispone de valores de gravedad (Pacino et al. 2005). El 15% restante es la información faltante, o lo que se dará en llamar de aquí en más: “huecos de información gravimétrica”. El propósito de este trabajo de investigación reside en encontrar la metodología adecuada para el llenado de estos huecos, teniendo en cuenta aspectos como: los métodos de interpolación, variables posibles a utilizar, las altitud del territorio y la densidad de información, dejando así constituidas las bases para el proceso de cálculo de los números geopotenciales de la red.

INTERPOLACION DE VALORES GRAVIMETRICOS

Desniveles, Cotas y Números Geopotenciales

El conocimiento de la magnitud de la fuerza de gravedad es imprescindible para la determinación de desniveles. La explicación de esta afirmación se encuentra encerrada en el concepto del potencial de gravedad. Como se observa en la figura 1, a partir de dos puntos de la superficie terrestre R y T suficientemente alejados como para tener que realizar varias estaciones para nivelar geoméricamente entre ellos, y pudiendo tomarse distintos recorridos de nivelación (por ejemplo camino I o II), podrá observarse lo siguiente:

- La altura de T respecto de R, dependerá del camino que se tome, correspondiendo para el primer caso al segmento RS y UT para el segundo.
- Las superficies de nivel que contienen respectivamente a R y T no son paralelas.
- El resultado de la nivelación (altura de T respecto de R) depende del camino recorrido. En trabajos de poca precisión puede no considerarse esta falta de paralelismo de superficies de nivel (Lauría, 2006), pero cuando se trata de medir alturas en Geodesia esto no es despreciable, por ello es que se debe buscar una solución que contemple esta situación y que no dependa del camino seguido.

Se sabe que por la conservatividad del campo potencial el trabajo W realizado contra la fuerza de gravedad “g” para trasladar una masa “M” desde R hasta la altura de T no depende del camino recorrido pero sí del valor de “g” en cada punto. En tanto el trabajo realizado para trasladar una masa determinada sobre una superficie de nivel es nulo debido a que el potencial se mantiene constante sobre dicha superficie. En consecuencia la diferencia de potencial gravitatorio entre dos puntos cualesquiera de la superficie terrestre, que estén contenidos en superficies de nivel diferentes será siempre constante. En base a esto puede decirse que entre las superficies de nivel W_R y W_T , que contienen respectivamente a los puntos R y T, la diferencia de potencial gravitatorio es constante, con independencia del recorrido realizado para nivelarlos.

$$W_R - W_T = \text{constante}$$

A esta diferencia se la conoce como “Geopotencial de T respecto de R”. De manera análoga, siendo el Geoide una superficie de nivel por definición, la diferencia de potencial entre ésta y una superficie de nivel cualquiera también será constante. Se denomina a esta diferencia “número geopotencial”. Queda entonces claro, que no es suficiente conocer los desniveles geoméricos para nivelar con precisión geodésica. Se introduce así el concepto de altura como magnitud física.

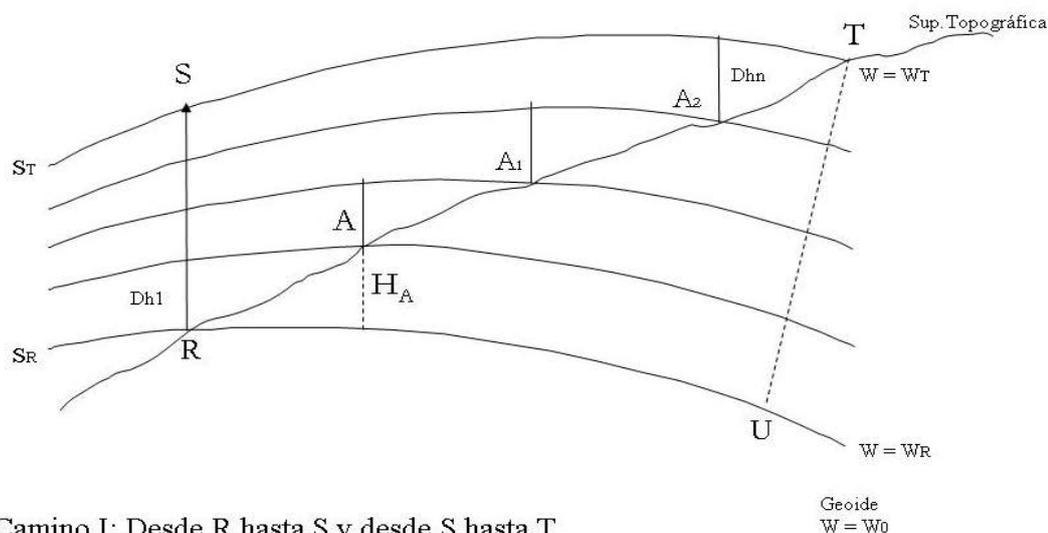


Figura 1. Sección de la superficie topográfica que ilustra el concepto de altitud como magnitud física.

Información Disponible - La Base de Datos.

La marca de referencia es el Mareógrafo de Mar del Plata, que tomó en cuenta series de observaciones realizadas en la primera parte del siglo pasado, marca que por razones de estabilidad fue trasladada a la zona de Tandil, mediante nivelación geométrica de alta precisión, y luego al resto del territorio nacional de la misma manera (D'onofrio et al., 1999).

La Red Gravimétrica Nacional. En cuanto a la Gravimetría, el Instituto Geográfico Militar (IGM), como autoridad nacional en el tema, cuenta con una rica historia al respecto, remontando sus inicios hacia 1906 con la vinculación Buenos Aires – Potsdam, y una segunda vinculación realizada en 1926 por Felix Aguilar. Se adopta recién en 1945, como punto Datum gravimétrico provisorio, al pilar del Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata. 1952 sería una fecha clave con el comienzo de las observaciones con gravímetros diferenciales y el establecimiento del pilar, donde se constituiría la Estación fundamental Buenos Aires “A”. La llamada Operación BACARA (Base de Calibración de la República Argentina) constituiría lo que fue la primera Red Gravimétrica de Orden Superior de nuestro país. Pocos años después se mide la Red IGSN71 (Red Estándar de Gravedad Internacional), adoptada por la “International Union of Geodesy and Geophysics” (IUGG) y con desvíos del orden de la décima de miligal. Esta red toma 11 puntos de la Red BACARA. Vendrían luego las primeras mediciones gravimétricas en el territorio Antártico y en 1988 la primera medición absoluta de gravedad, realizada en la estación fundamental Buenos Aires A, (posteriormente reubicada).

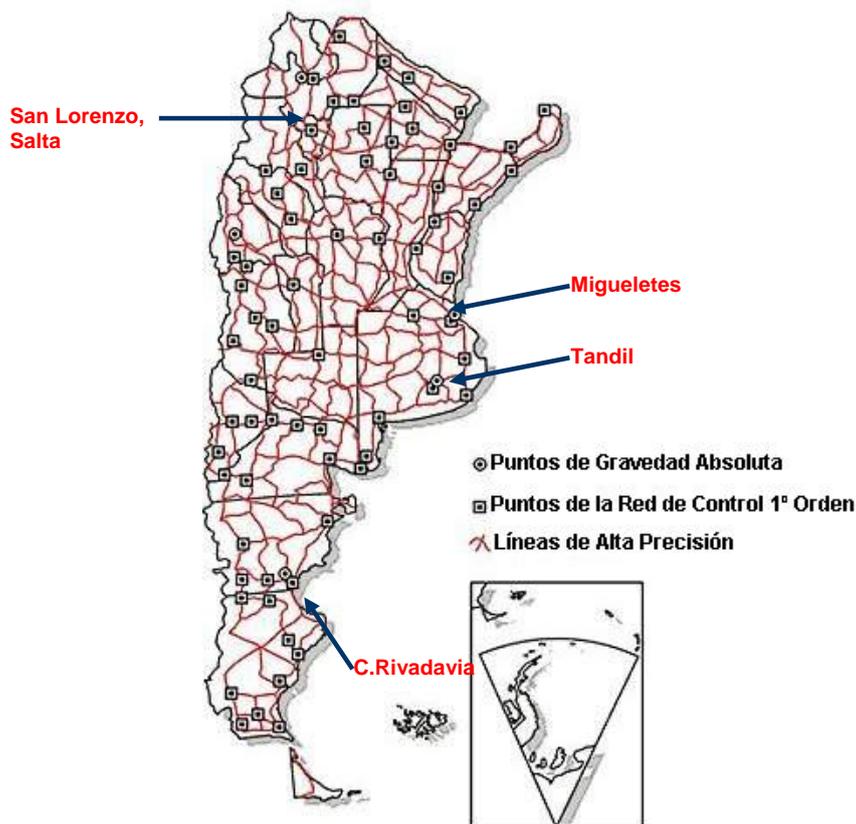


Figura 2. Red Gravimétrica IGM

En la actualidad la Red Gravimétrica del IGM, (Fig.2), cuenta con la Red de Orden 0 que se conforma con cinco puntos con gravedad absoluta, medidos con instrumental de la Universidad de Hannover hacia fines de los años 80 (estos puntos son: Miguelete y Tandil (Provincia de Buenos Aires), San Lorenzo (Salta), Comodoro Rivadavia (Chubut) y San Juan (San Juan)). La Red de Orden I (Red BACARA) con 86 puntos, la red de Orden II, completada en 2002 con un conjunto de 15905 puntos gravimétricos que cubren cerca de 100.000 km lineales, y la Red de Orden III que cuenta con unos 2175 puntos de gravedad.

Sintetizando lo descripto mas arriba, se tiene que el caudal de información totalizaba, al año 2001, unos 18248 puntos de gravimetría medidos por el Instituto Geográfico Militar. A estos datos se suma la información gravimétrica proveniente de otras fuentes como universidades e instituciones de Argentina y otros países, con lo que se conforma una gran base de datos gravimétricos, de distribución heterogénea e irregular sobre el territorio nacional. (Fig.3).

La Red Altimétrica Nacional. De acuerdo con Brunini et al. (2001) y Pacino (2005), la red de puntos de nivelación de primer orden, cuenta con 16.320 puntos distribuidos en la mayor parte de la superficie de nuestro país, incluyendo 225 puntos nodales y 370 líneas de nivelación, con puntos cuya separación media no supera los 9 km (Fig. 3). Esta Red se conforma por 87.529 km de nivelación de alta precisión y de precisión, luego 72.805 km de líneas niveladas topográficamente y 3.520 km de nivelación para apoyo fotogramétrico. Las líneas de alta precisión nacen y culminan en puntos nodales, que son puntos de orden cero, y conforman polígonos o mallas. En el interior de estas mallas se desarrollan las líneas de nivelación de precisión, que están vinculadas a puntos fijos de alta precisión. Finalmente éstas se densifican con las líneas de nivelación topográfica.

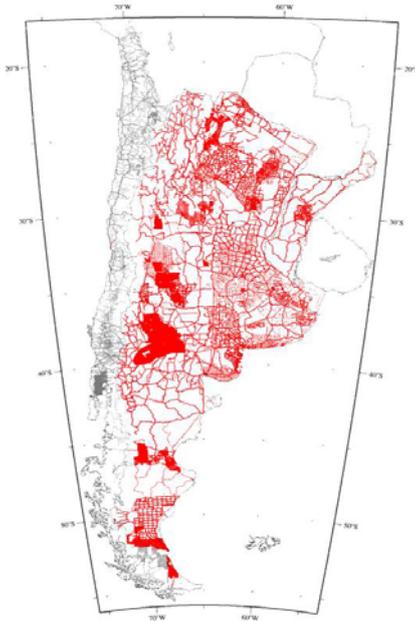


Figura 3: Situación actual de cobertura gravimétrica y altimétrica.

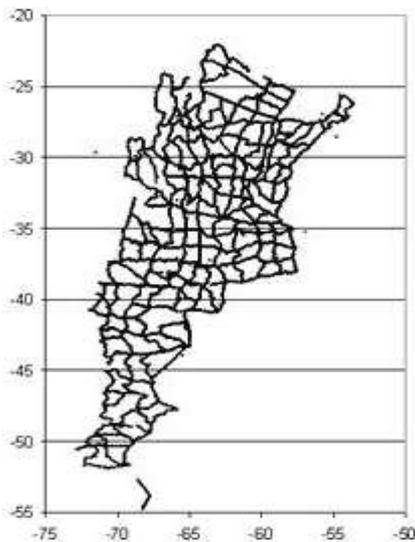


Figura 4. Red Altimétrica – Líneas de Nivelación.

Estado de Situación actual. Casi el 85 % de los puntos fijos de nivelación cuenta con información gravimétrica, en base a determinaciones realizadas (valores medidos). El problema a resolver, previo al cálculo de los números geopotenciales de la red, es la información faltante, dicho en otras palabras; los “huecos de información gravimétrica”, que son alrededor de 1200.

Estos faltantes de información en el 75% de los casos se deben a valores perdidos, siendo muy pocos los casos de líneas que carecen de información gravimétrica. Los datos gravimétricos disponibles fueron inicialmente referidos a la Red Potsdam y luego transformados a IGSN71, mediante correcciones adicionales constantes (-14,93 mGal), esto hizo que las diferencias promedio oscilaran entre 2 y 3 décimas de miliGal. Luego de una serie de verificaciones hoy se puede decir que la precisión de los valores de gravedad disponibles, es en el peor de los casos de 0,5 mGal.

Necesariamente se deben “llenar” estos huecos para poder empezar al cálculo de números geopotenciales, ya que es imprescindible contar con datos de gravedad en todos los puntos fijos de nivelación. Esto se llevará a cabo mediante la metodología de “Interpolación de valores gravimétricos”, lo cual es uno de los más interesantes aportes de este trabajo.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Consideraciones preliminares. Recordando lo dicho anteriormente, la base de datos gravimétricos concentra no sólo los datos provenientes del IGM, sino también un volumen de información provista por instituciones y empresas. Como ya se explicó, existe un 15 % de puntos fijos de nivelación que no cuenta con datos gravimétricos, por lo cual se está disponiendo en la zona circundante a cada “hueco gravimétrico” de una masa de datos de referencia variada y heterogénea en distribución y origen. El llenado de los huecos gravimétricos, conlleva tener en cuenta previamente una serie de conceptos como cantidad y distribución de los datos disponibles de referencia, la altitud (cota promedio) de la zona en estudio, las variables interpolables y los interpoladores a utilizar. La Figura 5 muestra un ejemplo de lo recién explicado.

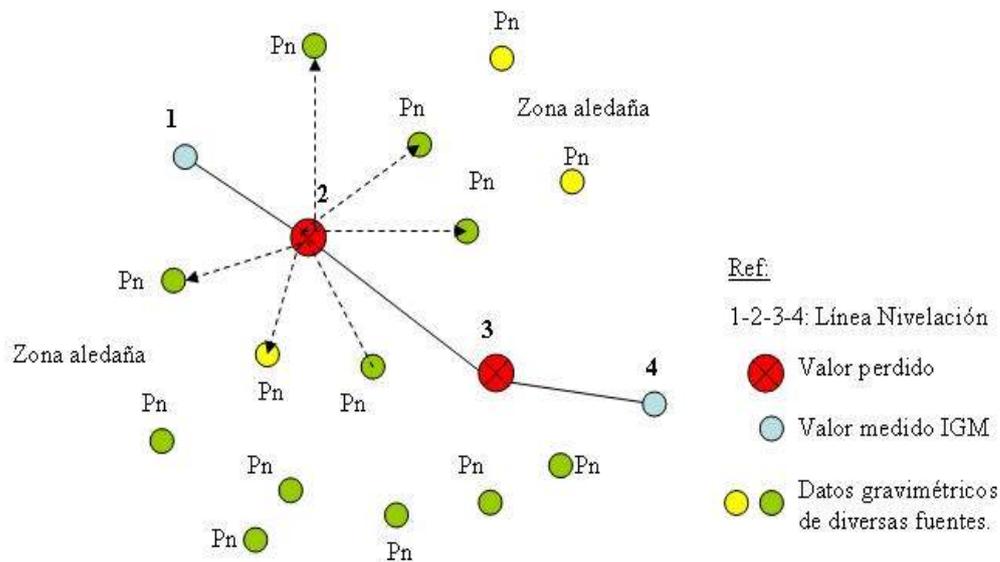


Figura 5. Esquema de un hueco gravimétrico típico.

Sea una línea de nivelación 1-2-3-4; con valores perdidos de información gravimétrica en los puntos 2 y 3. Se cuenta con información de referencia variada en la zona aledaña constituida por la masa de datos “P_n”, parte de los cuales serán tenidos en cuenta por los interpoladores para generar un valor y rellenar así el hueco.

Concepto de Cubrimiento. La densidad de los datos en relación a un determinado sector de superficie terrestre constituye lo que de ahora en más se denominará cubrimiento (cubrimiento = densidad de información). Se discriminará a los fines prácticos entre zonas de alto y bajo cubrimiento, según el criterio explicado a continuación. Solo a los fines de tener un parámetro de referencia, se analizará una unidad de superficie terrestre de 0,5° de latitud por 0,5° de longitud, simplemente por ser un valor fácilmente manejable y luego se contabilizará la cantidad de registros disponibles para ese sector. (Fig.6).

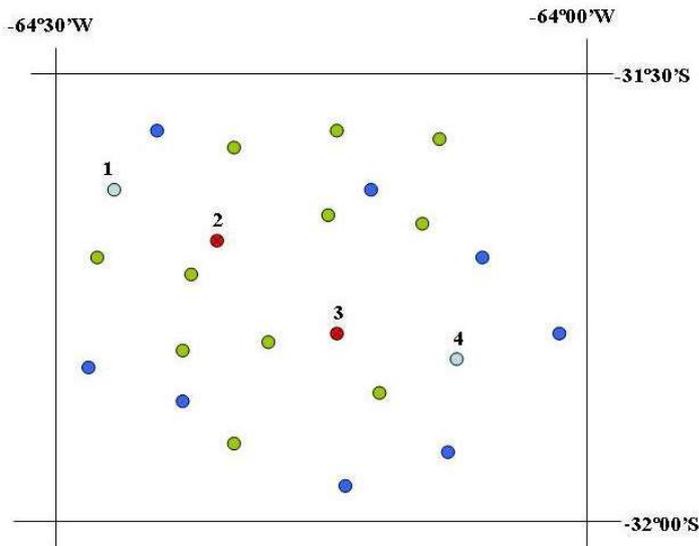


Figura 6. Concepto de Cubrimiento.

Debido a que un sector de superficie terrestre $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, considerando la latitud media de nuestro país, encierra unos 3098 km^2 , se reducirá por ese valor para conocer la densidad unitaria por kilómetro cuadrado. Se puede ver que el cubrimiento en la base de datos disponible varía hasta un límite máximo de unos 840 registros (datos gravimétricos) para una porción de superficie terrestre de las dimensiones indicadas, lo que resulta en una densidad unitaria de $0,27$ registros por km^2 (1 registro cada $3,7 \text{ km}^2$). Máximo Cubrimiento (aproximado) = $0,27 \text{ reg} / \text{km}^2 = 1 \text{ reg} / 3,68 \text{ km}^2$

Altitud. Zonas de llanura y alta montaña. Es conocido que la fuerza de gravedad varía en relación inversa con el cuadrado de la distancia al centro de la tierra. Es por esto necesario analizar el comportamiento de variables e interpoladores en relación a los distintos rangos de altitud, estudiando por separado las zonas bajas y las elevadas (Wood y Fisher, 1993).

Argentina es un territorio extenso y abarca además un amplio rango de altitudes. Así, a las grandes extensiones de planicies se contraponen sectores como los andinos, con muy fuerte gradiente vertical (variaciones del orden de los 5000 metros en unos 100 km de recorrido). Las zonas de estudio serán consideradas hasta los 2000 metros, como zonas de llanura y zonas de alta montaña por encima de ese rango.(Fig.7), enfocando esta primera parte del trabajo en las segundas.

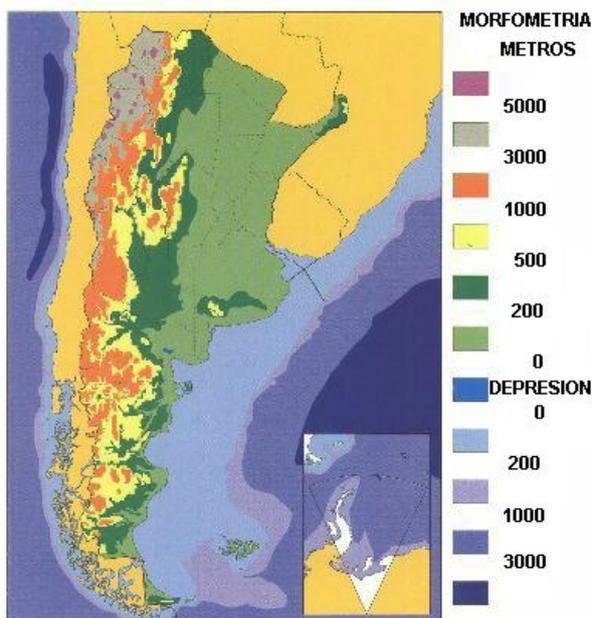


Figura 7. Regiones Fisiográficas. Llanura y alta montaña.

Métodos de Interpolación. Se ingresa a uno de los terrenos más delicados de este trabajo investigativo: el análisis y ponderación de los distintos interpoladores, punto clave para la continuación del estudio. Se centrará la atención en los siguientes métodos de interpolación: Kriging, Mínima Curvatura e Inversa de la distancia, enunciando las características fundamentales de cada uno de ellos.

Kriging. Es una técnica de estimación geoestadística que utiliza una combinación lineal de los valores muestreados próximos para hacer predicciones (Sullivan, 1998a). Para hacer tales predicciones es necesario conocer los pesos que se aplican a cada punto muestreado. Kriging permite derivar pesos que resultan en una estimación óptima y libre de tendencias. Dentro de un marco probabilístico, Kriging intenta: por un lado minimizar la varianza del error y por otro fijar el error medio de la predicción en cero de manera tal que no existan “sobre” ni “sub” estimaciones (Sullivan, 1998 b). Se analizaron en las distintas pruebas efectuadas los variogramas experimentales eligiendo en cada caso el modelo teórico que mejor se adaptaba.

Mínima Curvatura. El uso de este método está muy difundido dentro de las ciencias de la tierra. La superficie interpolada generada por el método de Mínima Curvatura es análoga a una lámina delgada y elástica que pasa a través de cada uno de los valores dato con el mínimo combamiento posible (Burrough y Mc Donnell, 1998). Este método genera la superficie más suavizada posible tratando de mantener los valores interpolados tan próximos a los datos como sea posible. No obstante, no es un interpolador de los más exactos.

Inversa de la distancia. Este es un interpolador de pesos promediados y puede ser considerado tanto un interpolador exacto como de suavización (Isaaks y Srivastava, 1989). Existe un parámetro de “potencia” que controla como el factor de peso disminuye a medida que aumenta la distancia desde el nodo de la grilla. Con un parámetro de potencia grande se asigna a los datos más próximos una fracción más elevada del peso total. Con un parámetro de potencia pequeño, los pesos se distribuyen de manera más equitativa entre los datos. El peso dado a un punto en particular durante el cálculo de la grilla es proporcional a la inversa de la distancia (elevada al parámetro de potencia asignado) entre el punto de observación y el nodo de la grilla a calcular. Cuando se calcula un nodo de la grilla, los pesos asignados son fracciones y su suma es igual a 1. Cuando una observación coincide con un nodo de la grilla se asigna a ese dato peso muy próximo a 1 y a todas las otras observaciones peso prácticamente nulo.

En otras palabras, el nodo de la grilla tendrá un valor coincidente con el de la observación, lo que lo convierte en un interpolador exacto. Una de las características de este método es la generación de “ojos” en los alrededores de los puntos de observación. Para minimizar este inconveniente es posible asignar un parámetro de suavización. Un parámetro de suavización mayor que cero asegura que ninguna observación tendrá todo el peso para el cálculo de un nodo de grilla en particular, aún si la observación fuera coincidente con el nodo de la grilla. Si bien esto reduce el efecto de “ojos”, el interpolador deja de ser exacto para convertirse en un interpolador de suavización.

Aunque el objetivo final se centra en la obtención de valores de Gravedad Observada para las estaciones que no cuentan con dicho dato, podría resultar más conveniente operar con otras variables relacionadas como la Anomalía de Aire Libre y la Anomalía de Bouguer. Si bien existen diversas ecuaciones para el cálculo de estas anomalías, en este trabajo se mantuvieron aquellas utilizadas por el IGM para conservar un criterio homogéneo.

Se tendrá así:

$$A_{AL} = G_{obs} + C_{AL} - \gamma$$

$$A_B = G_{obs} + C_{AL} - C_B - \gamma$$

Siendo A_{AL} : anomalía de Aire Libre; A_B : Anomalía de Bouguer, G_{obs} : gravedad observada, C_{AL} : Corrección de Aire Libre, C_B : Corrección de Bouguer, γ : gravedad teórica, γ con γ como gravedad teórica para el elipsoide GRS80 (Hofmann – Wellenhof and Moritz, 2005):

$$\gamma = 978032.67714 \frac{(1 + 0.00193185138639 \sin^2 \varphi)}{\sqrt{(1 - 0.00669437999013 \sin^2 \varphi)}} \text{ mGal}$$

$$C_{A.L.} \cong -\frac{\partial \gamma}{\partial h} H = +0,3086 H \text{ (mGal / m)}$$

$$C_B = 2 \pi G \sigma H = 0,419 \sigma H \text{ [mGal/m]}$$

con H expresada en metros, G constante de gravitación universal en u.c.g.s., φ latitud y σ densidad cortical en g/cm^3 . Para el valor de densidad cortical estándar $\sigma = 2,67 \text{ g/cm}^3$ se tendrá:

$$C_B = 0,1119 H \text{ [mGal/m]}$$

Las Figuras 8 a,b, extraídas de Pacino et al. (2006), muestran las curvas de variación de las anomalías de Aire Libre y anomalías de Bouguer respectivamente. En estos mapas se puede ver a simple vista que las Anomalías de Bouguer manifiestan curvas más suaves y regulares, por lo que sería una variable más estable y conveniente para interpolar valores. Se verá mas adelante si estadísticamente esto es así.

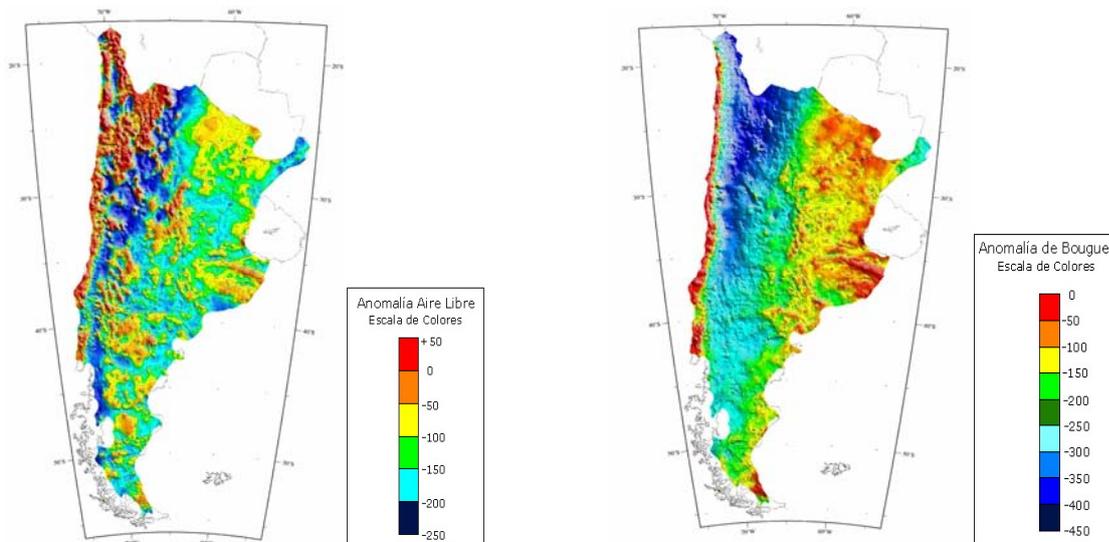


Figura 8: a Mapa Anomalías de Aire Libre b. Mapa Anomalías de Bouguer.

Nota: Las escalas de colores son indicativas y aproximadas.

Procedimiento. Cálculo de los Residuos. Para el proceso de cálculo se utilizó el programa Surfer V.8.0 (Golden Software, Inc.) En el análisis a desarrollar se contemplarán diferentes aspectos que se definen de la siguiente manera: · Características fisiográficas. Zonas de alta montaña y llanura. · Tipo de Cubrimiento. Zonas de alto y bajo cubrimiento.(densidad de información).· Interpoladores. Métodos: Kriging, Mínima Curvatura e Inversa de la distancia. · Variables. Gravedad Observada, Anomalías de Aire Libre y Bouguer.

Un buen parámetro para evaluar la bondad de un proceso de interpolación es comparar valores interpolados con valores medidos, la diferencia entre ambos se denomina residuo. Cuanto menor sea un residuo, mayor será la proximidad entre valores medidos e interpolados, en otras palabras mayor será la exactitud de la interpolación. Se propone entonces “fabricar” huecos gravimétricos donde no los hay, es decir donde hay valores disponibles (medidos). La fabricación de estos huecos consiste en borrar valores de la base de datos, calcularlos por interpolación, y luego compararlos con los valores

de referencia borrados, obteniéndose así los residuos respectivos. En el proceso de interpolación se involucran todos los valores “P_n” disponibles en la zona aledaña al valor interpolado (Fig.5).

$$\text{Valor medido} - \text{Valor interpolado} = \text{residuo (exactitud de la interpolación)}$$

Cada hueco gravimétrico posee características y particularidades diferentes, pero a los fines prácticos, se adopta la siguiente clasificación en tres tipos de huecos gravimétricos (Fig.9):

- hueco consistente en una secuencia seguida de puntos faltantes.
- hueco consistente en una secuencia alternada de puntos faltantes.
- hueco consistente en una línea completa faltante (caso especial).

En el caso en que el hueco de gravedad corresponda a una línea completa se hará un análisis específico y se determinará la solución más viable, contemplando la posibilidad de campaña de medición.

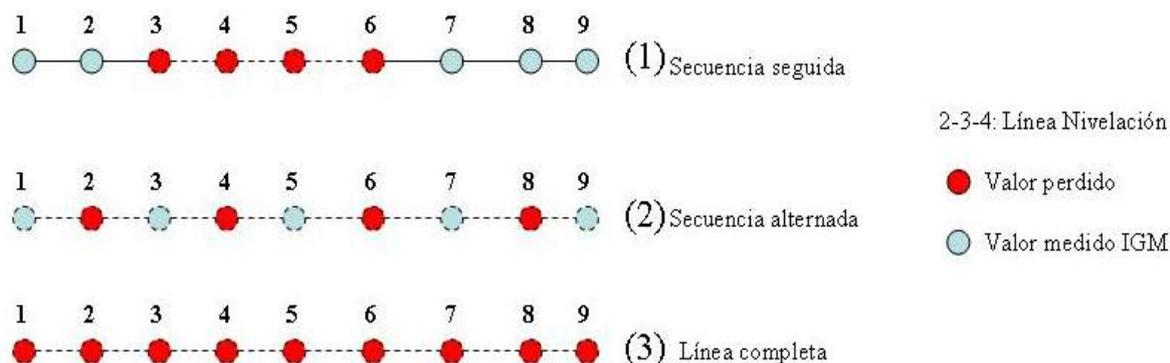


Figura 9. Tipos de huecos gravimétricos.

Análisis de un caso típico. Se muestra a continuación (Tabla 1) el análisis típico realizado sobre la línea de nivelación L348 (alta montaña con alto cubrimiento) para un interpolador sobre las tres variables ya referidas. La línea L348 se extiende entre latitudes 30°18'44" y 31°19'20", entre longitudes 69°11'52" y 69°27'12" y se desarrolla entre altitudes 1362,125m y 2574,047m.

Tabla 1. Caso Típico. Línea L348, inversa de la distancia.

Variable	L348 - Serie 5 puntos Seguidos					
	Gravedad		Anomalía Aire Libre		Anomalía Bouguer	
Método						
INVERSA de la DISTANCIA	Promedio	887,77	Promedio	-84,55	Promedio	-246,49
	Res.Promed.	-16,97	Res.Promed.	-33,53	Res.Promed.	-35,93
	σ (Sigma)	3,92	σ (Sigma)	18,65	σ (Sigma)	10,28
	Error Rel.Med.	0,02	Error Rel.Med.	0,40	Error Rel.Med.	0,15

Donde:

Promedio: Valor medio de la serie de magnitudes interpoladas.

Residuo Promedio: Valor medio de los residuos de acuerdo con:

$$x = \sum_{i=1}^N (g_i - \hat{g}_i)$$

σ (Sigma): Desvío de los residuos de una serie.

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^N (g_i - \hat{g}_i)^2 / N - 1}$$

Error relativo medio: Relación entre el residuo medio y la Magnitud de Referencia. Nota: A los datos de gravedad observada se les restó un valor constante de 978000 mGal a fin de hacerlos comparable al resto de las variables analizadas. Con similar criterio se analiza una línea completa, teniendo en cuenta los todos interpoladores, tipos de secuencias de puntos y variables. Se muestra este a continuación en la “Tabla 2”. Es el caso de la línea L348.

Tabla 2. Análisis completo de la Línea L348.

Caso N°1 - Línea L348 - RESULTADOS				
L348 - Serie 5 puntos Alternados				
Variable	Gravedad		An.A.Libre	An.Boug
Método				
INVERSA	Promedio	769,24	-35,88	-244,06
de la	Res.Promed.	-0,41	-5,91	-8,93
DISTANCIA	σ (Sigma)	7,60	5,68	4,86
	Error Rel.Medio	0,00	0,17	0,04
	Promedio	769,24	-35,88	-244,06
KRIGING	Res.Promed.	4,10	-5,08	-6,07
	σ (Sigma)	8,44	4,39	1,86
	Error Rel.Medio	0,01	0,14	0,02
	Promedio	769,24	-35,88	-244,06
MÍNIMA CURVATURA	Res.Promed.	2,83	-3,82	-5,59
	σ (Sigma)	5,65	3,09	1,48
	Error Rel.Medio	0,00	0,11	0,02
L348 - Serie 5 puntos Seguidos				
Variable	Gravedad		An.A.Libre	An.Boug
Método				
INVERSA	Promedio	887,77	-84,55	-246,49
de la	Res.Promed.	-16,97	-33,53	-35,93
DISTANCIA	σ (Sigma)	3,92	18,65	10,28
	Error Rel.Medio	0,02	0,40	0,15
	Promedio	887,77	-84,55	-246,49
KRIGING	Res.Promed.	19,64	-32,17	-20,51
	σ (Sigma)	29,75	19,39	2,31
	Error Rel.Medio	0,02	0,38	0,08
	Promedio	887,77	-84,55	-246,49
MÍNIMA CURVATURA	Res.Promed.	6,75	-16,31	-15,56
	σ (Sigma)	25,73	12,54	2,20
	Error Rel.Medio	0,01	0,19	0,06
L348 - Serie Línea Completa				
Variable	Gravedad		An.A.Libre	An.Boug
Método				
INVERSA	Promedio	768,69	-40,48	-250,91
de la	Res.Promed.	-16,44	-15,94	-21,76

DISTANCIA	σ (Sigma)	22,52	18,57	16,09
	Error Rel.Medio	0,02	0,39	0,09
	Promedio	768,69	-40,48	-250,91
KRIGING	Res.Promed.	8,31	-14,30	-11,33
	σ (Sigma)	22,71	18,39	9,57
	Error Rel.Medio	0,01	0,35	0,05
MÍNIMA CURVATURA	Promedio	768,69	-40,48	-250,91
	Res.Promed.	4,24	-8,95	-9,62
	σ (Sigma)	19,48	15,73	10,78
	Error Rel.Medio	0,01	0,22	0,04

Siguiendo esta línea se analizaron una serie de casos según el contexto completo para zonas de alta montaña, 6 casos con alto cubrimiento y 6 con bajo cubrimiento, para los tres tipos de secuencias de puntos faltantes, con los tres métodos de interpolación y tres variables. Los resultados finales se exponen en el punto siguiente.

RESULTADOS

Se conforma entonces la Tabla 3, donde se muestran estos resultados para Alta Montaña, en zonas de alto cubrimiento, según el procedimiento de análisis ya explicado.

Tabla 3. Resultados para alta montaña (Zonas de alto cubrimiento).

Variable	Resultados Alta Montaña (alto cubrimiento)			
	Gravedad	An.A.Libre	An.Boug	
Método				
INVERSA de la DISTANCIA	Promedio	596,14	-13,31	-191,44
	Res.Promed.	-13,16	-6,95	-11,88
	σ (Sigma)	14,33	12,45	7,74
	Error Rel.Med.	0,03	0,27	0,05
KRIGING	Promedio	596,14	-13,31	-191,44
	Res.Promed.	0,10	-7,02	-6,98
	σ (Sigma)	16,79	11,78	5,09
	Error Rel.Med.	0,02	0,25	0,03
MÍNIMA CURVATURA	Promedio	596,14	-13,31	-191,44
	Res.Promed.	-3,76	-3,36	-6,15
	σ (Sigma)	16,72	9,86	4,71
	Error Rel.Med.	0,02	0,18	0,03

De igual manera se procedió para el análisis en zonas de Alta Montaña con bajo cubrimiento. En Tabla 4 se muestran los resultados correspondientes.

Tabla 4. Resultados para alta montaña (Zonas de bajo cubrimiento).

Variable	Resultados Alta Montaña (bajo cubrimiento)			
	Gravedad	An.A.Libre	An.Boug	
Método				
INVERSA de la DISTANCIA	Promedio	383,72	27,02	-135,73
	Res.Promed.	-15,06	4,55	-1,55
	□(Sigma)	17,30	10,60	5,08
	Error			
	Rel.Med.	-0,04	0,17	0,01
KRIGING	Promedio	383,72	27,02	-135,73
	Res.Promed.	-10,49	3,15	-1,33
	□(Sigma)	13,28	9,51	5,61
	Error			
	Rel.Med.	-0,03	0,12	0,01
MÍNIMA CURVATURA	Promedio	383,72	27,02	-135,73
	Res.Promed.	-12,12	2,98	-2,04
	□(Sigma)	16,49	9,27	4,61
	Error			
	Rel.Med.	-0,03	0,11	0,01

CONCLUSIONES

De las tablas finales de residuos para alta montaña (Tablas 3 y 4), se desprenden las siguientes conclusiones:

-Respecto del tipo de variable, a partir de un análisis a priori de las figuras correspondientes, la anomalía de Bouguer ya aparecía como una variable más estable, de representación relativamente sencilla con contornos suaves. Por otro lado, el análisis de los desvíos estándar de las distintas variables consideradas, avala dicha conclusión preliminar.

-En lo concerniente a los estimadores, si bien hay una gran variedad de ellos disponible, se ha considerado razonable involucrar para este análisis solo a tres que son los de mayor aplicación en disciplinas vinculadas con las ciencias de la Tierra, conocidos como Kriging, Mínima Curvatura e Inversa de la Distancia. Las mejores soluciones se obtuvieron a partir de la aplicación de los dos primeros métodos mencionados.

-Como podía suponerse, la abundancia de información en torno al punto donde se efectúa la estimación, aporta un mayor nivel de confianza a los resultados obtenidos. No obstante, a partir de las pruebas realizadas, y de la comparación entre Tablas 3 y 4, surge que no es posible aseverar que el grado de cubrimiento sea un factor determinante en la calidad de los resultados finales. Por otra parte, en lo que al tipo al tipo de secuencia de puntos faltantes atañe, no se han observado diferencias significativas, ya sea como secuencia de puntos seguidos o alternados, no siendo este un aspecto relevante en lo que hace al resultado final.

-Por consiguiente se puede concluir que tanto el tipo de variable como el método de interpolación utilizado son relevantes en los resultados, mostrándose como más confiables las Anomalías de Bouguer, como variable a interpolar y Kriging y Mínima Curvatura, como métodos. Tanto el nivel de cubrimiento como el tipo de secuencia de puntos faltantes son ambas características intrínsecas de la base de datos, y sólo modificables a través de la adición de nuevas mediciones. Sin embargo debe señalarse que estos aspectos no demostraron ser decisivos al momento de elegir la mejor estrategia para el llenado de los huecos de información. De un análisis similar para zonas de baja altitud, (llanura), saldrán las conclusiones finales que permitirán generalizar el problema para adoptar el mejor camino para interpolación.

REFERENCIAS

- Brunini, C., G.Font, F.Galbán, E.Lauría, M.C.Pacino, R.Rodríguez, 2001. The Vertical Reference System in the Argentine Republic. Actas Symposium IAG.237-242.
- Burrough,P.A., R.A.McDonnell, 1998. Principles of Geographical Information Systems. Oxford Univ. Press. New York, U.S.A.
- D'Onofrio, E., M.Fiore, F.Mayer, R.Perdomo, R.Ramos, 1999. La referencia vertical. Contribuciones a la Geodesia en la Argentina de fines del siglo XX. Edit.UNR. Argentina.101-130.
- Hofmann Wellenhof B.,H. Moritz, 2005. Physical Geodesy. Springer Wien New York. pp 412.
- Isaaks E.H., R.M. Srivastava, 1989. Applied Geostatistics. Oxford University Press. New York. pp 561.
- Lauría E., 2006. Hacia un nuevo marco de referencia. Revista Cartográfica, 82:115-136.
- Meyer, T.H., D.R.Roman, D.B.Zilkoski, 2004. What Does Height Really Mean? Part I: Introduction. Surveying and Land Information Science. 64(4):223-234.
- Meyer, T.H., D.R.Roman, D.B.Zilkoski, 2005. What Does Height Really Mean? Part II: Physics and Gravity. Surveying and Land Information Science. 65(1):5-15.
- Meyer, T.H., D.R.Roman, D.B.Zilkoski, 2006. What Does Height Really Mean? Part III: Height Systems. Surveying and Land Information Science. 66(2):149-160.
- Meyer, T.H., D.R.Roman, D.B.Zilkoski, 2006. What Does Height Really Mean? Part IV:GPS Orthometric Heighting. Surveying and Land Information Science. 66(3):165-183.
- Meyer, T.H., 2004. The discontinuous Nature of Kriging Interpolation for Digital Terrain Modeling. Cartography and Geographic Information Science. 31(4):209-216.
- Pacino, M. C., E.A.Lauría, J.D.Fairhead, D.Blitzkow, 2006. New Gravity Anomaly Maps for Argentina. MAGARG. En prensa en Revista Geofisica Internacional.
- Pacino, M. C., 2005. Absolute Gravity Measurements and Gravity Networks in South America. Dynamic Planet 2005 (Elsevier Ed.). En prensa.
- Pacino, M. C., D. Del Cogliano, G. Font, J. Moirano, P. Natalí, E. Lauría, R.Ramos, S. Miranda, 2005. Activities Related to the Materialization of a New Vertical System for Argentina. Dynamic Planet IAG Symposium. Springer-Verlag. 671-676.
- Sullivan, J., 1998. Curso de Geoestadística para Minería II. Gerencia de Planificación y Tecnología Minera. Chile. pp 54.
- Sullivan, J., 1998. Curso de Geoestadística para Minería III. Gerencia de Planificación y Tecnología Minera. Chile. pp 59.
- Wood, J., P.Fisher, 1993. Assessing Interpolation Accuracy in Elevation Models. IEEE Computer Graphics and Applications. 13(29):48-56.

Recibido: 27 de julio de 2009

Aceptado: 9 de septiembre de 2010

VARIABILIDAD INTERANUAL A INTERDECÁDICA DE LA PRECIPITACIÓN EN PATAGONIA NORTE

Germán F. Russián⁽¹⁾, Eduardo A. Agosta⁽²⁾⁽³⁾, y Rosa H. Compagnucci⁽¹⁾⁽²⁾

⁽¹⁾Universidad de Buenos Aires, Facultad de ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. ⁽²⁾CONICET.

⁽³⁾PEPACG - UCACyT, Pontificia Universidad Católica Argentina.
german_russian@hotmail.com

RESUMEN

Se estudia la variabilidad interanual e interdecádica de la precipitación de verano y de invierno en la región norte de la Patagonia argentina, denominada Pampa Amarilla (RPA), para el período 1969-2006. El régimen anual muestra un marcado cambio del ciclo anual sobre una transecta noreste-sudoeste que atraviesa RPA. Hacia el noreste el ciclo anual de precipitación presenta los mayores registros, y muestra marcado mínimo invernal junto con máximo estival equinoccial (marzo). Hacia el sudoeste, los registros son menores, con uniforme distribución a lo largo del ciclo anual, presentando mínimos invernales ligeros. La distribución de frecuencia observada de las anomalías de precipitación, para verano e invierno, tienden a mostrar una mayor ocurrencia de frecuencias negativas en el intervalo (-100; 0)mm, con una ligera mayor probabilidad de ocurrencia de extremos positivos. Las tendencias de las series del semestre cálido son positivas y significativas hacia el norte, con excepción en la zona centro. Para el semestre frío, las tendencias son positivas y significativas en el norte y sudeste de la RPA. Es posible caracterizar toda la RPA mediante dos índices de precipitación para verano e invierno, respectivamente. Estos índices de precipitación regional no presentan tendencia significativa. El verano puede subdividirse en dos subregiones, norte y sur, con diverso comportamiento interanual. En el norte los ciclos dominantes son de 5 años a 8 años; y en el sur, en las bandas 2-4 años, ca. 11 años y ca. 15 años. El invierno presenta una variabilidad interanual espacialmente homogénea con cuasi-ciclos significativos en torno a 4-5 años y 11 años. En ambas estaciones, los procesos de baja frecuencia de entre 2 y 6 años podrían estar relacionados al Modo Anular del Sur (MAS). El cuasi-ciclo solar podría estar involucrado también. Para veranos, la circulación troposférica de capas bajas, asociada a precipitación, también es discriminante entre norte y sur. Los centros de acción asociados a la precipitación en la subregión norte se localizan hacia latitudes medias sobre el Mar Argentino. Los asociados a la precipitación en la subregión sur se localizan hacia más altas latitudes. En general, actividad anticiclónica sobre la sobre el Mar Argentino y Patagonia de latitudes medias está asociada al ingreso de humedad desde el este y mayor precipitación sobre RPA en verano. En cambio, la actividad ciclónica en dicha región inhibe la precipitación. Para el invierno, la precipitación está más asociada a oestes más intensificados sobre el sur del Pacífico. El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) parece también afectar la precipitación de verano.

Palabras claves: precipitación Patagonia Norte, circulación atmosférica, variabilidad interanual, El Niño-Oscilación del Sur, temperatura superficial del mar

ABSTRACT

The objective is to analyze the interannual to interdecadal variability in summer and winter precipitation on the northern Argentine Patagonia region, called Pampa Amarilla (RPA), during 1969-2006. The annual

regime shows a strong change on annual cycle along the northeast-southwest transect in the RPA. Towards the northeast the annual cycle of precipitation has the maximum records with winter minima and summer equinoccial maxima (March). Towards the southwest the records are smaller, with uniform distribution throughout the annual cycle, presenting slight winter minimum. The observed frequency distribution of the precipitation anomalies tends to show greater occurrence of negative frequencies in the interval (- 100; 0)mm with a slight major probability of occurrence of positive anomalies interval (right tail). The interannual variations for the warm period show, over the north sub-region, a positive and significant trend. An exception is the central region which trend is negative and significant. In the cold season, positive and significant trends are observed, especially in the north and in the southeast areas of the RPA. The RPA can be characterized by devising two precipitation indices, one for summer and the other for winter. The indices do not show significant trends. For the summer it is possible to split the region into two: one the northern RPA and the other the southern RPA, with diverse inter-annual behavior. In the northern the dominant cycles are 5 years and to 8 years, and in the southern, around 2-4 years, 11 years and 15 years. During the winter the whole RPA behaves as a uniform region with significant quasi-cycles around 4-5 years and 11 years. For both summer and winter the regional precipitation indices do not show significant trends. The low-frequency processes between 2 and 6 years could be related to the Southern Annular Mode (SAM). The solar quasi-cycle could be also involved. For the summer, the tropospheric circulation of lower levels is different in northern and southern RPA. The centers of precipitation at northern RPA are located towards mid-latitudes over the the Argentine Sea. Those associated with the precipitation in southern RPA, are located towards higher latitudes. Generally, anticyclonic activity on the Argentine Sea and Patagonia in high latitudes, can be associated with moisture advection from the east and more precipitation. However, the cyclonic activity at mid-latitudes around the Patagonia inhibits the precipitation. Over the Pacific side, the induced circulation centers seems to act by blocking the westerlies. For winter the precipitation is more associated to westerlies intensified in southern Pacific. The Niño- Southern Oscillation (ENSO) also seems to have influence on the summer precipitation.

Keywords: precipitation, northern Patagonia, atmospheric circulation, interannual variability, El Niño-Southern Oscillation, sea surface temperature

INTRODUCCIÓN

La región localizada al norte de la Patagonia argentina, llamada Pampa Amarilla (RPA) comprende el sur de Mendoza y las Provincias de La Pampa, Río Negro y Neuquén (34°S-42°S y 70°O- 61°O) y es la parte central de la transecta semiárida provocada por el efecto de la cordillera de los Andes. El clima característico es semidesértico debido a que las masas de aire húmedo provenientes desde el Pacífico hacia el continente, al cruzar los Andes patagónicos, de oeste a este, descienden secas (Kottek et al., 2006). La circulación atmosférica de capas bajas sobre el área está dominado por el límite sur de los anticiclones semipermanentes del Atlántico Sur y del Pacífico Sur, y el sector norte de los oestes (Schwerdtfeger, 1976). Esto hace que el área de estudio sea altamente sensible a cambios climáticos que afecten estas estructuras (Schwerdtfeger, 1951). Hacia el sector nor-noroeste linda con el sur de la región de Cuyo. La variabilidad interanual de la precipitación de verano en Cuyo, analizada por Agosta et al. (1999), muestra la existencia de un cuasi-ciclo de 18 años hasta el verano 1976-77, cambiando de allí en adelante hacia un prolongado evento húmedo de la magnitud de los máximos previos, el cual llegaría hasta comienzos del 2000 (Agosta y Cavagnaro, 2010).

En Agosta y Compagnucci (2006) se muestra que la precipitación de la región de Cuyo se relaciona directamente con la precipitación de la Patagonia norte, previo al período 1976-77. Posteriormente, la relación entre ambas regiones se desvanece. Por otra parte, varios estudios muestran que el área subtropical del este de Argentina, al norte de 40°S, ha presentado tendencias positivas de la precipitación durante la segunda mitad del siglo XX que han corrido las isohietas hacia el sudoeste (Barros et al, 1996, 2000; Agosta et al, 1999; Minetti et al, 2003; Liebmann et al, 2004; Boulanger et al, 2005; Haylock et al., 2006). Estas tendencias han sido atribuidas a diversos procesos, tales como el calentamiento global debido a gases de efecto invernadero, cambios en los procesos remotos de baja frecuencia de interacción atmósfera-océano, y/o desplazamientos hacia el sur del anticiclón semipermanente del Atlántico Sur, el cual advecta humedad

hacia la región de estudio (Agosta y Compagnucci, 2008). En este sentido la RPA se halla hacia el límite sur de estas amplias áreas sensibles a cambios en la circulación atmosférica y, por tanto, puede verse afectada por ellos.

En un estudio de los totales anuales de precipitación para el cono sur de Sudamérica, Minetti y Vargas (1997) consideraron algunas pocas estaciones dentro del RPA. En el área noreste de la misma, sus resultados discriminan dos subregiones que presentan distintas variaciones temporales. Posteriormente, Minetti et al. (2003), analizando por componentes principales las precipitaciones anuales del período 1930-1999, discrimina subáreas de distinto comportamiento temporal. La RPA se corresponde aproximadamente a la subregión III de dicho trabajo, para la cual encontraron una tendencia positiva para todo el período. A su vez, algunas sub-regiones de la RPA, como el sector noreste, límite entre la provincia de La Pampa y Buenos Aires, fueron analizados Krepper et al. (1989). Ellos mostraron que de norte a sur se debilita la intensidad de los máximos equinociales que dominan el ciclo anual. Asimismo, la variabilidad de la precipitación en RPA, y su relación con la circulación atmosférica y la temperatura superficial del mar no ha sido objeto particular de estudio.

Por consiguiente, el objetivo del presente trabajo es caracterizar el régimen de precipitación a lo largo del ciclo anual en la RPA y analizar su variabilidad en las escalas interanual a interdecádica para el semestre cálido (octubre-marzo) y el frío (abril-septiembre), los cuales muestran regímenes diversos en subregiones. Se examina también exploratoriamente su relación con la circulación de tropósfera baja y la temperatura superficial del mar a fin de dilucidar los posibles procesos atmosférico-oceánicos de baja frecuencia asociados.

DATOS Y METODOLOGÍA

En la RPA hay escasa distribución de estaciones meteorológicas, de acuerdo con el banco de datos del Servicio Meteorológico Nacional. Luego de analizar el período de los registros y continuidad de la información para cada una de las estaciones disponibles, se seleccionaron 16 de ellas que cubren el período 1969-2006 (ver Tabla 1). En caso de tener datos faltantes en los registros, se utilizaron estaciones secundarias que puedan servir para completar las series. La distribución espacial de las mismas resulta bastante regular y permite hacer una evaluación aproximada de la variabilidad temporo-espacial de la precipitación mensual en el área.

El ciclo anual de cada estación fue dividido en semestre cálido (Octubre-Marzo) y frío (Abril-Septiembre) para poder analizar las variaciones interanuales en cada una de las series estacionales. Se utilizaron los datos mensuales equiespaciados en $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitud x longitud, de altura geopotencial en 850hPa (H850) y de temperatura superficial del Mar (SST) provistas por el Reanalysis I del NCEP/NCAR (disponible en <http://www.cdc.noaa.gov>). Se estima la función de correlación convencional del primer momento de Pearson entre estos campos y las series índices estacionales de precipitación. Asimismo, las series interanuales fueron filtradas mediante una función Gaussiana de 9 términos con ventana de Hamming (Canavos, 2006). La baja frecuencia permitió la subregionalización, caracterizada por dos índices calculados como el promedio entre las estaciones de las series estandarizadas para cada semestre. Sobre estas series de índices se realizaron análisis espectrales de Blackman-Tukey con ventana de Hamming (Wilks, 2003).

Tabla 1: Numeración, altura y ubicación de las estaciones seleccionadas

Nº	Estación	Altura (m)	Lat (°S)	Long (°O)
1	Bernardo Larroudé	123	35°1'	63°34'
2	Malargüe	1414	35°28'	69°34'
3	General Pico	108	35°40'	63°43'
4	Victorica	312	36°13'	65°27'
5	Algarrobo del Aguila	324	36°21'	67°6'
6	Quehué	261	37°7'	64°31'
7	Puelén	407	37°22'	67°37'
8	La Reforma	239	37°33'	66°13'
9	Guatraché	169	37°40'	63°31'
10	Bahía Blanca	21	38°43'	62°16'
11	Gobernador Duval	233	38°43'	66°24'
12	Neuquén	260	38°51'	68°12'
13	La Adela	150	38°57'	64°1'
14	Viedma Aero	30	40°53'	62°59'
15	San Antonio O. Aero	2	40°48'	65°6'
16	Maquinchao	828	41°9'	68°26'

RESULTADOS

Características del régimen anual de precipitación

La Figura 1 muestra el mapa de la región analizada y el ciclo anual de precipitación para cada una de las estaciones del área presenta un evidente cambio entre el sector noreste y el sector sur-suroeste de la RPA. Las mayores precipitaciones, que ocurren en la región noreste en el límite con la Pampa Húmeda, presentan un marcado ciclo anual con mínimos en el período invernal y máximos en la estación cálida, con valores preponderantes en el mes de Marzo. Hacia el sector noroeste, las precipitaciones disminuyen, y en Malargüe (2) los valores son similares para todos los meses, dándose la excepción de un relativo máximo invernal.

También en el sector centro, Gobernador Duval (11) Neuquén (12), y sur, Viedma (14), San Antonio Oeste (15) y Maquinchao (16), las precipitaciones son las menores y mantienen la característica de la región, en la que el semestre cálido prepondera sobre el frío. En la Figura 2, se muestran algunos valores estadísticos para las distintas estaciones de la región para el semestre cálido (Panel superior) y para el frío (Panel Inferior). Se observa que los valores máximos de precipitación promedio en ambos semestres corresponden a las estaciones del nor-noreste de la región y además poseen los valores máximos de desvío estándar. A medida que nos desplazamos hacia el sur, sin importar qué semestre estemos analizando, el desvío estándar va disminuyendo, hasta alcanzar un valor mínimo en San Antonio Oeste (estación 15) en el semestre cálido y en Maquinchao (estación 16) en el semestre frío.

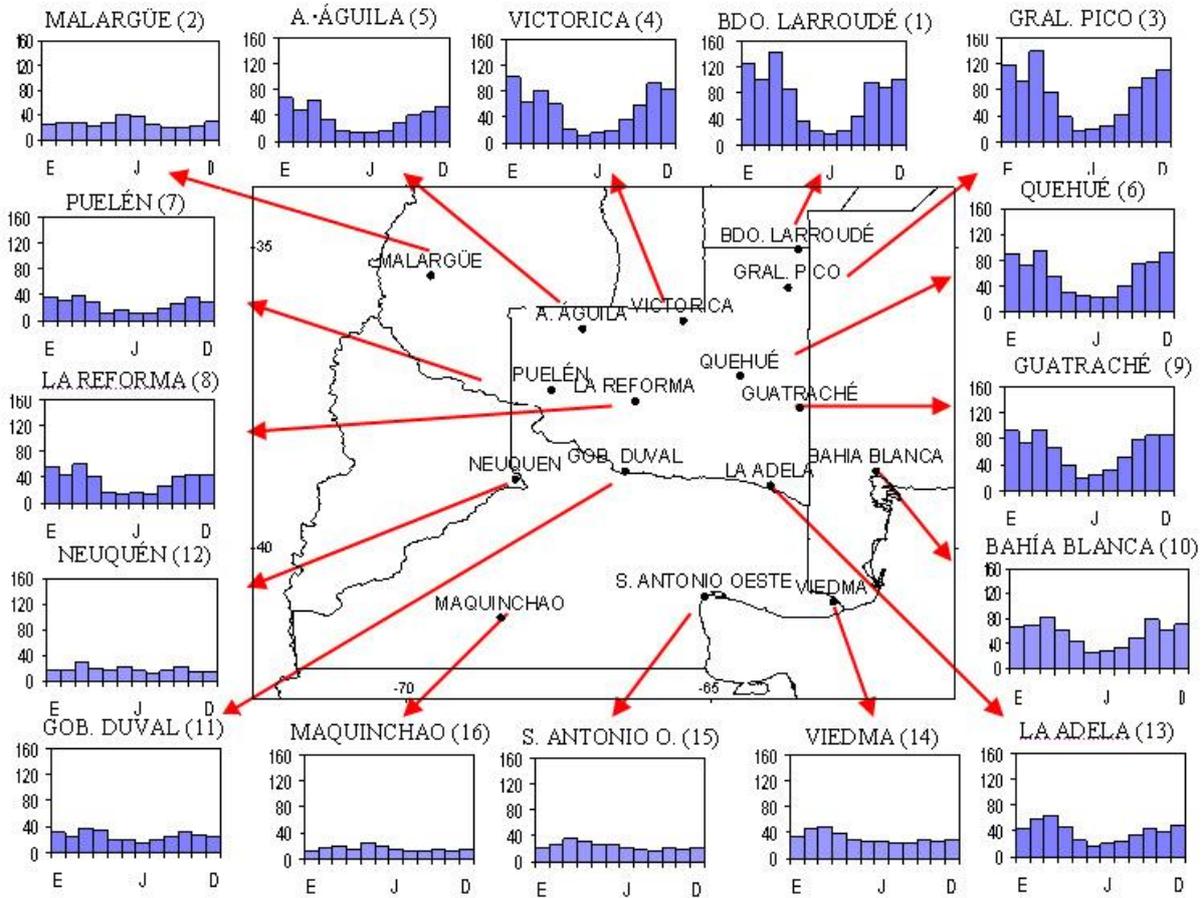


Figura 1. Ciclo anual de las estaciones analizadas. Entre paréntesis, el número asignado a cada una de ellas.

La Figura 3 muestra los histogramas de las estaciones meteorológicas localizadas en ella, para el verano (V) e invierno (I). Tanto para el invierno como para el verano, la mayor parte de las estaciones presentan máxima frecuencia de ocurrencia en el intervalo $(-1;0]$ (en la figura son las barras señaladas con -1), es decir, que la moda corresponde a anomalías negativas. Esto significa que es más probable la ocurrencia de semestres por debajo de la media, y una ligera mayor probabilidad de ocurrencia distribuida en intervalos de anomalías positivas (cola hacia la derecha). Durante el invierno (paneles I), las estaciones hacia del sur (14, 15, 16) presentan la menor dispersión y todas muestran una asimetría negativa, a excepción de las estaciones 1, 3, 6 y 9. Para el verano (paneles V), la dispersión se incrementa, con excepción de Malargüe, donde los extremos desaparecen.

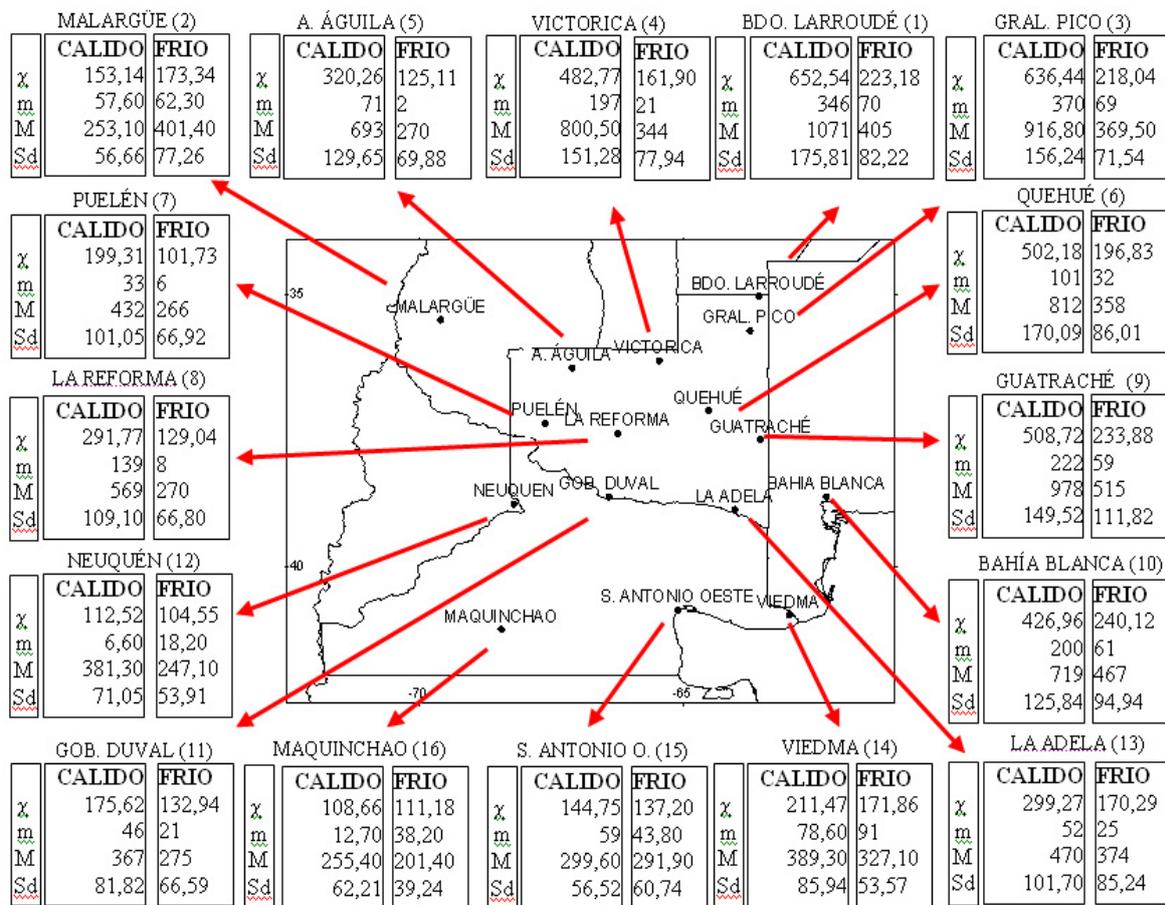


Figura 2. Promedio (χ), Valor mínimo (m), Valor máximo (M) y Desvío estándar (Sd) para cada uno de las estaciones para el semestre cálido (recuadro derecho) y el semestre frío (recuadro izquierdo). Unidad: mm

Las estaciones del norte (de 1 a 6) experimentan una mayor ocurrencia de extremos, tanto húmedos como secos. El hecho que ninguna de las estaciones presenta histograma que se ajuste a la función distribución de probabilidad de Gauss, o normal, significa que la variable anomalía de precipitación no es aleatoria. Entonces existen forzantes en la baja frecuencia que determinan y condicionan las anomalías en las series de precipitación dentro de la región.

En la Figura 4, se muestran las series interanuales para el semestre cálido de cada una de las estaciones, junto con la recta de tendencia y el suavizado Gaussiano con ventana de Hamming de 9 términos. Todas las estaciones que limitan al noroeste con la región de Cuyo (estaciones 4 y 5) y al nor-noreste con la Pampeana (estaciones 3 y 6), muestran tendencias positivas significativas. Esta última región ha experimentado un incremento de precipitaciones desde, al menos, la década del 1960s, generando un desplazamiento de la isohieta de 200 mm hacia el sector sudoeste próxima a la RPA.

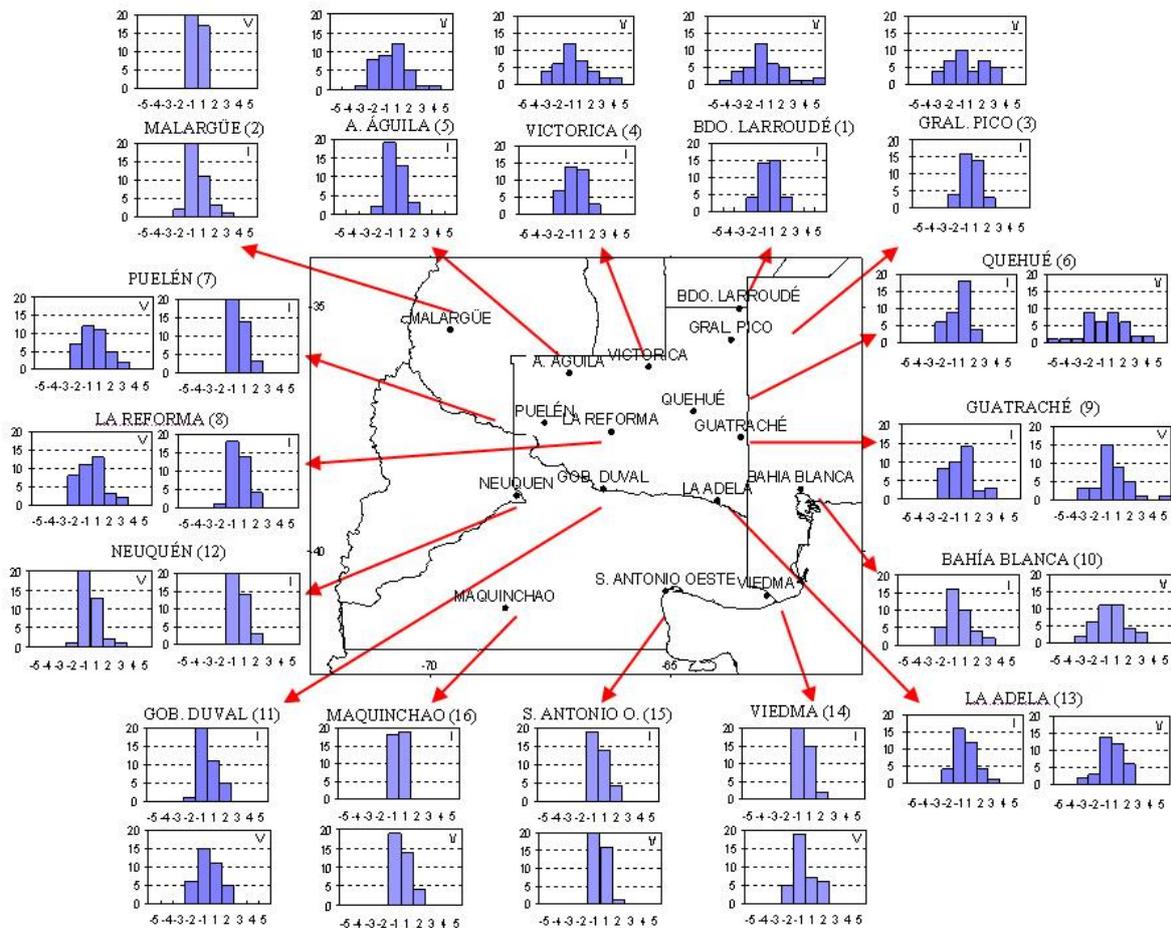


Figura 3. Histogramas de distribución de las anomalías de precipitación para cada una de las estaciones analizadas de la región. Gráficos internos corresponden al semestre frío (Paneles I) y externos al semestre cálido (Paneles V). Aclaración: los valores de abscisa representan el intervalos superior positivo e inferior negativo, x100mm: 1, (0:100]; 2, (100:200], -3, (-300,-200].

El resto de las estaciones no presenta tendencias significativas a excepción de La Reforma (8), ubicada en el centro del área analizada, que notoriamente tiene una tendencia negativa y significativa. Este cambio de tendencias entre positivo en Quehué (6) a negativo en La Reforma (8), sumado a las tendencias negativas pero no significativas del sector sur y sudoeste, son signo de que el área es de transición entre las características subtropicales propias de la Pampa Húmeda y la semiaridez del norte de la Patagonia.

La inspección visual de las series suavizadas permitió agrupar los cuasiciclos dominantes en las series interanuales del semestre cálido en 2 regiones coherentes: la centro-norte (estaciones 1 a 9, Fig. 5.a) y la sur (estaciones 10, 12 a 16, Fig.5.b). En el sector centro-norte, los cuasiciclos son aproximadamente de 8-10 años, marcado por la recurrencia de períodos secos de 3 a 5 años de duración. Este rasgo marca una notable diferencia con el comportamiento de la serie promedio regional del centro-oeste de Argentina (RCO) que presenta un período húmedo sostenido desde 1973 hasta comienzos de los 2000s (Agosta y Compagnucci, 2008).

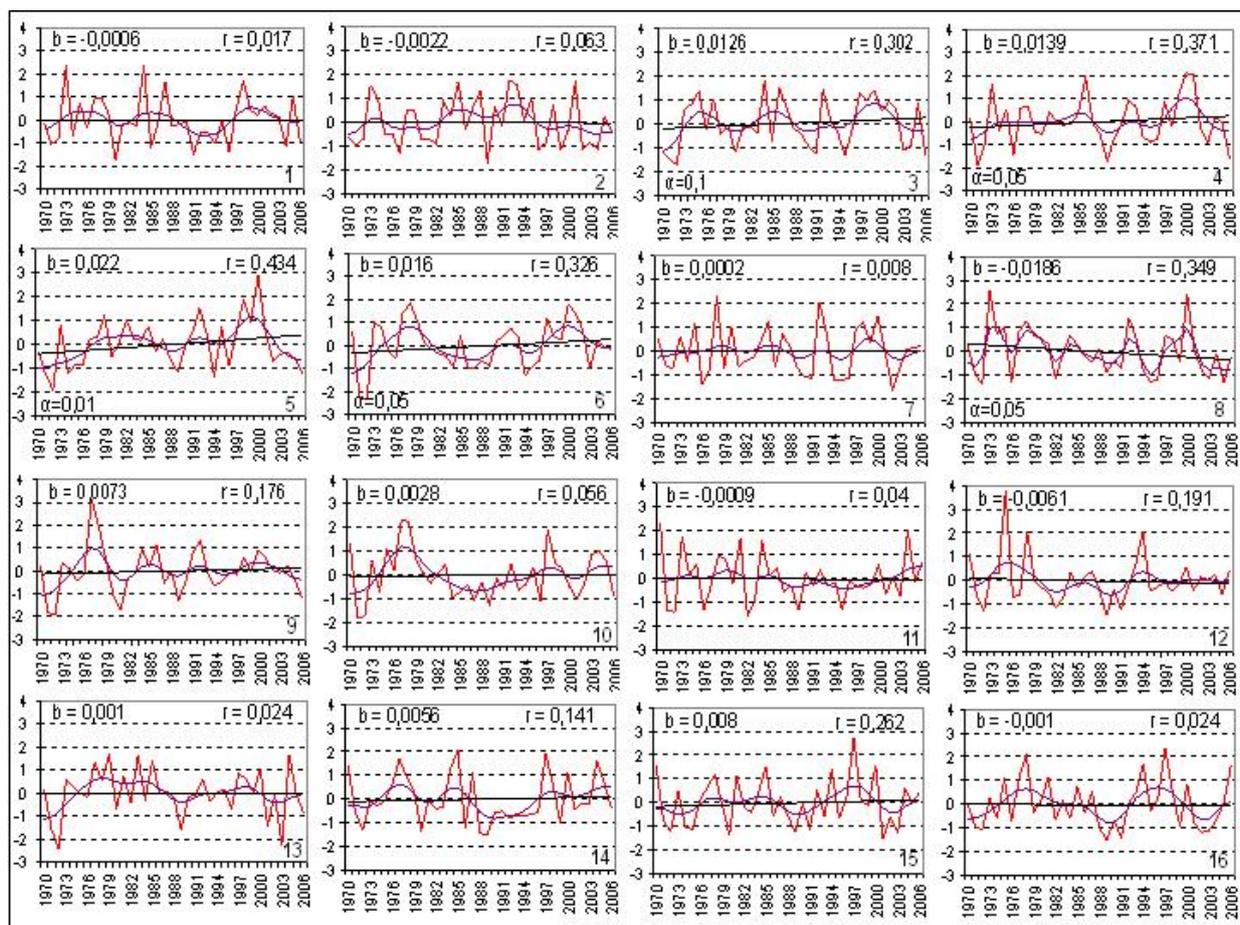


Figura 4. Totales de precipitación del semestre cálido. Tendencia lineal: pendiente (b), coeficiente de correlación (r) y nivel para el cual resulta significativamente no nulo (α)

A partir de mediados de la década de los 1980s, las series de esta región están todas en fase, a excepción de Bernardo Larroudé (1). Desde fines de los 1990s, en toda la sub-región se inicia un período seco que perdura hasta el presente. Existe menor coherencia entre las fases y la intensidad de los máximos para los ciclos durante la década de los 1970s, siendo la estación más dispar Algarrobo del águila (5).

La otra subregión correspondiente al área sur presenta cuasiciclos de mayor período, entre aproximadamente de 15 a 20 años. El período húmedo comienza a principios de los 1970s extendiéndose hasta mediados de los 1980s, seguido por un corto y pronunciado mínimo de aproximadamente 5 años de duración, comenzando a fines de los 1980s otro período húmedo de aproximadamente 10 años, seguido de una tendencia neutra en los últimos años. Las estaciones de La Adela (13), Viedma (14) y San Antonio Oeste (15) tienen oscilaciones cortas comunes a finales de la década del 1970s que la asemejan a las estaciones del sector norte

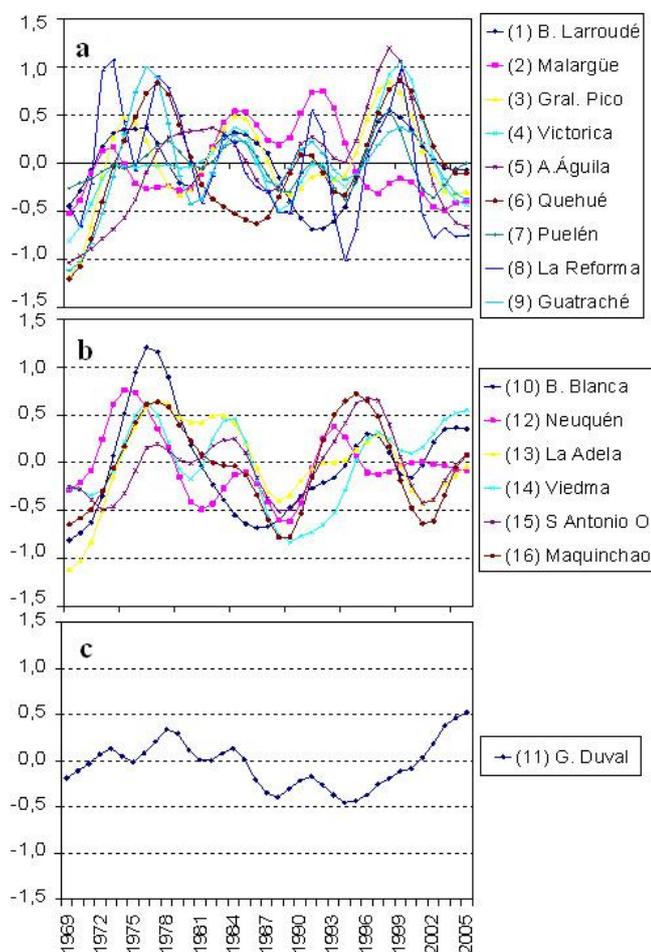


Figura 5. Series suavizadas de la RPA para el semestre cálido: a) estaciones del sector centro-norte, b) estaciones de la región sur, c) estación Duval

La estación Duval (estación 11, Fig. 5.c) ubicada en el centro del límite entre las subregiones norte y sur, tiene un comportamiento ajeno a ambas, mostrando un aparente ciclo de muy baja frecuencia (de 30 a 40 años) que estaría alcanzando un valor máximo en el final de la serie, a la que se le suma una señal de mayor frecuencia de aproximadamente 5 años

Agosta y Compagnucci (2008a) muestran que la circulación atmosférica de verano en latitudes medias (oestes) de Patagonia y el sudoeste del Atlántico presenta también un cuasiciclo dominante, de aproximadamente 18 años, observada desde principios del siglo XX hasta el presente. Por lo tanto, la subregión sur podría estar respondiendo al comportamiento del flujo de los oestes, y en la medida en que algunos años afectara a menores latitudes, llegaría a influir sobre las precipitaciones en Duval. En años en que el flujo de los oestes se encontrase corrido hacia mayores latitudes, la precipitación en esta región estaría regida por el flujo de aire proveniente del noroeste.

Para el semestre frío (Fig.6), la mayoría de las estaciones del sector norte (estaciones 1, 2, 4 y 6) y del sudeste (13, 14 y 15) tiene tendencia positiva y significativa. Las series suavizadas permiten distinguir, a grandes rasgos, 2 subregiones: norte (estaciones 2, 4, 5, 6, 7, 8, Fig. 7.a) y sur (estaciones 3, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, Fig. 7.b) de comportamiento coherente. Con todo, en la región sur se incluye Gral Pico (3) que está más hacia al noreste, cerca de la estación extremo norte Bernardo Larroudé (1).

Esta última no clasifica en ninguna subregión, dado que su comportamiento en baja frecuencia durante las primeras 2 décadas sigue a las estaciones del norte, mientras que en las últimas 2 décadas sigue a las estaciones del sur (Fig 6.c). Tanto las estaciones del norte como las del sur presentan cuasiciclos en torno a los 7-10 años.

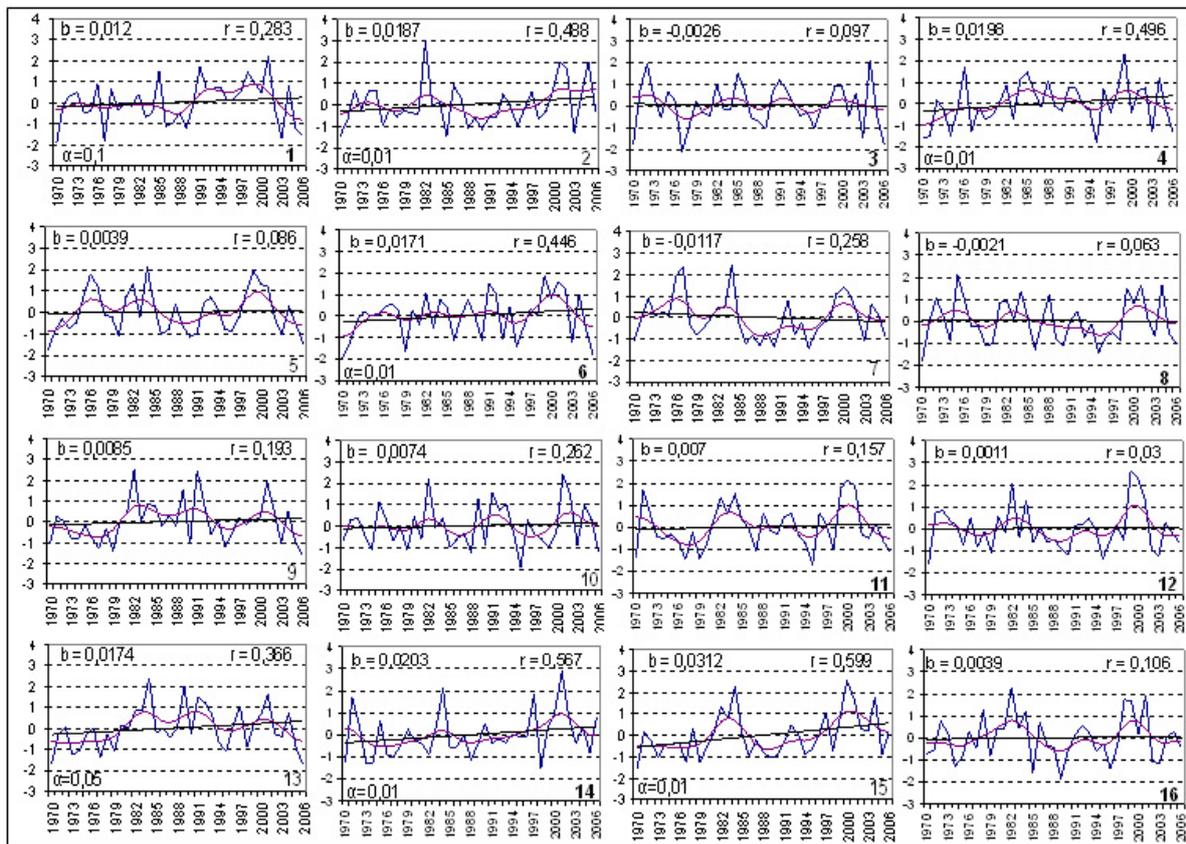


Figura 6. Totales de precipitación del semestre frío. Tendencia lineal: pendiente (b), coeficiente de correlación (r) y nivel para el cual resulta significativamente no nulo (α)

Sin embargo, las del norte tienen menores frecuencias y están desfasadas con las del sur durante la década del 1970s. En la década de los 1980s, la relación se invierte, haciendo que desde mediados de los 1990s, ambas subregiones entren en fase hasta el final del período. Climáticamente, durante el semestre frío el flujo de los oestes está desplazado más hacia el norte debido a la mayor actividad sinóptica transiente dominante en el área. Varios autores encuentran que la actividad baroclínica en el Hemisferio Sur presenta un cuasiciclo dominante de cerca 8 años, especialmente en primavera, asociados a la variabilidad del Modo Anular del Sur (MAS. Barrucand y otros, 2008).

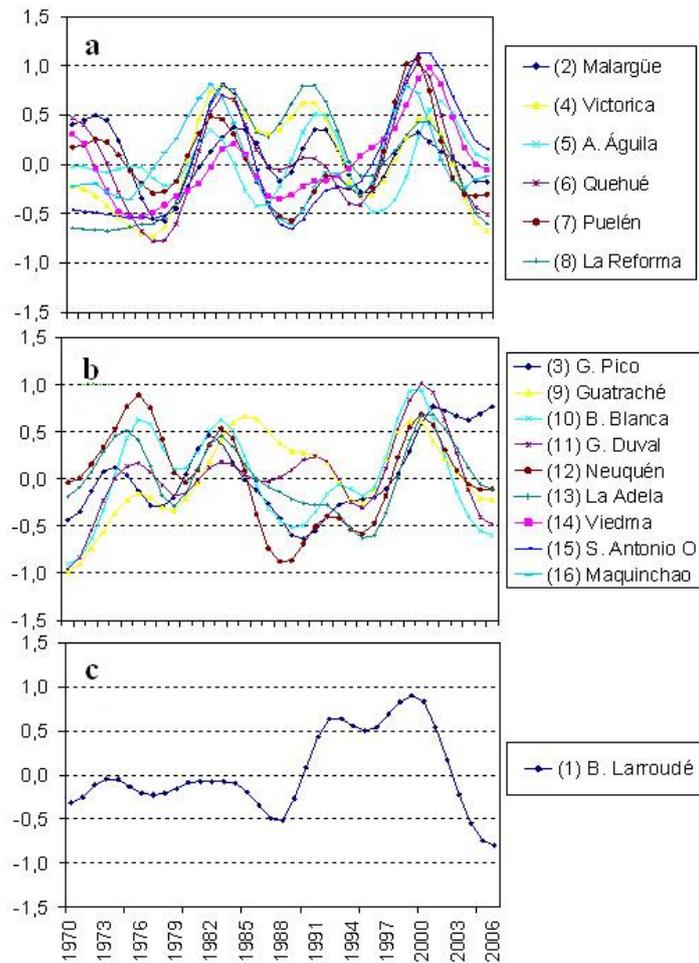


Figura 7. Series suavizadas de la RPA para el semestre frío: a) estaciones del sector norte, b) estaciones de la región sur, c) estación B.Larroudé

Variabilidad temporal de la precipitación regional de verano e invierno

El agrupamiento en baja frecuencia realizada en la sección anterior permite construir índices de precipitación subregionales tanto para el invierno, como para el verano. El índice se construye mediante el promedio espacial de cada una de las series tipificadas. En general, para cada uno de ellos, los coeficientes de correlación con las estaciones que los conforman son altos (mayores a 0.7) y significativamente distintos de cero al 99% de confianza.

La correlación entre los índices Verano Norte (VN) y Verano Sur (VS) es 0.37, significativamente distinto de cero al 95%. El bajo valor de esta correlación muestra que la subregionalización en escala interanual para la precipitación de verano tiene significado físico. En cambio la subregionalización no parece relevante en invierno, dado que el coeficiente de correlación entre los índices Invierno Norte e Invierno Sur es 0.74, significativamente distinto de cero al 99% de confianza. El resultado obtenido es razonable dado que durante el invierno toda la región esta bajo la influencia de la circulación de los oestes. Por ello se decide analizar el comportamiento temporal y la circulación atmosférica asociada a los índices VS (verano subregión sur) y VN (verano subregión norte) y del invierno promediando todas las estaciones tipificadas de la región (IR).

La Figura 8 muestra las series interanuales y suavizados (ondas mayores a 6 años) de los índice VN, VS e IR, panel superior, medio e inferior, respectivamente. Claramente se observa la ausencia de tendencia

significativa en la precipitación para los últimos cuarenta años en la RPA tanto en verano como en invierno. Cada una de ellas en baja frecuencia muestra oscilaciones diversas, que en ciertas décadas están en fase.

Tanto en la subregión norte como la subregión sur de verano, como en toda la RPA en invierno, la última década presenta valores que tienen a decrecer. Asimismo las series de verano están en fase en la baja frecuencia en las dos primeras décadas, mientras que desde mediados de los 1980s las fases se oponen. Nótese que el índice VN e IR están en fase coherente desde comienzos 1980s hasta el final del registro.

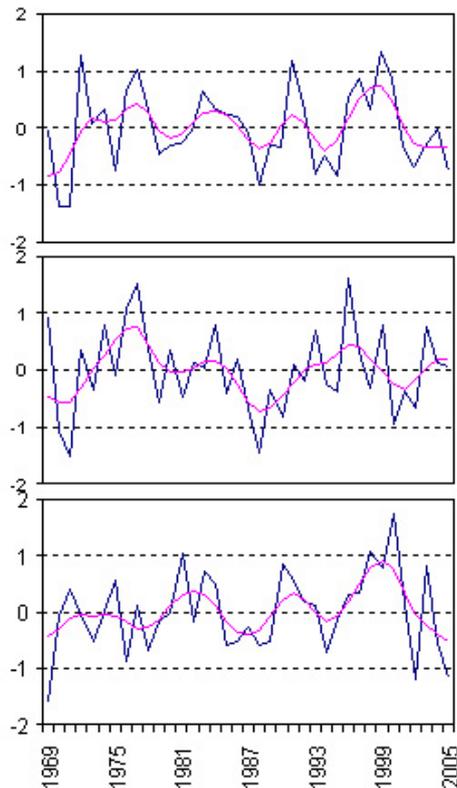


Figura 8. Panel superior corresponde al índice Verano Norte (VN); Panel medio, índice Verano Sur (VS) y Panel inferior, índice Invierno (IR). En todos los casos fue aplicado un suavizado utilizando la ventana de Hamming de 6 términos

Oscilaciones en baja frecuencia

A fin de evaluar objetivamente los cuasi-ciclos de baja frecuencia observados en las series de precipitación de cada estación, descritos someramente más arriba y que caracterizan a la región, se analizan las series de índices mediante descomposición en armónicos de Fourier. El análisis de espectros se realizó utilizando una ventana de Hamming con bandas de significancia al 90% de confianza.

En la Figura 9a se observa el espectro de ondas para el índice VN. En este caso, podemos observar dos máximos significativos a más del 90%: el primero ubicado hacia los 5-6 años, y otro ubicado alrededor de los 8 años. El espectro nulo asociado es de ruido blanco markoviano con $r_1=0.19$ no significativo al 95%. La Figura 9b muestra el espectro de ondas del índice VS. En él puede observarse que aparece un pico alrededor de 2 años que se extiende hasta aproximadamente los 4 años. Luego la energía espectral presenta otros dos máximos secundarios: el primero hacia los 11 años y el segundo, levemente más intenso, hacia los 15 años. El coeficiente de autocorrelación de lag 1 es $r_1=0.05$ no significativo al 99% resultando ser el espectro

teórico el de ruido blanco de Markov.

En la Figura 9c se muestra el espectro para el único índice regional de invierno (IR). Notamos un pico espectral, significativo al 90% de confianza alrededor de los 4-5 años. Otro pulso, aunque en este caso no significativo al 90%, aparece hacia los 11 años. Nuevamente el espectro teórico es de ruido blanco ya que el coeficiente de autocorrelación de lag 1 $r_1=0.11$ no es distinto de cero para una significancia de $\alpha=0.01$.

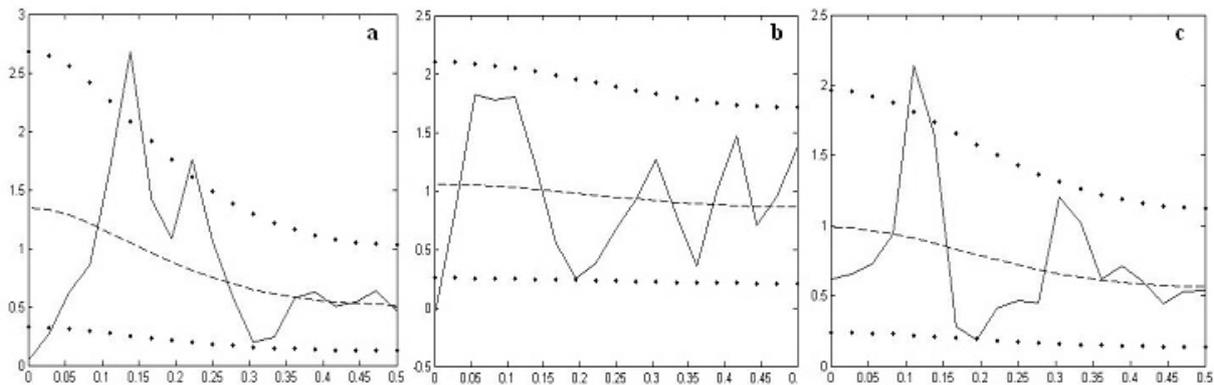


Figura 9. Espectro de Tukey con ventana de Hamming para los distintos índices, continuo nulo (línea a trazos) de ruido blanco de Markov y niveles de significancia (línea punteada) al 90%. a)VN b) VS c) IR. Ordenada al origen, densidad espectral. Abscisa, frecuencia en 1/37año

El análisis espectral muestra que tanto el verano como el invierno, la precipitación está modulada por ondas en escalas menores entre 3 y 6 años, cerca de 8 años, y 11 años. Las oscilaciones de menor frecuencia podrían estar asociadas a la variabilidad del MAS que también presenta ciclos similares y afecta la circulación de latitudes medias del cono sur de Sudamérica (Barrucand y otros, 2008). Posiblemente sean estas oscilaciones las responsables de la coherencia en fase entre VN e IR. Por otro lado el cuasi-ciclo de 11 años solar podría estar jugando un rol dominante (Agosta, 2004).

La precipitación en la RPA y la circulación troposférica de capas bajas

Para analizar exploratoriamente el comportamiento de la tropósfera baja en relación a la precipitación, se estimaron los mapas de correlación entre los índices VN, VS e IR con la altura de geopotencial en 850hPa (H850). Para la subregión norte (con índice VN), durante el verano húmedo (seco) se observan áreas de correlación positiva (negativa) en latitudes altas sobre el Pacífico sudeste, acompañada por correlación negativa (positiva) hacia el norte; y otra área de correlación positiva (negativa) en latitudes medias del Atlántico sudoeste (Fig. 10 a). Para la situación húmeda, las condiciones del Pacífico favorecen un flujo de los oestes bloqueado y sobre la zona del Atlántico, el flujo de masa asociado a una actividad anticiclónica es desde el Atlántico hacia el continente, lo cual favorece el ingreso de húmeda hacia el norte de la región de estudio. La situación seca, se corresponde con un Anticiclón del Pacífico Sur intensificado y actividad ciclónica desplazada hacia altas latitudes que inhiben el ingreso de humedad desde el Atlántico hacia la parte norte de la RPA. Para la subregión sur (con índice VS), durante el verano húmedo (seco) se observan áreas de correlación positiva (negativa) hacia el sudeste del cono sur de Sudamérica, que se extienden hacia el Atlántico (Fig. 10 b). Esto implicaría actividad anticiclónica incrementada hacia el sur de Argentina que favorece el ingreso de humedad, o el flujo de masa de aire húmedo, desde el sudoeste del Atlántico hacia el sur de la región estudiada.

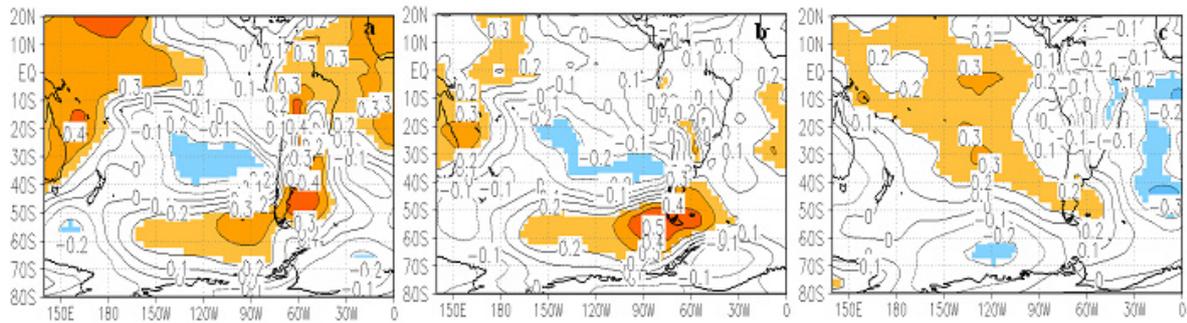


Figura 10. Mapa de correlación entre los distintos índices y H850. Fueron sombreados los valores significativos para $\alpha \leq 0,2$. a) VN b) VS c) IR

Las correlaciones con el índice IR, muestran valores altos en latitudes medias y altas de la cuenca del Pacífico con una estructura similar a la del VN, aunque ligeramente desplazado hacia el oeste (Fig. 10 c). Para un invierno húmedo (seco), se observan correlaciones positivas (negativas) sobre latitudes medias en la zona del Anticiclón del Pacífico Sur que se extienden hacia el Atlántico sobre la costa este de la Patagonia; y correlaciones negativas (positivas) en las latitudes subpolares. Esto implica que un invierno húmedo se correspondería a una situación de bloqueo en el Pacífico sur y circulación anticiclónica en latitudes medias-altas sobre el Mar Argentino que favorecen el flujo de humedad desde el Atlántico. Durante el invierno seco, el sector de latitudes medias entre el Pacífico y el Atlántico estaría afectado por actividad ciclónica incrementada que atraviesa la Patagonia central.

Relaciones con la temperatura superficial de los mares adyacentes

La Figura 11 muestra los mapas de correlación entre los índices de VN, VS e IR con las temperaturas superficiales del mar de la cuenca del Pacífico y del Atlántico, sombreados los valores cuya significancia es $\alpha \leq 0,2$. Un verano húmedo (seco) en la subregión norte, está asociado con valores positivos (negativos) de correlación en el Pacífico ecuatorial del este, extendiéndose entre 20°S y 15°N y valores negativos (positivos) hacia el sur en latitudes subtropicales del Pacífico (Fig. 11a). Los mayores valores (superiores a 0.4) se observan al norte del Mar Argentino en la zona de confluencia de la corriente del Brasil y de Malvinas. El área del Pacífico ecuatorial oriental parece vincular las precipitaciones en la subregión norte con procesos atmosféricos-oceánicos relacionados con el El Niño-Oscilación del sur (ENOS). Un patrón similar se observa para la subregión sur durante el verano, solo que el área de máxima correlación en el Pacífico oriental se desplaza más hacia el centro de la cuenca, con valores ligeramente menores (Fig. 11b). Las áreas de correlación positiva del lado del Atlántico se desplazan hacia más bajas latitudes. Esto estaría indicando posible vinculación con una fase intermedia del ENOS y la subregión sur de la RPA.

Tanto para la subregión norte como para la subregión sur, las áreas de correlación positiva del Atlántico sudoeste, estarían asociadas a los distintos tipos de circulación atmosférica en esas latitudes que modulan la posición de la confluencia de las corrientes oceánicas cálida del Brasil y fría de Malvinas (White, 2004 y Wainer y Venegas, 2002). Para el invierno, en general, los valores de correlación son menores (Fig. 11c), los máximos valores se encuentran en latitudes medias y altas del Pacífico del sudeste y Atlántico del sudoeste cerca de la porción sur del continente. Estos valores estarían asociados a cambios de la circulación atmosférica de latitudes medias descritos en la sección anterior.

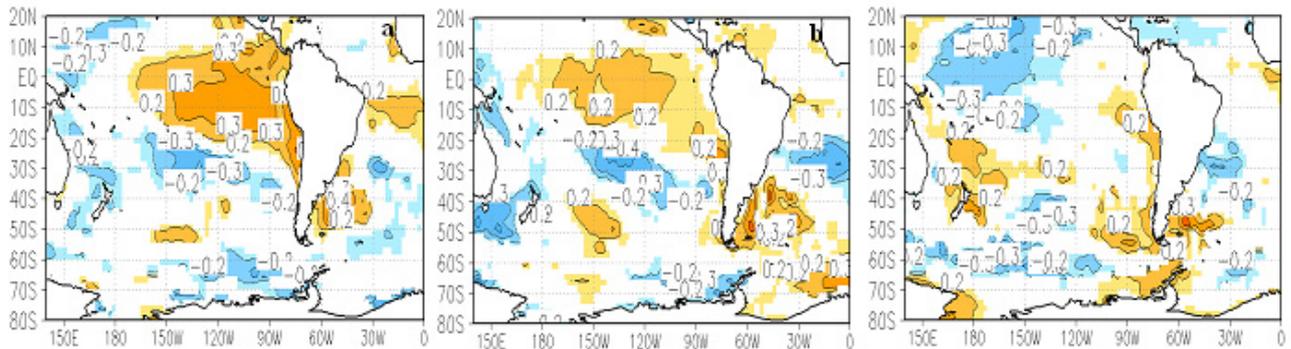


Figura 11. Mapa de correlación entre los distintos índices y la SST. Fueron sombreados los valores significativos al 80%. a)VN b) VS c) IR

CONCLUSIONES

El análisis del régimen de precipitación a lo largo del ciclo anual para las estaciones ubicadas sobre el centro-norte de la RPA muestra mayores registros durante el semestre cálido (Octubre-Marzo) en comparación con el semestre frío (Abril-Septiembre). En cambio, para las localizadas en el centro-sur, la precipitación es más uniforme a través del ciclo anual. El análisis estadístico básico muestra que, tanto para el invierno como para el verano, los valores medios disminuyen de noreste a sudoeste al igual que los desvíos estándares. La distribución de frecuencia observada de las anomalías de precipitación, tanto para el verano como para el invierno, tiene una moda en el intervalo (-100; 0)mm, es decir que las anomalías negativas de precipitación muestran la mayor ocurrencia de frecuencia. Sin embargo, el conjunto total de las anomalías positivas muestra siempre una ligera mayor probabilidad de ocurrencia. El análisis de la tendencia lineal también indica falta de homogeneidad en la región. En el sector noreste, las tendencias del período cálido resultan positivas y significativas, en concordancia con la mayor frecuencia de ocurrencia de anomalías positivas que pueden asociarse al corrimiento hacia el sudoeste de las isohietas ocurrido durante el siglo XX debido a cambios en la advección de humedad proveniente del Anticiclón del Atlántico Sur (Barros, 2000; Agosta y Compagnucci, 2008). Sobre el centro y sur de la RPA, algunas estaciones muestran tendencia negativa aunque no significativa.

Teniendo en cuenta el comportamiento interanual de la precipitación durante el semestre cálido, es posible dividir la región en dos subregiones, una norte y otra sur. La subregión norte presenta oscilaciones en baja frecuencia en torno a 5 años y a 8 años, y la subregión sur, en torno a 2-4 años, 11 años y 15 años. Ambas subregiones estaban en fase coherente en baja frecuencia durante las primeras 2 décadas y desde mediados de los 1980s entran en contratase (Fig. 8). Durante el semestre frío, la RPA es más homogénea en cuanto al comportamiento interanual de la precipitación, presentando cuasi-ciclos significativos en torno a 4-5 años y 11 años. Tanto para el verano como para el invierno, estos procesos de baja frecuencia de la banda entre 3 y 6 años podrían estar relacionado al MAS y al cuasi-ciclo solar de 11 años. Sin embargo, es necesario un mayor análisis para confirmar estas hipótesis.

Como es de esperar, durante el verano, la circulación troposférica de capas bajas asociada a la precipitación muestra relaciones distintas para las subregiones norte y sur. La diferencia más importante es que los centros de acción asociados a la precipitación en la subregión norte se localizan hacia latitudes medias sobre el Mar Argentino en torno a 40°S, mientras que los asociados a la precipitación en la subregión sur se localizan hacia más altas latitudes. Para la precipitación de invierno, la circulación troposférica de capas bajas está más asociada a flujo de los oestes más intensificados sobre el Pacífico Sur, los cuales podrían vincularse a mayor actividad transiente de escala sinóptica en latitudes medias.

En general, la actividad anticiclónica sobre la cuenca sudoeste del Atlántico, próximo a Patagonia, está asociada a mayor precipitación debido al ingreso de humedad desde el océano Atlántico hacia la zona de estudio, mientras que actividad ciclónica sobre las latitudes medias en torno a la Patagonia inhibe la precipitación de verano. Asimismo, del lado del Pacífico, la circulación troposférica asociada parece inhibir

el flujo de los oestes. Cabe destacar que la precipitación de verano para la subregión norte podría estar vinculada con la fase madura del ENOS, mientras que la subregión sur, con una fase intermedia de este proceso atmosférico-oceánico.

Estos cambios encontrados entre la circulación atmosférica de capas bajas y la precipitación en la RPA en escala mayor a la anual, son indicativos de la influencia de procesos atmosféricos de gran escala. Tanto el ENOS como la convección profunda en la región del Pacífico e Índico, modulan la atmósfera en baja frecuencia a través de la propagación meridional de ondas planetarias de Rossby que se propagan hacia latitudes medias y altas del Hemisferio Sur, y se dirigen hacia Sudamérica modificando la circulación atmosférica regional (Vera et al., 2004) y la misma variabilidad del MAS. En este sentido, los resultados encontrados son alentadores para profundizar el estudio del comportamiento y el cambio entre invierno y verano de las ondas cuasi-estacionarias de la troposfera asociadas a la precipitación en la RPA.

Agradecimientos: El trabajo fue realizado en el marco de los proyectos del CONICET PIP N°5006, AGENCIA-MINCYT PICT-2007-00438 PESTRAMO BID, A0811 Proyecto bilateral: República Argentina (MINCYT) y el NRF de Sudáfrica y UBACYT 2008-2010. X224. PICT 2007 ICES-IDAC 01888 y UCA (PEPACG). Se agradece al personal del Servicio Meteorológico Nacional la pronta respuesta ante la solicitud de la información. También se agradece en todo sentido a O. Carm.

REFERENCIAS

- Agosta, E. A., Compagnucci, R.H., Vargas, M.W., 1999. Cambios en el Régimen Interanual de la Precipitación Estival en la Región Centro-Oeste Argentina. *Meteorologica.* , v.24, n.1 y 2, p.63 - 84, ISSN/ISBN: 0325187X.
- Agosta, E.A. (2004): Variabilidad del clima terrestre y rayos cósmicos galácticos durante el ciclo solar de 11 años: revisión teórica. *Meteorologica.* , v.29, n.1 y 2, p.47 – 62.
- Agosta, E. A., Compagnucci, R.H., 2006 Atmospheric Conditions During wet and dry summer extremes in Central-West Argentina. 8th International Conference of the Southern Hemisphere Meteorology and Oceans, American Meteorological Society, Foz do Iguacu, Brasil. Ses. 12: Understanding long-term climate variations in the SH. p.1439 – 1452. 10 pág.
- Agosta, E. A., Compagnucci, R.H. 2008. The 1976/77 Austral Summer Climate Transition Effects on the Atmospheric Circulation and Climate in southern South America. *Journal of Climate.* DOI: 10.1175/2008JCLI2137.1
- Agosta, E. A., Compagnucci, R. H., 2008b. Procesos atmosféricos/oceánicos de baja frecuencia sobre la cuenca sudoeste del Atlántico Sur y la variabilidad de la precipitación en el centro-oeste de Argentina, *Geoacta*, 33, 21-31.
- Agosta, E. A. y Cavagnaro, M. 2010, en prensa. Variaciones interanuales de la precipitación de verano y el rendimiento del cultivo de la vid en Mendoza. *Revista Geoacta*
- Barros, V, M. Castañeda, and M. Doyle, 1996: Recent precipitation trends in southern South America to the east of the Andes: An indication of a mode of climatic variability. *Greenhouse Gas Emission under Developing Countries Point of View*, L. P. Rosa and M. A. Santos, Eds., COPPE, 41–67.
- Barros, V., Castañeda M. E., y Doyle, M., 2000. Recent precipitation trends in southern South America east of the Andes: An indication of climatic variability. *Southern Hemisphere paleo and neo-climates*, P. P. Smolka and W. Volkheimer, Eds., Springer-Verlag.
- Barrucand, M., Rusticucci, M., y Vargas, W. 2008. Temperature extremes in the south of South America in relation to Atlantic Ocean surface temperature and Southern Hemisphere circulation. *J. Geophys. Res.*, 113, D20111, doi: 10.1029/2007JD009026.
- Boulanger, J. P., J. Leloup, O. Penalba, M. Rusticucci, F. Lafon, and M. Vargas, 2005: Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: Long term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Climate Dyn.*, 24, 393–413.
- Canavos G. C.: Probabilidad y estadística: Aplicaciones y métodos, primera edición. Ed McGraw Hill 1988, 651pp.

- Gu, D.F. y Philander S. G. H. 1997. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, 275:805-807.
- Haylock, M. R., and Coauthors, 2006: Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *J. Climate*, 19, 1490–1512.
- Hoffmann, J.A.J., 1992. The continental atmospheric pressure and precipitation regime of South America. *Erdkunde* 46, 40-51. Alemania.
- Kottek, M., Grieser J., Beck C., Rudolf B. y Rubel F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 15, 259-263. DOI: 10.1127/0941-2948/2006/0130.
- Krepper, C. M., Scian, B. V. y Pierini J. O. 1989. Time and space variability of rainfall in central-east Argentina. *J of Climate*, 2, 39-47
- Liebmann, B., and Coauthors, 2004: An observed trend in central South American precipitation. *J. Climate*, 17, 4357–4367.
- Minetti, J.L. y Vargas, W.M. 1998. Trends and Jumps in the annual precipitation in South America, south of the 15°S. *Atmósfera*, 11, pp.205- 221. México.
- Minetti, J. L., Vargas, W. M., Poblete, A. G., Acuña, L. R. y Casagrande, G. 2003. Non linear trends and low frequency oscillations in annual precipitation over Argentina and Chile, 1931-1999. *Atmósfera* 16 pp. 119-135
- Schwerdtfeger, W., 1951. Bases para el pronóstico a medio plazo de las condiciones de temperatura en el otoño de Buenos Aires. *Revista Meteoros*, Año I, n°1, pp 33-45.
- Schwerdtfeger, W. 1976. Climates of Central and South America. In *World Survey of Climatology* (Schwerdtfeger, W.; editor). Elsevier Scientific Publishing Company, p. 145. Amsterdam-Oxford-New York
- Vera, C, Silvestri, G., Barros V. y Carril A., 2004. Differences in El Niño Response over the Southern Hemisphere. *J of Climate* Vol 17 N°9 1741-1753
- Wainer I. y Venegas S.A. 2002: South Atlantic Multidecadal Variability in the Climate System Model, *Jou. Of Clim.* 15, 1408-1420.
- White W.B. 2004: Comments on “synchronous variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea, Ice and Ocean resulting from Annular Mode”. *Am. Met. Soc.* 17, 2249-2254.
- Wilks, D.S. 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Elsevier, 628pp

Recibido: 2 de junio de 2010

Aceptado: 18 de octubre de 2010

VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN EN LA CIUDAD DE LA PLATA DURANTE EL PERÍODO 1909-2007: TENDENCIAS Y FLUCTUACIONES CUASIPERIODICAS

Pablo L. Antico^{1,2} y Nora C. Sabbione¹

¹Departamento de Sismología e Información Meteorológica, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata. pantico@fcaglp.unlp.edu.ar, nora@fcaglp.unlp.edu.ar
Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata, Provincia de Buenos Aires

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

RESUMEN

La variabilidad de la serie temporal de totales mensuales de precipitación de la estación meteorológica La Plata Observatorio es analizada mediante la técnica conocida como SSA (del inglés, Singular Spectrum Analysis) durante el período 1909-2007. Los resultados muestran oscilaciones con períodos dominantes de 4–5 años y otra menor de ~3 años. También se detecta una tendencia creciente que se acentúa durante la segunda mitad del período. Existen también oscilaciones con períodos de 7–8 años, aunque no resultan estadísticamente significativas. El análisis de las series de precipitación por semestres y trimestres muestra que las oscilaciones de 3–5 años aún persisten durante todo el año. En cambio, la tendencia corresponde solamente al semestre cálido. Se calculan coeficientes de correlación lineal entre las series de precipitación y las del Índice de la Oscilación del Sur (SOI). En particular, los resultados indican que, durante los eventos El Niño (La Niña) la precipitación tiende a ser mayor (menor) que el promedio durante octubre–marzo. La relación mejor definida ocurre entre los totales de octubre–diciembre y el valor del SOI durante julio–septiembre del mismo año.

Palabras clave: precipitación, SSA, ENOS, variabilidad climática, La Plata.

ABSTRACT

The variability of the time series of monthly precipitation totals of La Plata Observatorio is analyzed for the period 1909–2007. The analysis is performed with a technique known as Singular Spectrum Analysis (SSA). Results show oscillations with a dominant 4–5-year period and another one with ~3-year period. An increasing trend is also detected, particularly during the second half of the analyzed period. There are also oscillations with 7–8-year period, although they are not statistically significant. An analysis of seasonal and half-year precipitation series also exhibits oscillations with a 3–5-year dominant period. On the other hand, the trend only persists during the warmer season. Linear correlation coefficients are computed between precipitation and Southern Oscillation Index series (SOI). In particular, results suggest that precipitation tends to be higher (lower) than average during October–March after the onset of El Niño (La Niña). The most robust correlation occurs between October–December precipitation totals and the previous July–September SOI average.

Keywords: precipitation, SSA, ENSO, climatic variability, La Plata.

INTRODUCCIÓN

Los totales mensuales de precipitación en La Plata están afectados de manera significativa por fluctuaciones casi periódicas en el rango de 2 a 5 años, al menos durante el período 1938-2001 (Antico y Sabbione, 2005). Esta escala de tiempo corresponde al fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS), la cual ejerce influencias sobre las anomalías de precipitación en la región (Antico, 2009; Almeira y Scian, 2006; Boulanger *et al.*, 2005; Silvestri, 2005, 2004; Grimm *et al.*, 2000, 1998; Krepper *et al.*, 1989; Ropelewski y Halpert, 1989, 1987; entre otros). Por otro lado, también existen

tendencias a largo plazo (Minetti *et al.*, 2003; Castañeda y Barros, 2004; Minetti y Vargas, 1998; Hoffmann *et al.*, 1987), las cuales se manifiestan en particular durante los meses más cálidos, y en especial a partir de la década de 1950 (Nauman *et al.*, 2009; Antico y Sabbione, 2005; Boulanger *et al.*, 2005).

En el presente estudio se extiende el análisis iniciado por Antico y Sabbione (2005) a la serie histórica de precipitación de la misma estación, abarcando ahora un período de 99 años que se inicia a comienzos del siglo XX. Se aplica la misma metodología, basada en un análisis espectral teniendo en cuenta la significancia estadística de los resultados obtenidos, tanto para la serie de totales anuales como trimestrales. En la última parte del trabajo, previa a las conclusiones, se compara el comportamiento de la precipitación en la escala de tiempo de un año a otro con las fases del fenómeno ENOS.

La principal contribución de este trabajo consiste en reafirmar, a lo largo del período 1909-2007, algunos de los resultados obtenidos por Antico y Sabbione (2005) para el período reciente de 1938-2001, acerca de las fluctuaciones cuasiperiódicas y tendencias de la precipitación en La Plata. En los resultados también se describe el carácter de la relación existente entre las anomalías de precipitación y el estado del fenómeno ENOS.

DATOS

Los datos de precipitación consisten en totales mensuales calculados a partir de registros pluviométricos diarios de la estación meteorológica La Plata Observatorio durante el período 1909–2007. Previamente a su utilización, los datos fueron sometidos a un control de calidad siguiendo las pautas recomendadas en OMM (1990). Durante el período descrito, la ubicación de los sucesivos pluviógrafos y pluviómetros se mantuvo prácticamente inalterada dentro del predio de la estación. En cambio, las alteraciones en el medio ambiente (por ej., el crecimiento urbano) podrían ser una fuente de error en las observaciones que hasta el momento no ha sido cuantificada, debido principalmente a la falta de información objetiva al respecto.

Para estudiar la relación entre la precipitación y el estado del fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur, se utilizan series mensuales del Índice de la Oscilación del Sur (SOI, del inglés Southern Oscillation Index) también para el período 1909–2007. Estas últimas fueron obtenidas del Bureau of Meteorology de Australia a través de su sitio en Internet (<http://www.bom.gov.au/>).

METODOLOGÍA

El análisis de espectro singular (SSA, del inglés Singular–Spectrum Analysis) consiste en un análisis espectral aplicado a series temporales que permite descomponer a la misma en oscilaciones y tendencias. El objetivo consiste en detectar señales sobre la base de un espectro dominado por el ruido, tal como suele ocurrir con las series de datos meteorológicos. El método se basa en la construcción de componentes principales pero en la dimensión temporal en lugar de la espacial (Vautard y Ghil, 1989).

Para aplicar el SSA se utilizó un conjunto de programas de libre acceso descritos por Ghil *et al.* (2002) (<http://www.atmos.ucla.edu/tcd/ssa/>). En primer lugar se introduce a la serie temporal original $\{ x(t) : t = 1, \dots, N \}$ en un espacio vectorial de dimensión M considerando M copias desfasadas $\{ x(t - j) : j = 1, \dots, M \}$. El valor M , denominado ventana espectral y expresado en las unidades de tiempo de la serie de datos, debe ser mayor que el período de la oscilación motivo del estudio y menor que el tiempo durante el cual se manifiesta la oscilación. En este trabajo, se tomó como referencia el valor de $M \leq N/5$ sugerido por Vautard *et al.* (1992). Luego se construye la matriz de autocovarianza $M \times M$, en este caso mediante el método sugerido por Vautard y Ghil (1989), se diagonaliza y se obtienen los autovalores $\{ \lambda_k : 1 \leq k \leq M \}$. Cada uno de los λ_k representa la varianza de la serie temporal en la dirección especificada por el correspondiente autovector \mathbf{E}_k . Las raíces cuadradas de los λ_k se denominan valores singulares y el conjunto $\{ (\lambda_k^{1/2}, \mathbf{E}_k) : 1 \leq k \leq M \}$ espectro singular. A los \mathbf{E}_k se los denomina EOFs (del inglés, empirical orthogonal functions), por su analogía con el análisis de componentes principales aplicado en el dominio espacial.

Una vez obtenido el espectro singular de la serie temporal, es posible construir otras series denominadas componentes principales (PCs, del inglés Principal Components) que representan la proyección de la serie de datos original sobre cada uno de los EOFs. La suma del espectro de potencia de los PCs es igual a la suma del espectro de potencia de la serie original $x(t)$ (Vautard *et al.*, 1992),

haciendo posible el análisis por separado de la contribución espectral de varios componentes a la varianza total de la serie original.

A partir de los EOFs es posible reconstruir la serie de tiempo original $x(t)$ de longitud N según la técnica descrita por Vautard *et al.* (1992), mediante series de tiempo también de longitud N denominadas componentes reconstruidas (RCs, del inglés Reconstructed Components). Éstas poseen la importante propiedad de conservar la fase de la serie original lo cual permite la superposición con esta última. Se denomina k -ésima RC, o $x_k(t)$, a la componente reconstruida exclusivamente a partir de los elementos de la k -ésima EOF (\mathbf{E}_k), de manera que la serie original puede reconstruirse por completo mediante la suma de todas las $x_k(t)$, con $k = 1, \dots, M$.

Al analizar el espectro singular de una serie de tiempo, se observa en general que unos pocos valores singulares destacan con respecto a una meseta que corresponde al ruido blanco de la serie. Este conjunto reducido de valores singulares, representa a los PCs que contienen la señal de la serie de datos original. Esto significa que, para optimizar la relación señal-ruido, basta considerar un número apropiado de componentes reconstruidas $S < M$. En este trabajo, para determinar el número apropiado S se utilizó la técnica descrita por Allen y Smith (1996) basada en las aproximaciones de Monte-Carlo, utilizando 1000 realizaciones y tomando la hipótesis nula de ruido blanco. De esa manera se logran aislar pares de RCs que representan oscilaciones con pseudo-períodos y tendencias con respecto a aquellas que solo forman parte del ruido de la serie (Vautard *et al.*, 1992).

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

SSA aplicado a las series de precipitación

En la Tabla 1a se muestran las componentes detectadas por el SSA utilizando $M = 25$ años, junto con su período dominante y porcentaje de la varianza total explicada. En negritas se indican aquellos pares de componentes cuyos valores singulares, λ_k , tienen niveles de significancia de por lo menos 95%. En la serie de precipitación anual el SSA detecta una oscilación significativa con un período entre 4 y 5 años con más del 15% de la varianza (Tabla 1a). Aunque sin significancia, el método también detecta una tendencia y una oscilación de 7–8 años. Similares resultados se obtienen con $M = 15$ y 20 (en las tablas se muestran únicamente resultados para $M = 25$, salvo excepción). A fin de potenciar la señal en la escala de tiempo interanual, se reconstruye la serie de precipitación anual utilizando las RCs del SSA con $M = 25$, pero excluyendo las componentes asociadas con la tendencia y la oscilación de 7–8 años. La serie residual reconstruida es sometida nuevamente al SSA pero en este caso se utiliza una ventana espectral $M = 10$ a fin de potenciar la significancia estadística de los λ_k resultantes (Tabla 1b).

Se observa que la serie residual sigue estando dominada por una oscilación de 4–5 años, que explica más del 24% de la varianza. Los resultados también muestran una oscilación de aproximadamente 3 años aunque no es significativa. En la reconstrucción parcial con las RCs [3 4 5 16] (Fig. 1), se observa el incremento de la tendencia a principios de los años '50. En la Figura 2, se muestra la serie residual reconstruida únicamente con los RC's [1 2] con período dominante de ~4 años y la serie original reconstruida sin la tendencia.

Tabla 1a Modos dominantes de oscilación detectados por el SSA con $M = 25$ años en las series de precipitación anual (ene–dic) y semestral (oct–mar y abr–sep) de La Plata Observatorio durante el período 1909-2007. En negritas se indican los componentes con niveles de significancia del 95% o mayores.

Totales de precipitación	Componentes con oscilaciones	Tendencia o Período dominante (años)	Varianza explicada (porcentaje)
anual	3 5 16	Tendencia	7,8
	1 2	4,5	15,7
	4 5	6,8 y 8,3	3,0
octubre–marzo	1 10	Tendencia	16,1
	2 3	4,2	10,1
	4 5	3,4	10,9
abril–septiembre	1 2	2,7	11,3

Tabla 1b Modos dominantes de oscilación detectados por el SSA con $M = 10$ en las serie residuales de precipitación anual y semestrales de La Plata Observatorio durante el período 1909-2007.

anual	1 2	4,4	24,4
	3 4	2,7	10,5
octubre-marzo	1 2	4,2	22,2
	6 7	2,6	6,7

Figura 1 Serie de precipitación anual y reconstrucción parcial mediante componentes obtenidas a partir del SSA con $M = 25$ años.

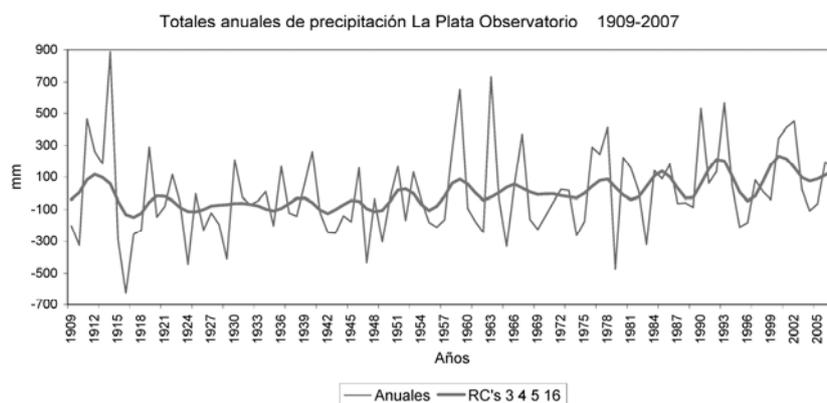
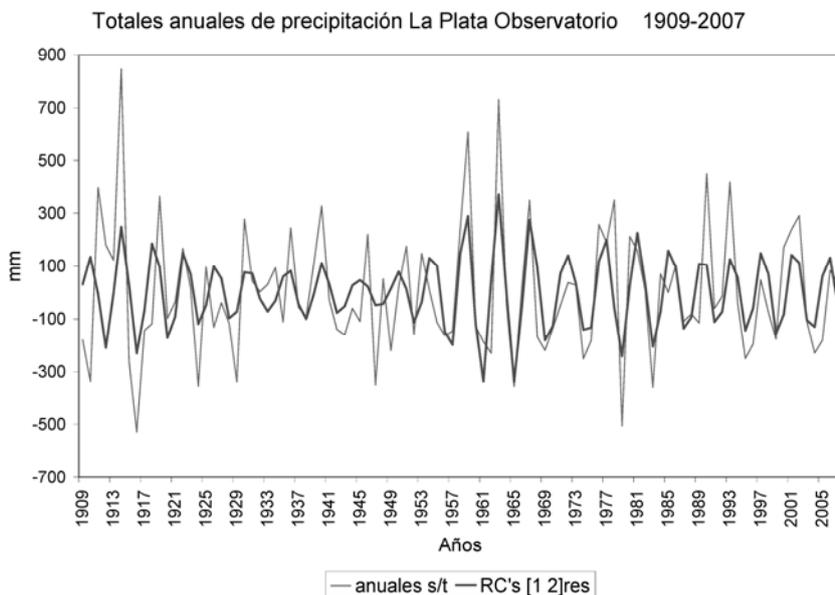


Figura 2 Serie de precipitación anual sin la tendencia y reconstrucción parcial mediante componentes obtenidas a partir del SSA con $M = 10$ aplicado a la serie residual.



La precipitación en La Plata, cuya media anual es de 1039 mm (período 1909-2007), se distribuye en forma relativamente homogénea a lo largo del año. Sin embargo, existe una onda anual con el máximo durante el semestre cálido octubre-marzo, y además una onda semianual con máximos en octubre y marzo (Antico y Sabbione, 2005). Teniendo en cuenta este régimen, a partir de la serie de totales mensuales se construyen series de precipitación semestral para octubre-marzo (semestre cálido) y abril-septiembre (semestre frío). La precipitación del semestre cálido está dominada por una tendencia significativa, que se acentúa a partir de los años '50 (Tabla 1a y Fig. 3). En segundo lugar, el SSA detecta una oscilación también significativa, con un período dominante de ~ 4 años. La

oscilación con período cercano a los 3 años, aunque sin poseer significancia, también se manifiesta al aplicar el SSA con $M = 15$ y 20 , al igual que la tendencia y la oscilación de 4 años. En este caso la serie residual consiste en la reconstrucción excluyendo a las RCs[1 10] (Tabla 1b y Fig. 4). El resultado del SSA aplicado a esta última con $M = 10$ fortalece a la oscilación de 4 años, que ahora explica más del 22% de la varianza, y se amplifica durante la segunda mitad del período analizado. En cambio, la oscilación cercana a los 3 años carece de significancia estadística y explica menos del 10% de la varianza total.

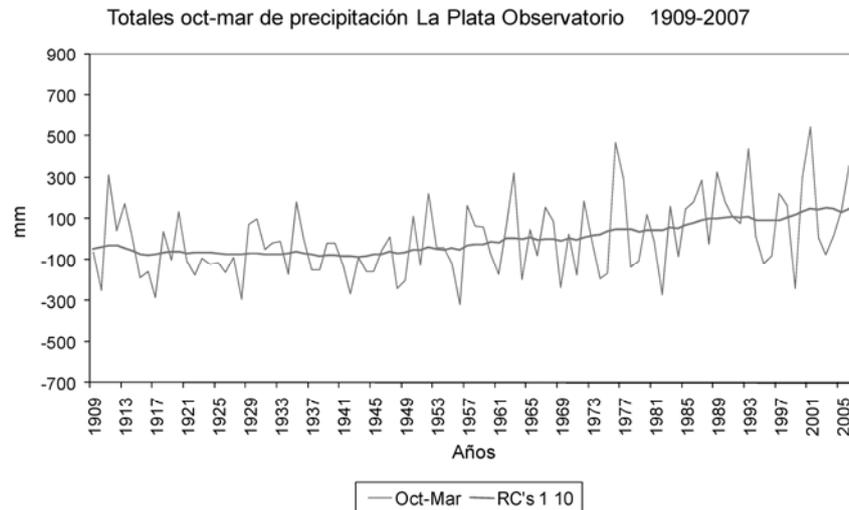


Figura 3 Serie de precipitación del semestre octubre–marzo y reconstrucción parcial mediante componentes obtenidas a partir del SSA con $M = 25$ años.

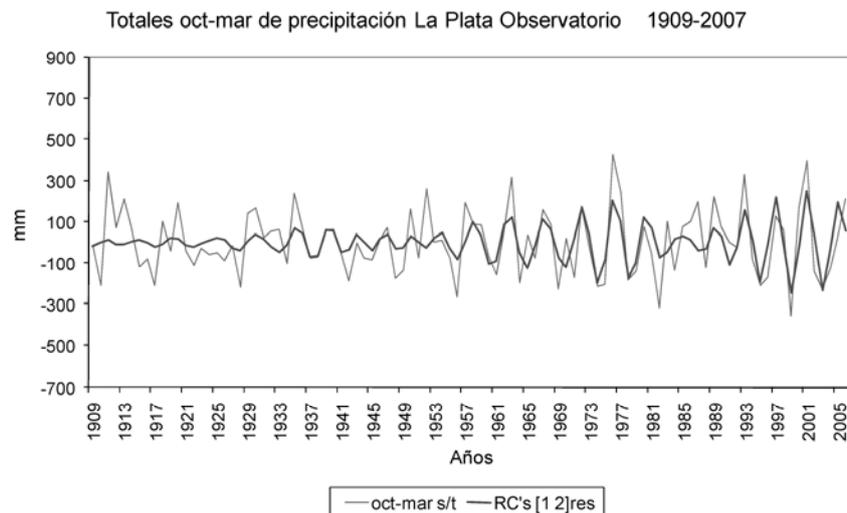


Figura 4 Serie de precipitación del semestre octubre–marzo sin la tendencia y reconstrucción parcial mediante componentes obtenidas a partir del SSA con $M = 10$ aplicado a la serie residual.

Durante el semestre frío, el SSA no detecta tendencia alguna (Tabla 1a). La única oscilación significativa explica poco más del 10% de la varianza y tiene un período dominante de ~ 3 años. Si bien el método identifica otros pares oscilatorios, además de no tener significancia, la varianza de sus EOFs asociados en conjunto no logra explicar el 10% de la varianza total de la serie (no aparecen en la tabla). Además, estos últimos no aparecen al aplicar el SSA con $M = 15$ y 20 .

Durante enero–marzo, la precipitación está dominada por una tendencia creciente que explica poco más del 8% de la varianza total (Tabla 2a). La oscilación de 9 años, si bien no posee

significancia estadística y representa tan solo el 1% de la varianza, aún persiste al considerar $M = 25$, pero no así con $M = 15$. Al aplicar el SSA con $M = 10$ años a la serie residual (todas las RCs menos RC[1]) surge una oscilación dominante con período ~ 3 años que explica más del 16 % de la varianza, y otra también significativa con un período de 6 años y poco menos del 10% de la varianza (Tabla 2b).

En el caso de la precipitación de octubre – diciembre, se muestran los resultados del SSA con $M = 25$ debido a las mayores significancias estadísticas para este caso (Tabla 2a). La tendencia aún persiste en esta época del año, explicando cerca del 8% de la varianza, aunque no posee significancia. En cambio, la oscilación de ~ 4 años además de ser significativa explica más del 12% de la varianza. Existe también un par oscilatorio con un período dominante de casi 8 años con el 7,7% de la varianza total de la serie, aunque no posee significancia y ni aparece en el análisis con $M = 15$. Se construye de todas formas la serie residual para octubre – diciembre, restando a la serie original las RCs[3 4 5 8]. La oscilación de 4 años pasa a dominar el espectro con más del 19% de la varianza total explicada (Tabla 2b).

Los trimestres comprendidos en el semestre frío se caracterizan por no presentar tendencia alguna (Tabla 2a). En abril–junio, la precipitación está afectada por una oscilación de ~ 3 años y también por otra de 7–8 años, aunque esta última sin tener significancia y con menos del 10% de la varianza. Los resultados son similares al tomar $M = 15$ y 25. Durante julio–septiembre, persiste aún con $M = 15$ y 25 una oscilación de 4–5 años con significancia y más del 15% de la varianza. Dado que no se han detectado tendencias ni oscilaciones de baja frecuencia, al igual que en la serie del semestre frío, en los dos últimos trimestres tampoco fue necesario construir series residuales.

Tabla 2 a Modos dominantes de oscilación detectados por el SSA con $M = 20$ años en las series de precipitación trimestral (ene–mar, abr–jun, jul–sep y oct–dic) de La Plata Observatorio durante el período 1909-2007. En negritas se indican los componentes con niveles de significancia del 95% o mayores.

Totales de precipitación	Componentes con oscilaciones	Tendencia o Período dominante (años)	Varianza explicada (porcentaje)
enero–marzo	1	Tendencia	8,4
	19 20	9,0	1,0
octubre–diciembre*	1 2	4,3	12,2
	3 8	Tendencia	8,7
	4 5	8,2	7,7
abril–junio	1 2	2,6	19,2
	3 4	8,1 y 6,9	9,8
julio–septiembre	1 2	4,5	15,8

Tabla 2b Modos dominantes de oscilación detectados por el SSA con $M = 10$ en las series residuales de precipitación trimestral de La Plata Observatorio durante el período 1909-2007.

enero–marzo	1 2	2,9	16,1
	5 7	6,0	9,2
octubre–diciembre	1 2	4,2	19,5
	5 6	3,3	6,0

* En este caso en particular se utilizó $M = 25$ años.

Relación con el ENOS

El fenómeno ENOS se manifiesta con una periodicidad que oscila entre 2 y 5 años. Los resultados obtenidos en nuestro estudio indican la existencia de una periodicidad similar en la serie de anomalías de precipitación. Entonces, es probable que la variabilidad de la precipitación en La Plata en esta escala de tiempo responda a la variabilidad del ENOS. Para determinar el carácter de la relación subyacente, se calculan índices de correlación lineal entre las series reconstruidas de las anomalías de precipitación y las correspondientes series del SOI. Previamente, a cada una de las series de tiempo se les sustrajo la tendencia, lineal para las series del SOI, y no lineal (obtenida mediante el SSA) para las

series de precipitación. Los resultados se presentan en la Tabla 3: en la primera parte (Tabla 3a) se correlacionan valores anuales y semestrales, y en la segunda parte (Tabla 3b) valores trimestrales.

Tabla 3a Coeficientes de correlación lineal por semestre y anual entre las series del SOI s/ tend lineal y las series de precipitación s/ tends. no lineales. En cursiva se indican valores con niveles de significancia del 95% o mayores.

SOI \ LPO	Semestre cálido	Semestre frío	Anual
Semestre cálido	<i>-0,25</i>	<i>0,00</i>	
Semestre frío	<i>-0,31</i>	<i>-0,31</i>	
Anual			<i>-0,31</i>

Tabla 3b Similar a la Tabla 3a pero utilizando trimestres en lugar de semestres.

SOI \ LPO	ene-mar	abr-jun	jul-sep	oct-dic
ene-mar	<i>-0,02</i>	<i>-0,11</i>		
abr-jun		<i>-0,27</i>	<i>-0,01</i>	<i>-0,24</i>
jul-sep			<i>-0,20</i>	<i>-0,38</i>
oct-dic	<i>0,03</i>			<i>-0,35</i>

La persistencia de valores negativos del SOI suele indicar episodios El Niño. Estos valores negativos en general están acompañados por un calentamiento en el centro y este del Océano Pacífico tropical, y lluvias por encima de los valores normales en el centro y este de la región subtropical de América del Sur en distintas épocas del año (Ropelewski y Halpert, 1987; Grimm *et al.*, 1998, 2000; Antico, 2009). Valores positivos del SOI están asociados con elevadas temperaturas de la superficie del mar en el oeste del Océano Pacífico tropical, situación que normalmente se corresponde con un episodio La Niña. Al mismo tiempo, en el centro y este del Océano Pacífico tropical ocurre un enfriamiento, y se registran precipitaciones inferiores a las normales en el sudeste de América del Sur (Ropelewski y Halpert, 1989).

Los resultados obtenidos en este estudio indican que, donde existe una correlación lineal con significancia estadística, se trata de valores negativos. Por consiguiente, la ocurrencia de anomalías positivas (negativas) de la precipitación en La Plata está asociada con valores negativos (positivos) del SOI, es decir con condiciones de El Niño (La Niña) en el Océano Pacífico tropical. De hecho, la serie completa de precipitación anual presenta una correlación de *-0,31* con la correspondiente serie anual del SOI (Tabla 3a). El análisis por semestres muestra que las correlaciones más robustas se dan entre los valores del SOI del semestre frío y la precipitación tanto del semestre frío como del semestre cálido subsiguiente. Por otro lado, la correlación entre ambas variables exclusivamente durante el semestre frío es nula, coincidiendo con resultados de Silvestri (2005).

En la Tabla 3b se analizan las correlaciones por trimestre. Para cada serie de precipitación se calculan dos índices de correlación: uno con la serie del SOI correspondiente, y otro con la del trimestre anterior. En el caso particular de la precipitación de octubre-diciembre, se calculó también la correlación con el SOI durante el trimestre abril-junio debido a su significancia estadística. El único trimestre que no presenta correlación alguna es enero-marzo, lo cual se contradice con resultados de Silvestri (2004) que muestran relaciones significativas en la misma región durante febrero-marzo. En el caso de abril-junio y julio-septiembre, la correlación significativa se da entre la precipitación y el SOI del mismo trimestre. En cambio, durante octubre-diciembre la precipitación muestra valores significativos de correlación con las series del SOI, inclusive considerando los dos trimestres previos, es decir julio-septiembre y abril-junio. Resultados similares fueron obtenidos por Almeida y Scian (2006) para la parte inferior de la Cuenca del Plata.

En la Tabla 4 se comparan valores extremos de anomalías de precipitación durante octubre-diciembre con los correspondientes valores medios del SOI durante el período previo julio-septiembre. En la Tabla 4a se presentan los máximos de la serie de anomalías ordenados de mayor a menor, junto con el año de ocurrencia y el correspondiente valor del SOI. En la cuarta columna se

indica, en caso que corresponda, la ocurrencia de los eventos El Niño (o La Niña) junto con los años de inicio y finalización, según la definición de Trenberth (1997). Se observa que en 11 de los 15 casos exhibidos en la tabla, las anomalías de precipitación están asociadas con valores negativos del SOI, de los cuales 9 corresponden a eventos El Niño.

La relación entre el SOI y los mínimos de la serie de anomalías de precipitación se muestra en la Tabla 4b. Se observa un único caso con valores negativos tanto en la anomalía de precipitación como en el SOI. De los 13 casos restantes, 12 corresponden a eventos La Niña. A su vez, entre estos últimos tan solo cuatro han ocurrido después de la década de 1970, posiblemente debido a cambios en los patrones de teleconexiones como sugieren Boulanger *et al.* (2005).

Tabla 4a Máximos valores de la serie de totales de precipitación durante octubre–diciembre

Año	Oct-Dic	SOI durante julio–septiembre	ENSO
1993	429,1	-10,8	EN 1993
1911	338,5	-11,2	EN 1911-12
1990	302,6	-2,4	EN 1990-92
1967	267,6	4,2	LN 1967-68
1963	259,2	-2,9	EN 1963-64
1976	240,2	-12,6	EN 1976-77
1985	197,1	2,1	
2001	173,1	-3,5	
1997	168,4	-14,7	EN 1997-98
1968	160,9	1,6	EN 1968-69
1959	120,1	-3,3	
1913	119,2	-6,2	
1986	118,7	-3,5	EN 1986-88
1920	116,9	6,6	
1914	116,0	-15,9	EN 1914

Tabla 4b Mínimos valores de la serie de totales de precipitación durante octubre–diciembre

Año	Oct-Dic	SOI durante julio–septiembre	ENSO
1917	-202,4	30,9	LN 1916-17
1956	-192,0	7,9	LN 1954-57
1975	-192,0	21,4	LN 1973-75
1955	-164,0	16,1	LN 1954-57
1974	-163,7	10,3	LN 1973-76
1910	-162,5	15,2	LN 1908-11
1969	-157,7	-7,3	EN 1969-70
1924	-152,5	8,6	LN 1924-25
1962	-147,2	3,1	
1916	-139,2	15,5	LN 1916-17
1938	-130,6	13,0	LN 1938-39
1999	-130,6	2,2	LN 1998-00
1971	-128,8	10,8	LN 1970-72
1945	-125,8	8,0	LN 1944-45

CONCLUSIONES

Los resultados del SSA aplicado a la serie de precipitación en La Plata muestran, en primer lugar la existencia de oscilaciones con un período aproximado de 3 a 5 años. Dado que esta escala de tiempo es comparable con la del fenómeno ENOS, se analiza el comportamiento de la serie del SOI en

relación con las de precipitación mediante el cálculo de coeficientes de correlación lineal. Los resultados revelan la existencia de una correlación negativa entre la precipitación, tanto en los totales anuales, semestrales como trimestrales, y el estado de la Oscilación del Sur. Ésta se manifiesta a lo largo de casi todo el año excepto durante los meses comprendidos entre enero y marzo. La correlación negativa entre el SOI y la precipitación en la región subtropical del continente, y más específicamente en la llanura pampeana y en la cuenca del Plata ha sido definida en otros estudios (ver referencias en Introducción). Sin embargo, la ausencia de una relación robusta entre los meses de enero y marzo constituye una singularidad con respecto a otros trabajos. Por ejemplo, la relación entre la precipitación en la cuenca inferior del Plata y los valores del SOI a fines de verano y otoño descripta por Almeida y Scian (2006), y la correlación significativa entre las fases del ENOS y la precipitación de la región entre febrero y marzo hallada por Silvestri (2004).

En particular, la ocurrencia de anomalías de precipitación en octubre–diciembre está relacionada con el estado de la Oscilación del Sur durante esa misma época e inclusive durante los meses previos comprendidos entre abril y septiembre. Es decir, que la fase fría (caliente) del ENOS durante el otoño y el invierno se asocia directamente con la ocurrencia de anomalías negativas (positivas) de precipitación en La Plata durante la primavera. El análisis de los valores extremos de precipitación muestra una mejor correspondencia entre las anomalías negativas de precipitación en primavera y la ocurrencia de episodios La Niña.

Durante los meses comprendidos entre abril y septiembre, el SSA también detecta en la precipitación fluctuaciones en la escala del ENOS. Por otro lado, el análisis de correlación lineal muestra valores significativos entre el SOI y la precipitación únicamente cuando ambas variables se encuentran en fase durante esta época del año.

Los resultados del SSA también indican la existencia de tendencias en las series de totales anuales de precipitación en La Plata. Éstas a su vez se explican por las tendencias observadas durante los meses comprendidos entre octubre y marzo. Este resultado concuerda con los hallazgos de Naumann et al. (2009) para el centro y sur del sudeste del continente. A su vez, dentro de este período de seis meses, los resultados del SSA muestran una tendencia estadísticamente significativa entre enero y marzo. Justamente durante estos tres meses es cuando no se encuentran relaciones entre el ENOS y la precipitación en La Plata. Este resultado difiere de los obtenidos mediante técnicas diferentes en otros estudios. Por ejemplo, Boulanger et al. (2005) explican el aumento observado en las precipitaciones en la cuenca del Plata mediante cambios en los patrones de teleconexión asociados al ENSO. Por lo tanto, los resultados obtenidos en este trabajo sugieren que la tendencia creciente observada en la precipitación de La Plata durante el período estudiado no estaría relacionada con el fenómeno del ENOS. En todo caso, podría ser debida a la acción de un forzante de mayor escala en el tiempo.

REFERENCIAS

- Allen, M. R. y L. A. Smith, 1996. Monte Carlo SSA: Detecting irregular oscillations in the presence of coloured noise. *J. Clim.* 9: 3373-3404.
- Almeira, G. J. y Scian, B., 2006. Some atmospheric and oceanic indices as predictors of seasonal rainfall in the Del Plata Basin of Argentina. *J. Hidrol.* 329: 350-359.
- Antico, P. L., 2009. Relationships between autumn precipitation anomalies in southeastern South America and El Niño event classification. *Int. J. Climatol.* 29: 719-727.
- Antico, P. L. y N. C. Sabbione, 2005. Comportamiento de la precipitación en La Plata durante el período 1938-2001. *Geoacta* 30: 13-25.
- Boulanger, J.-P., Leloup, J., Penalba, O., Rusticucci, M., Lafon, F. y Vargas, W., 2005. Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Climate Dynamics* 24: 393-413.
- Castañeda, M. E., y Barros, V., 1994. Las tendencias de la precipitación en el cono sur de América al este de Los Andes. *Meteorologica* 19: 23-32.
- Ghil M., R. M. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi and P. Yiou, 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Rev. Geophys.*,40(1): 3.1-3.41.
- Grimm, A. M., S. E. T. Ferraz and J. Gomes, 1998. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate* 11: 2863-2880.

- 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.
- Hoffmann, J. A. J., Núñez, S. E. y Gómez, A. T. M., 1987. Fluctuaciones de la precipitación en la Argentina, en lo que va del siglo. *Anales del II Congreso Interamericano de Meteorología y V Congreso Argentino de Meteorología*. Centro Argentino de Meteorólogos, 12.1.1-12.1.5.
- Krepper, C. M., Scian, B. V. y Pierini, J. O., 1989. Time and space variability of rainfall in Central-East Argentina. *J. Climate* 2: 39-47.
- Minetti, J. C. y Vargas, W. M., 1998. Trends and jumps in the annual precipitation in South America, south of the 15°S. *Atmósfera* 11: 205-221.
- Minetti, J. L., Vargas, W. M., Pobrete, A. G., Acuña, L. R. y Casagrande, G., 2003. Non-linear trends and low frequency oscillations in annual precipitation over Argentina and Chile, 1931-1999. *Atmósfera* 16: 119-135.
- Naumann, G., Llano, M. P. y Vargas, W. M., 2009. Climatología de los máximos de precipitación en la Cuenca del Plata. *Anales del X Congreso Argentino de Meteorología y XIII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología*. Centro Argentino de Meteorólogos.
- OMM (Organización Meteorológica Mundial), 1990. Guía de prácticas climatológicas. Publicación N 100.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 115, 1606-1626.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert, 1989. Precipitation patterns associated with the High Index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate* 2: 268-284.
- Silvestri, G. E., 2004. El Niño signal variability in the precipitation over southeastern South America during austral summer. *Geophys. Res. Lett.* 31, L18206.
- Silvestri, G. E., 2005. Comparision between winter precipitation in southeastern South America during each ENSO phase. *Geophys. Res. Lett.* 32, L05709.
- Trenberth K. E., 1997. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78: 2771-2777.
- Vautard R. and M. Ghil, 1989. Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics, with applications to paleoclimatic time series. *Physica D* 35: 395-424.
- Vautard R., P. Yiou and M. Ghil, 1992. Singular spectrum analysis: a toolkit for short noisy chaotic signals. *Physica D* 58: 95-126.

Recibido: 18 de enero de 2010

Aceptado: 9 de agosto de 2010

RESPUESTA DE GEÓFONOS A CAMPOS ELECTROMAGNÉTICOS

Patricia M. Gauzellino¹, Fabio I. Zyserman² y Federico G. E. Späth³

¹Depto. de Geofísica Aplicada, Fac. de Cs. Astro. y Geofísicas, UNLP.

²CONICET, Depto. de Geofísica Aplicada, Fac. de Cs. Astro. y Geofísicas, UNLP.

³Fac. de Cs. Astro. y Geofísicas, UNLP.

gauze@fcaglp.unlp.edu.ar

RESUMEN

La electro-ósmosis es el fenómeno físico por el cual una variación de potencial eléctrico, da lugar a una circulación de fluido. El fenómeno recíproco que genera una corriente eléctrica a partir de un gradiente de presión en el fluido, recibe el nombre de electro-filtración. La razón entre las variaciones de potencial y las variaciones de presión representa al coeficiente de acoplamiento electrocinético. Recién en 1999, se realizó una prueba de campo con propósitos exploratorios, donde las ondas sísmicas se generaron a partir de una fuente electromagnética. En el presente trabajo se explica el por qué de estos efectos electrosísmicos o sismoeléctricos, según sea la fuente de origen electromagnético o mecánico, respectivamente. Se presentan las ecuaciones de Maxwell y de Biot acopladas que gobiernan los fenómenos y se analizan los coeficientes de transporte que son la conductividad eléctrica, el coeficiente de acoplamiento electrocinético y la permeabilidad. Es posible hacer ciertas suposiciones que permiten resolver un conjunto de ecuaciones simplificadas donde las respuestas electromagnéticas y las respuestas poroviscoelásticas pueden determinarse unas de otras en forma independiente. En el tratamiento de las ecuaciones de Maxwell se sigue la forma usual de descomponer el campo eléctrico y el campo magnético en campos primarios (o principales) que se hallan analíticamente y campos secundarios, como perturbaciones de los primarios, que se calculan numéricamente. Trabajar en el dominio espacio-frecuencia, permite incorporar la naturaleza disipativa del medio poroso en la propagación de las ondas mecánicas, reemplazando los módulos elásticos reales por módulos complejos. Así mismo, se destaca la necesidad de establecer una grilla de cálculo adecuada para representar correctamente los gradientes de presión en el fluido a partir del skin-depth difusivo que se corresponde con la onda lenta de Biot. Ejemplos numéricos muestran la respuesta de los geófonos a partir de fuentes electromagnética y la posible identificación de contactos entre fluidos de reservorio.

Palabras clave: electrosísmica, ecuaciones de Maxwell, ecuaciones de Biot, medio poroviscoelástico.

ABSTRACT

Electro-osmosis in saturated porous media is the physical phenomenon in which an electrical potential variation gives rise to fluid flow. The reciprocal phenomenon, called electro-filtration effect, is an electrical charge flux originated by pressure gradients in the pore fluid. The quotient between electrical potential and pressure gradient represents the electrokinetic coupling coefficient. In 1999 a proof field was performed, where seismic waves were generated by electromagnetic source. In this work it is explained why happen these phenomena. The equations that govern the coupled seismic and electromagnetic wavefields are presented and the transport coefficients (electrical conductivity, dynamic permeability and electrokinetic coupling coefficient) are analyzed. Some assumptions on the model allow solve a simplified set of equations where Maxwell's equations are decoupled from Biot's equations. For the Maxwell's equations it is possible to separate the electromagnetic fields in primary and secondary parts. The former can be found analytically, while to find the latter a numerical procedure is employed. Dissipative effects in porous media can be included by using complex viscoelastic moduli in space-frequency domain. Also, it is important notice that pressure gradients in the pore fluid are correctly represented if the grid points are calculated using diffusive skin depth of

the Biot slow wave. Numerical examples illustrate the capabilities of the modeling for detecting reservoir fluid contacts.

Keywords: electroseismic, Maxwell equations, Biot equations, poro-viscoelastic medium

INTRODUCCIÓN

La electro-ósmosis es el fenómeno físico por el cual una variación de potencial eléctrico da lugar a una circulación de fluido en un medio poroso. El fenómeno recíproco que genera una corriente eléctrica a partir de un gradiente de presión en el fluido poral, recibe el nombre de electro-cinética. La ecuación de Helmholtz-Smoluchowski, relaciona ambos procesos y la razón entre las variaciones de potencial eléctrico y las variaciones de presión representa el coeficiente de acoplamiento electrocinético.

En sismica de exploración, se conoce al fenómeno electro-cinético como fenómeno sismo-eléctrico (SE) y tiene lugar cuando una onda elástica se propaga en un medio poroso heterogéneo saturado por fluidos. En estos casos, la teoría de Biot, (Biot, 1956), predice las ondas clásicas compresional y de corte y, además, una onda compresional lenta que es una onda difusiva de presión en el fluido cuyo movimiento está en oposición de fase con el sólido. Esta última onda es la que induce un campo eléctrico variable en el tiempo. El proceso recíproco de la SE es el fenómeno electrosísmico (ES) que tiene lugar cuando se aplica un campo eléctrico variable en el tiempo generando un proceso de electro-ósmosis.

La superficie de contacto entre partículas sólidas y fluido del medio poroso da lugar a la llamada doble capa eléctrica, cuyo efecto se intensifica naturalmente en sistemas con gran desarrollo areal. En general, la carga superficial del sólido se considera negativa y el fluido como un conductor de segunda clase que conduce corriente eléctrica a través del movimiento de iones (electrolito ideal), es decir, los aniones del electrolito son adsorbidos químicamente a la superficie de los granos sólidos dejando un exceso neto de cationes distribuidos cerca del contacto entre el sólido y el fluido (Pride y Morgan, 1991). Esta doble capa, donde las cargas del electrolito se separan, se subdivide en una capa adsorbida o capa de Stern y una capa difusa (Fig. 1). En la capa de Stern las moléculas e iones están inmóviles.

En la capa difusa existe una distribución de cationes móviles cuya posición está determinada por un balance entre la atracción electrostática de la capa adsorbida y la difusión hacia la zona neutra del electrolito. Asumiremos que la distribución difusa de cargas móviles es la única responsable del fenómeno electrocinético. La superficie que separa la capa difusa de la capa de Stern se denomina plano de corte y tiene un potencial eléctrico estático asociado llamado potencial ζ .

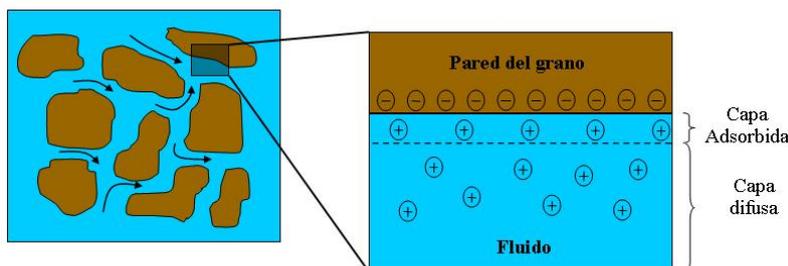


Figura 1. modelo de doble capa eléctrica.

Se observa que el espesor de la doble capa es mucho menor que el radio de curvatura de los granos sólidos y que al aumentar la concentración de iones este espesor disminuye, pues más serán los cationes en la capa de Stern y el potencial zeta disminuye. Esto explica la reducción del efecto electrosísmico en medios porosos con electrolitos de fuerte concentración y justifica considerar débiles concentraciones iónicas (Lorne *et al.*, 1999).

El trabajo pionero de Blau y Statham en 1936, concluyó en la patente de un método de prospección sismoeléctrico (Blau y Statham, 1936). Años más tarde, Ivanov registró conversiones sismoeléctricas utilizando explosivos como fuente y antenas como receptores (Ivanov, 1939). También Thompson realizó experiencias de campo empleando el método de Blau y Statham, pero no se realiza la fundamentación teórica (Thompson, 1939). Desde estos primeros trabajos y hasta la fecha, son numerosos los autores que observaron conversiones sismoeléctricas e implementaron metodologías

para detectar objetivos someros como acuíferos o nivel freático (Long y Rivers, 1975; Maxwell *et al.*, 1992; Thompson y Gist, 1993; Butler *et al.*, 1996). No ocurre lo mismo con las conversiones recíprocas, recién en 1999, se realizó una prueba de campo con propósitos exploratorios, donde las ondas sísmicas se generaron a partir de una fuente electromagnética (Thompson y Gist, 1999; Thompson, 2005; Thompson *et al.*, 2007). El primer trabajo teórico que determina las ecuaciones macroscópicas que describen los fenómenos electrosísmico y sismoeléctrico corresponde a Pride (Pride, 1994).

El conjunto de ecuaciones de Pride se ha resuelto numéricamente mediante distintas aproximaciones, ver (Han y Wang, 2001; Pain *et al.*, 2005; Haines y Pride, 2006; White, 2005; White y Zhou, 2006). En el presente trabajo estas ecuaciones serán resueltas mediante una técnica de descomposición de dominio combinada con elementos finitos no conformes y condiciones de borde absorbentes. Además, este procedimiento permite una implementación en paralelo del algoritmo, prácticamente directa y natural. Para mayores detalles y eficiencia computacional del mismo, aplicado al problema de Helmholtz, puede consultarse (Gauzellino *et al.*, 2009; Zyserman y Gauzellino, 2005; Zyserman *et al.*, 2003; Gauzellino *et al.*, 2001).

ECUACIONES QUE GOBIERNAN LOS CAMPOS ACOPLADOS

Las ecuaciones en el dominio espacio-frecuencia que describen ambos fenómenos acoplados (SE y ES), (Pride, 1994), considerando una dependencia temporal del tipo $e^{+i\omega t}$, se expresan:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -i\omega \vec{B} \quad (1)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = i\omega \vec{D} + \vec{J} + \vec{J}^{ext} \quad (2)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \tau_B = -\omega^2 (\rho_B \vec{u}_s + \rho_f \vec{w}) + \vec{F} \quad (3)$$

$$\vec{J} = \sigma(\omega) \vec{E} + L(\omega) (-\vec{\nabla} p + \omega^2 \rho_f \vec{u}_s + \vec{F}^f) \quad (4)$$

$$i\omega \vec{w} = L(\omega) \vec{E} + \frac{k(\omega)}{\eta} (-\vec{\nabla} p + \omega^2 \rho_f \vec{u}_s + \vec{F}^f) \quad (5)$$

$$\vec{D} = \epsilon_0 \left[\frac{\phi}{\alpha_\infty} (\kappa_f - \kappa_s) + \kappa_s \right] \vec{E} \quad (6)$$

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{H} \quad (7)$$

$$\tau_{ij} = 2G \epsilon_{ij} + \delta_{ij} (K_G \vec{\nabla} \cdot \vec{u}_s + C \vec{\nabla} \cdot \vec{w}) \quad (8)$$

$$-p = C \vec{\nabla} \cdot \vec{u}_s + M \vec{\nabla} \cdot \vec{w} \quad (9)$$

Estas ecuaciones relacionan el campo eléctrico \vec{E} , el campo magnético \vec{H} , la inducción magnética \vec{B} , el campo de desplazamiento \vec{D} y la densidad de corriente \vec{J} con los desplazamientos del sólido \vec{u}_s y con los desplazamientos relativos grano-fluido $\vec{w} = \phi(\vec{u}_f - \vec{u}_s)$, donde ϕ es la porosidad de la roca.

La fuente sísmica externa está representada por \vec{F}^s y \vec{F}^f , en el medio sólido y fluido, respectivamente. La fuente electromagnética es la densidad de corriente \vec{J}^{ext} . La relación (3) es el balance total de las fuerzas actuantes y (5) es la ley de Darcy generalizada que es en sí misma un balance de fuerzas sobre el fluido desde un marco de referencia fijo sobre el esqueleto rocoso, siendo $i\omega \vec{w}$ la velocidad de infiltración de Darcy. La densidad del medio poroso se indica por $\rho_B = \phi \rho_f + (1 - \phi) \rho_s$. Las últimas ecuaciones (8) y (9) son ecuaciones constitutivas, siendo p la presión del fluido y τ_{ij} el tensor de tensiones.

El coeficiente de acoplamiento electrocinético, L , determina en SE la intensidad de flujo eléctrico inducido por flujo hídrico y en ES la intensidad de flujo hídrico engendrado por un flujo eléctrico. Con respecto a los coeficientes de las ecuaciones constitutivas (8) y (9), G es el módulo de corte de la matriz seca, C y M son los módulos de acoplamiento de Biot (Biot, 1962) y K_G es el coeficiente que representa cuanto fluido puede acumularse en una muestra cuando la presión del fluido cambia y el

tamaño de la muestra permanece constante. Por lo tanto, es el módulo elástico principalmente involucrado en difusión de la presión de fluido. En rocas naturales, G y las incompresibilidades C , M y K_G son cantidades complejas y dependientes de la frecuencia debido a flujo mesoscópico y efecto "squirt". Sólo en el límite cuasi-estático (muy baja frecuencia), la presión del fluido se considera uniforme y los módulos poroelásticos pueden considerarse reales e independientes de la frecuencia. Las expresiones de los mismos en función del módulo de volumen de la matriz rocosa en ausencia de fluidos, K_{fr} , y de los módulos de volumen del sólido, K_s y del fluido K_f son:

$$K_G = \frac{K_{fr} + \phi K_f + (1 + \phi) K_s \Delta}{1 + \Delta} \quad (10)$$

$$C = \frac{K_f + K_s \Delta}{1 + \Delta} \quad (11)$$

$$M = \frac{1}{\phi} \frac{K_f}{1 + \Delta} \quad (12)$$

Siendo el parámetro adimensional Δ igual a:

$$\Delta = \frac{K_f}{\phi K_s} \left[(1 - \phi) K_s - K_{fr} \right] \quad (13)$$

El acoplamiento entre las ecuaciones de Biot y las de Maxwell está presente en las ecuaciones de transporte (4) y (5), y cuantificado por el coeficiente $L(\omega)$.

Otros términos que intervienen en las ecuaciones son la viscosidad del fluido η y la permeabilidad k . En las leyes constitutivas electromagnéticas, (6) y (7), resta definir la tortuosidad del medio α_∞ , la permitividad eléctrica del vacío ϵ_0 , la permeabilidad magnética del vacío μ_0 y las constantes dieléctricas del sólido y del fluido, κ_s y κ_f , respectivamente.

CONSIDERACIONES SOBRE LOS COEFICIENTES DE TRANSPORTE

Una expresión para el coeficiente electrocinético en función de la frecuencia es dada por Pride en (Pride, 1994),

$$L(\omega) = L_0 \left[1 - i \frac{\omega}{\omega_t} \frac{m}{4} \left(1 - 2 \frac{\tilde{d}}{\Lambda} \right)^2 \left(1 - i^{3/2} \tilde{d} \sqrt{\frac{\omega \rho_f}{\eta}} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (14)$$

Donde ω_t es la frecuencia de transición:

$$\omega_t = \frac{\eta}{\rho_f F k_0} \quad (15)$$

Siendo F el factor de formación eléctrico. Haciendo uso de la ley de Archie, $F = \phi^{-m}$, (Archie, 1942), m es el exponente de cementación que se relaciona con la forma y distribución de los granos; por ejemplo, m varía entre 1.3 y 2.5 para la mayoría de las rocas sedimentarias, $m=3/2$ en arenas limpias y $m=1$ cuando la porosidad es del 100 %, que corresponde a una fractura abierta.

En la banda sísmica de frecuencias de exploración (10 Hz a unos pocos kHz) es seguro considerar:

$$L(\omega) \approx L_0 = - \frac{\epsilon_0 \kappa_f \zeta}{\eta F} \quad (16)$$

Donde $\epsilon_0 \kappa_f$ es la permitividad del fluido, Λ tiene dimensiones de longitud siendo una proporción pesada entre el volumen poral y la superficie poral con el peso favoreciendo a regiones angostas del espacio poral (gargantas), r es el radio poral y \tilde{d} es la longitud de Debye que mide el espesor de la doble capa. Algunos otros parámetros destacables que influyen sobre el valor de L son la química del electrolito y el pH de la solución, ya que el potencial ζ puede expresarse como (Lorne *et al.*, 1999; Revil, 1999; Pride y Garambois, 2001).

$$\zeta_{[mV]} = (0.01 + 0.025 \log_{10} C_0) \left(\frac{pH - 2}{5} \right) \quad (17)$$

La Figura 2 muestra la variación de la parte real del coeficiente de acoplamiento con la frecuencia para una concentración baja del electrolito, $C_0 = 0.001$ mol/litro.

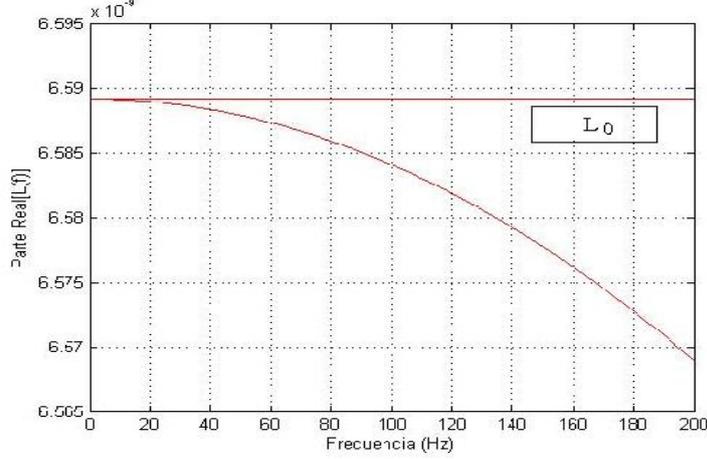


Figura 2. Variación de la parte real del coeficiente de acople $L(\omega)$ con la frecuencia. L_0 es la aproximación del coeficiente para bajas frecuencias.

La permeabilidad dinámica $k(\omega)$ es una cantidad compleja que depende de la frecuencia. El modelo propuesto en (Johnson, 1987) hecha mano de una función simple dependiente de la frecuencia que respeta condiciones de causalidad. En el límite de alta frecuencia, la capa viscosa de los bordes llega a ser muy delgada como para considerarse localmente plana en los granos curvos y la permeabilidad propuesta es

$$k(\omega) = k_0 \left[\left(1 - i \frac{\omega}{\omega_t} \frac{4}{m} \right)^{\frac{1}{2}} - i \frac{\omega}{\omega_t} \right]^{-1} \quad (18)$$

Aunque m no es importante en la banda de frecuencias de exploración, éste se define como $m = \frac{1}{k_0 F} \Lambda^2$. En arenas limpias, material no consolidado y poros tipo tubo $m=8$. Los valores de Λ y k_0 dependerán del contenido de arcilla.

En el límite de bajas frecuencias se tiene la permeabilidad hidráulica k_0 . Para ondas de frecuencia suficientemente bajas, la resistencia al movimiento, η/k_0 , es sólo resultado del corte viscoso asociado con el flujo.

La conductividad $\sigma(\omega)$ del material, ver (Pride, 1994), puede definirse por:

$$\sigma(\omega) = \frac{\phi \sigma_f}{\alpha_\infty} \left[1 + \frac{2[C_{em} + C_{os}(\omega)]}{\sigma_f \Lambda} \right] \quad (19)$$

Donde C_{em} es el exceso de conductancia asociada a la electromigración de iones de la doble capa y $C_{os}(\omega)$ representa la conductancia debida a convección eléctrica inducida del exceso de iones en la doble capa. En el límite de las bajas frecuencias se puede considerar

$$\sigma(\omega) \approx \sigma_0 = \frac{\sigma_f}{F} \quad (20)$$

Un análisis análogo al realizado con $L(\omega)$, se llevó a cabo para los dos restantes coeficientes y dado que, la parte imaginaria de los mismos es un orden de magnitud menor, se estima suficiente considerarlos como valores reales para las frecuencias de interés. Consideraciones similares pueden encontrarse en (Han y Wang, 2001).

CONSIDERACIONES SOBRE LOS COEFICIENTES VISCOELÁSTICOS

Para considerar el comportamiento viscoelástico del subsuelo, puede usarse el principio de correspondencia establecido por Biot (Biot, 1956; Biot, 1962). Los módulos elásticos G , K_{fr} , y K_s se reemplazan por los respectivos módulos complejos dependientes de la frecuencia. Adoptando el modelo de viscoelasticidad lineal presentado por Liu (Liu *et al.*, 1976), se obtiene para el módulo de corte:

$$\widehat{G}(\omega) = \frac{G}{R(\omega) - iT(\omega)} = G_r(\omega) + iG_i(\omega) \quad (21)$$

Las funciones $R(\omega)$ y $T(\omega)$ caracterizan el comportamiento viscoelástico y están dadas por

$$R(\omega) = 1 - \frac{1}{\pi\widehat{Q}} \ln \left(\frac{1 + \omega^2 T_1^2}{1 + \omega^2 T_2^2} \right) \quad (22)$$

$$T(\omega) = \frac{2}{\pi\widehat{Q}} \tan^{-1} \left(\frac{\omega(T_1 - T_2)}{1 + \omega^2 T_1 T_2} \right) \quad (23)$$

Las variables del modelo \widehat{Q} , T_1 , y T_2 hacen que el factor de calidad Q :

$$Q(\omega) = \frac{T(\omega)}{R(\omega)} = \frac{G_r(\omega)}{G_i(\omega)} \quad (24)$$

mantenga un valor constante \widehat{Q} , en el rango de frecuencias de interés. Valores clásicos de Q en rocas de la corteza están en el rango $20 \leq Q \leq 1000$, correspondiendo las menores magnitudes a medios con mucha atenuación y dispersión.

CONSIDERACIONES SOBRE EL MODELO

Es posible realizar algunas simplificaciones a las ecuaciones acopladas de Pride, a saber:

a) Las corrientes de desplazamiento, $-i\omega\varepsilon\vec{E}$, son cuatro órdenes de magnitud menor que las corrientes de conducción $\sigma\vec{E}$ en el rango de bajas frecuencias; por lo tanto, pueden ignorarse.

b) La realimentación por electrofiltración es despreciable. Cálculos propios y los realizados por Hainess y Pride (Hainess y Pride, 2006) arrojan un término de corrección menor a 10^{-5} para los medios que nos ocupan; luego, en la ecuación (4), el flujo de corriente eléctrica $L(\omega)(-\vec{\nabla}p + \omega^2 \rho_f \vec{u}_s + \vec{F}^f)$ es muy pequeño comparado con $\sigma(\omega)\vec{E}$.

c) Las fuentes sísmicas son nulas si se desea determinar la respuesta de receptores sísmicos a los campos electromagnéticos.

d) La Figura 3 muestra los dos modos de polarización posible, modo transversal eléctrico (TE) y modo transversal magnético (TM), en un modelo de subsuelo bidimensional.

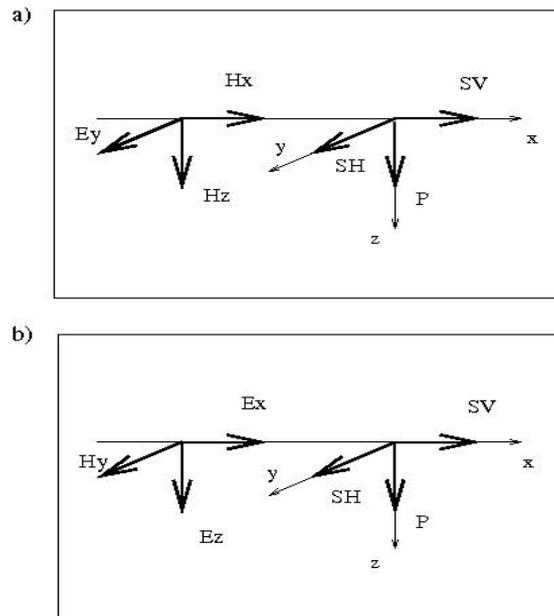


Figura 3. a) modo Transverso Eléctrico y b) modo Transverso Magnético.

Para el modo TE, el esquema de la Figura 3, indica el campo eléctrico $E_y(x,z)$ como la perturbación que origina una onda SH en el medio poroso. Mientras que para el modo TM, las componentes del campo eléctrico $E_x(x,z)$ y $E_z(x,z)$ generan las ondas P y SV.

RESULTADOS NUMÉRICOS

Las ecuaciones (1-9) se resuelven numéricamente mediante el método de elementos finitos y una técnica iterativa de descomposición de dominio a nivel de las ecuaciones diferenciales. Además, es necesario establecer condiciones de borde tanto para el problema electromagnético como para el problema sísmico. En el subsuelo, se ha elegido condición de borde absorbente de primer orden y condición de superficie libre para la discontinuidad aire-tierra. Teniendo en cuenta la consideración b) mencionada previamente, es posible obtener la solución de las ecuaciones desacopladas; de forma tal, que primero se calcula el campo electromagnético y a partir del mismo se obtiene el campo de ondas sísmicas. Las condiciones de borde, existencia y unicidad de la solución se pueden ver en (Santos, 1998; Santos y Sheen, 2007). Detalles de la técnica de los elementos finitos empleados se muestran en (Zyserman *et al.*, 2009).

En el primer ejemplo numérico, el modelo representa un rectángulo de 1100 m de profundidad y 2200 m en la dirección horizontal con cuatro capas de 500 m, 150 m, 150 m y 300 m de espesor, respectivamente; cuyas características están dadas en la Tabla 1. Cabe destacar que para modelar adecuadamente los gradientes de presión del fluido, se debe tener en cuenta la longitud de difusión (Pride y Garambois, 2001), relacionada con la longitud de onda que corresponde a la onda lenta de Biot.

La fuente está ubicada en superficie y centrada con respecto al eje x. La dependencia temporal de la misma es una ondícula de Ricker de 20 Hz. En el modo TE, la misma queda representada por un cable infinito en la dirección del eje y, por el que circula una corriente eléctrica. En el modo TM, la fuente está caracterizada por un solenoide infinito en la dirección del eje y, por cuyas espiras circula la corriente eléctrica (dipolo magnético infinito).

Tabla 1. Parámetros empleados en el primer ejemplo numérico para la caracterización del modelo.

	Capa 1	Capa 2	Capa 3	Capa 4
	Arenisca 100 % agua	Arcilita 100% agua	Arenisca 25 % agua – 75 % gas	Arenisca 100 % agua
σ	0.01	0.1	0.01	0.01
ϕ	20	25	20	20
ρ_s	2600	2600	2600	2600
v_s	2000	2000	2000	2000
k	1×10^{-13}	1×10^{-16}	1×10^{-13}	1×10^{-13}
L_o	4.25×10^{-10}	6.36×10^{-10}	3.38×10^{-9}	4.25×10^{-10}
Q	20	50	20	20
ρ_{bulk}	1000	1000	150	1000
η_{bulk}	1×10^{-3}	1×10^{-3}	1×10^{-5}	1×10^{-3}
$\varepsilon_0 \kappa_0$	40	40	1.7	40

Como ya se ha dicho, las ecuaciones de Maxwell y de Biot se resuelven en forma separada y para un conjunto finito de 100 frecuencias equiespaciadas entre 0 y 40 Hz. Con los resultados en el dominio de las frecuencias, la transformada de Fourier inversa permite obtener las respuestas en el dominio espacio-tiempo. Dado que el campo electromagnético aparece de manera instantánea en todo el dominio, la fuente sísmica está distribuida en todo el dominio también y “se enciende” donde hay contrastes del coeficiente de acoplamiento electrocinético, es decir, en los bordes de las diferentes capas. En la Figura 4 se muestra la respuesta en el modo TE, de los geófonos distribuidos en forma equiespaciada a lo largo de pozo, cuyo offset es nulo con respecto al centro del dominio.

Las tres líneas horizontales en el eje de la profundidad indican las discontinuidades de subsuelo con el fin de ayudar a la interpretación de las señales resultantes. Para la identificación de los diferentes tipos de ondas sísmicas que registran los receptores se ha usado un conjunto de letras, tal que, **A** representa la onda generada por la fuente y reflejada en la superficie que no se atenúa debido a la condición de superficie libre. **B** es la reflexión en la interfaz a 500 m de profundidad. **C**, **D** y **E** dan cuenta de las señales sísmicas que se originan en las discontinuidades localizadas en 800 m, 650 m y 500 m, respectivamente y viajan hacia la superficie; observando que **C** tiene atenuación manifiesta. **F** y **G** se propagan hacia profundidades mayores, generándose a 800 m y 650 m, respectivamente.

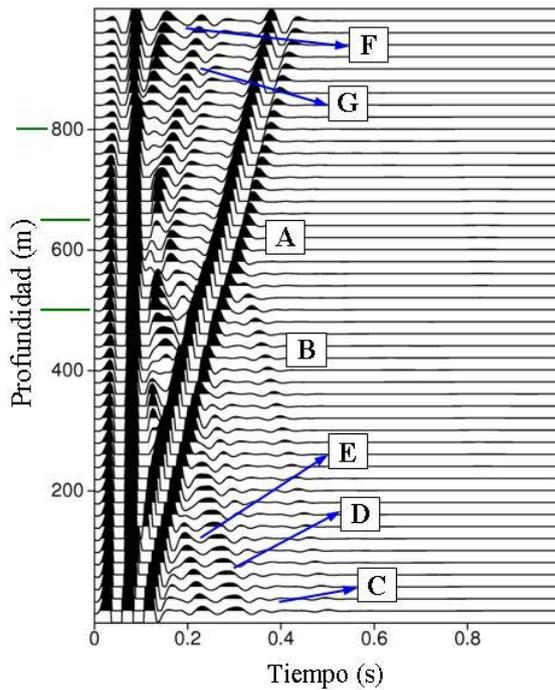


Figura 4. Respuesta de geófonos equiespaciados en un pozo para el modo TE.

El campo de ondas de receptores colocados en la superficie, puede observarse en la Figura 5. Aquí, las señales etiquetadas con **A** y **B** muestran la respuesta de los contactos entre la arenisca y la arcilita saturadas con agua muy poco salobre y el contacto entre la arcilita y la arenisca con gas. La figura 6 muestra la respuesta de los geófonos en un pozo desplazado lateralmente con respecto a la fuente para modo TM. En estas simulaciones participa la velocidad de onda P, los módulos de volumen de los granos sólidos y de los fluidos. Pueden identificarse: las ondas debidas a la fuente, señaladas con **A**; las ondas que viajan hacia la superficie desde los 500 m y desde los 650 m, indicadas con **C** y **B**, respectivamente y las señales que se propagan hacia mayores profundidades, generadas a 500 m y 650 m llamadas **F** y **D**, respectivamente.

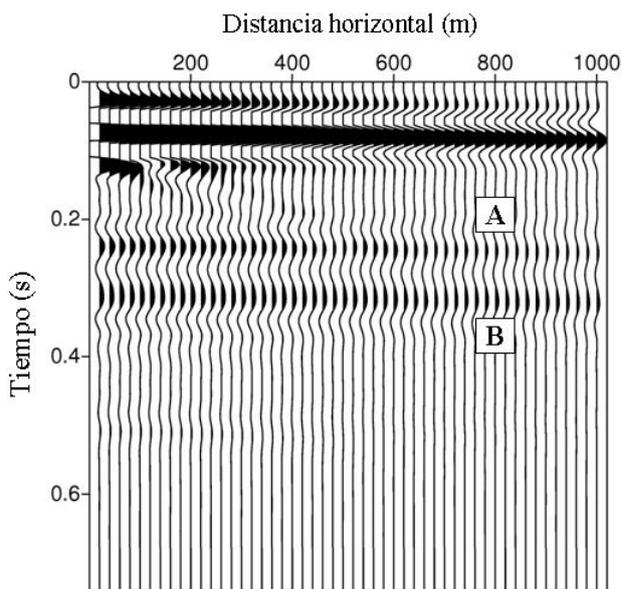


Figura 5. Respuesta de geófonos equiespaciados en la superficie para el modo TE.

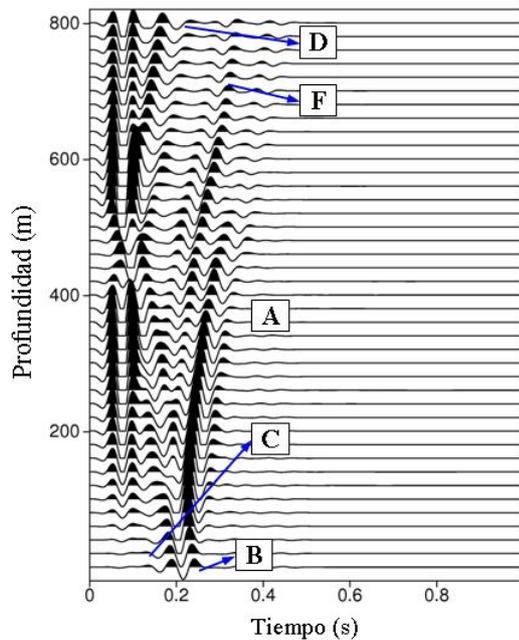


Figura 6. Respuesta de geófonos equiespaciados en un pozo para el modo TM.

Como puede verse en estos ejemplos, la amplitud de las trazas es directamente proporcional al valor del campo eléctrico. En el caso TE, las mayores amplitudes están por debajo de la fuente electromagnética, mientras en el caso TM, los desplazamientos en la dirección de z , presentan las menores amplitudes. Por este motivo el pozo de la Figura 6 tiene offset no nulo con respecto a la fuente. Para comprender mejor las respuestas en el modo TM, presentamos los resultados de un segundo ejemplo numérico, donde el subsuelo está representado por una sola capa simple de 400 m de espesor, ubicada a 700 m de profundidad y en un entorno homogéneo (medio 1). La Tabla 2 indica los principales parámetros físicos de ambos medios. Los poros están saturados por agua. Se destaca que la componente x de la traza de la aceleración tiene su amplitud máxima por debajo de la fuente electromagnética y decae cuando los receptores se apartan de la fuente, hacia ambos laterales. La componente z de la traza de la aceleración tiene mínima amplitud a offset cero y para trazas con offset distintos de cero, incrementan sus amplitudes, cambiando de polaridad a izquierda y derecha de la fuente.

Tabla 2. Parámetros físicos principales para el modelo de una sola capa simple.

	Medio 1	Medio 2
σ (S/m)	0.1	0.01
ϕ	0.2	0.33
Velocidad onda P (m/s)	3900	4800
Velocidad onda S (m/s)	2130	2800
k (m ²)	10^{-16}	10^{-11}
L_o (V/Pa)	10^{-14}	10^{-9}

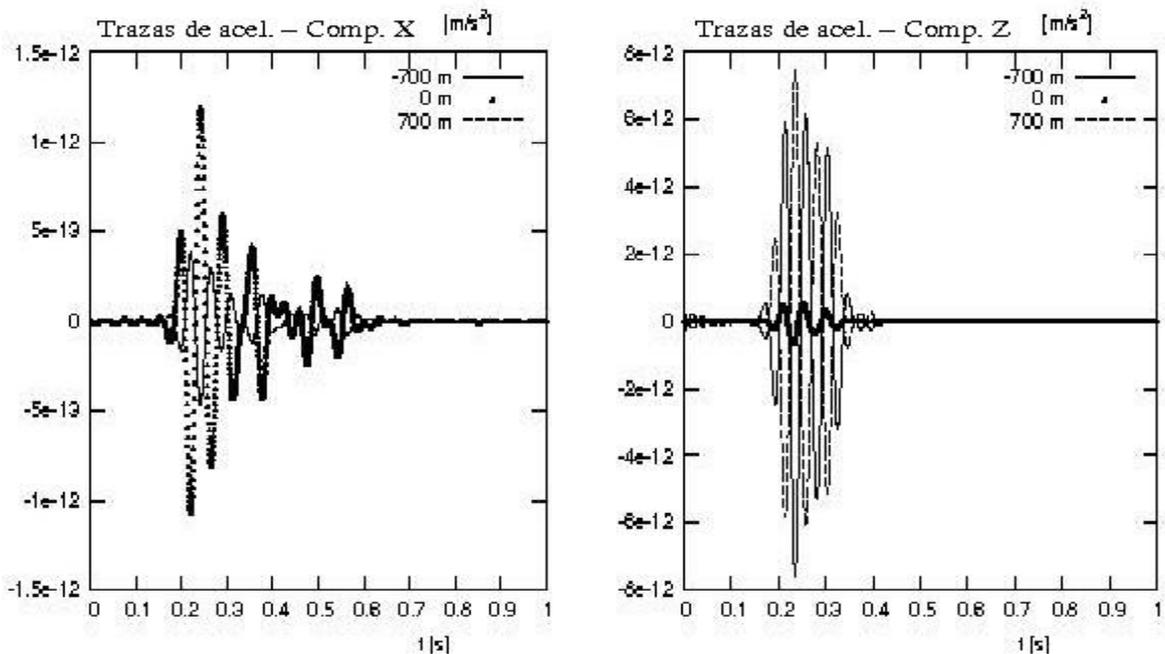


Figura 7. Trazas de aceleración en la superficie para modo TM con tres diferentes offset.

CONCLUSIONES

En este trabajo se ha podido simular numéricamente la conversión de energía electromagnética a mecánica, que tiene lugar en un medio poroso saturado por fluidos. Se ha estudiado la implementación de dos tipos diferentes de fuentes electromagnéticas, conocidas como modo TE y modo TM. Las consideraciones realizadas sobre el modelo permiten resolver el conjunto de las ecuaciones de Pride de manera desacoplada, despreciando el término sismoeléctrico de realimentación al compararlo con las corrientes de conducción. El procedimiento numérico aplicado resuelve las ecuaciones en el dominio espacio-frecuencia, mediante un método de descomposición de dominio iterativo y elementos finitos no conformes. Estos algoritmos están especialmente pensados para máquinas con arquitecturas en paralelo y resultan ser eficientes para aplicaciones geofísicas. Del análisis de las simulaciones, se observa que los resultados obtenidos están de un todo en acuerdo con la respuesta física esperada y por lo tanto sirven para modelar estos fenómenos de la sismica no convencional.

Agradecimientos: Este trabajo fue realizado gracias a los subsidios del programa de incentivos de la UNLP y al PIP (CONICET) 5126/04.

REFERENCIAS

- Biot M. A., 1956a. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low frequency range. *J. Acoust. Soc. Amer.*, 28: 168-171.
- Biot M. A., 1956b. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. High frequency range. *J. Acoust. Soc. Amer.*, 28: 179-191.
- Biot M. A., 1962. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *J. Appl. Phys.*, 33: 1482-1498.
- Blau L. W. y Statham L., 1936. Method and apparatus for seismic-electric prospecting, US Patent No 2: 054-067.
- Butler K. E., Russell R. D., Kepic A. W. y Maxwell M., 1996. Measurement of the seismoelectric response from a shallow boundary, *Geophysics*, 61: 1769-1996.
- Gassmann F., 1951. Über die elastizität poröser medien (On the elasticity of porous media). *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gessellschaft in Zurich*, 96: 1-23.
- Gauzellino P. M., Zyserman F. I. y Santos J. E., 2001. Análisis del comportamiento de algoritmos paralelos de elementos finitos con descomposición de dominio en aplicaciones geofísicas, *Mecánica Computacional*, 20: 474-481.

- Gauzellino P. M., Zyserman F. I. y Santos J. E., 2009. Nonconforming element methods for the three dimensional Helmholtz equation: iterative domain decomposition or global solution ?, *J. Comp. Acoustic*, 17 (2) (en prensa).
- Haines S. H. y Pride S. R., 2006. Seismoelectric numerical modeling on a grid, *Geophysics*, 71 (6): 57-65.
- Han Q. y Z. Wang Z., 2001. Time-domain simulation of SH-wave-induced electromagnetic field in heterogeneous porous media: A fast finite-element algorithm, 66 (2): 448-461.
- Ivanov A., 1939. Effect of electrization of earth layers by elastic waves passing through them, *Comptes Rendus (Doklady) de l'Academie des Sciences de L'URRS*, 24:42-45.
- Johnson D. L., Koplik J. y Dashen R. 1987. Theory of dynamic permeability and tortuosity in fluid-saturated porous media, *J. Fluid Mechanics*, 176: 379-402.
- Liu H. P., Anderson D. L. y Kanamori H., 1976. Velocity dispersion due to anelasticity; implications for seismology and mantle composition, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 147: 41-58.
- Long L. T. y Rivers W. K., 1975. Field measurements of the electroseismic response, *Geophysics*, 40 (2): 233-245.
- Lorne B., Perrier F. y Avouac J., 1999. Streaming Potential measurements 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples, *Journal Geophysical Research*, 104: 17857-17877.
- Maxwell M., Russell R. D., Kepic A. W. y Butler K. E., 1992. Electromagnetic responses from seismically excited targets B: non-piezoelectric phenomena, *Expl. Geophys.*, 23: 201-208.
- Pain C., Saunders J., Worthington M., Singer J., Stuart-Bruges W., Mason G. y Goddard A., 2005. A mixed finite-element method for solving the poroelastic Biot equations with electrokinetic coupling, *Geophys. J. Int.*, 160: 592-608.
- Pride S. R. y Morgan F., 1991. Electrokinetic dissipation induced by seismic waves, *Geophysics*, 56: 914-925
- Pride S. R., 1994. Governing equations for the coupled electromagnetics and acoustics of porous media, *Physical Review B*, 50: 15678-15696.
- Pride S. y Haartsen M., 1996. Electroseismic wave properties, *J. Acoust. Soc. Amer.*, 100: 1301-1315.
- Pride S. y Garambois S., 2001. The role of Biot slow waves in electroseismic wave phenomena, *J. Acoust. Soc. Amer.*, 111: 697-706.
- Revil A., Schwaeger H., Cathles {III} L. M. y Manhardt P., 1999. Streaming potential in porous media, 2. Theory and application to geothermal systems, *Journal Geophysical Research*, 104: 20033-20048.
- Santos J. E., 1998. Global and domain-decomposed mixed methods for the solution of Maxwell's equation with application to magnetotellurics, *Num. Meth. For Partial Diff. Equations*, 14: 263-280.
- Santos J. E. y Sheen D., 2007. Finite element methods for the simulation of waves in composite saturated poroviscoelastic materials, *SIAM, J. Numer. Anal.*, 45 (1): 389-420.
- Thompson R. R., 1939. A note on the seismic-electric effect. *Geophysics*, 4: 102-105.
- Thompson A. H. y Gist G., 1993. Geophysical applications of electrokinetic conversion, *The Leading Edge*, 12: 1169-1173.
- Thompson A. H. y Gist G., 1999. Geophysical prospecting. US Patent No 5: 877-995.
- Thompson A. H., 2005. Electromagnetic-to-seismic conversion: Successful developments suggest viable applications in exploration and production. 75th SEG Annual Meeting Expanded Abstracts, SEG, Houston, USA: 554.
- Thompson A. H., Hornbostel S., Burns J., Murray T., Raschje R., Wride J., McCammon P., Sumner J., Haake G., Bixby M., Ross W., White B. S., Zhou M. y Peczak P., 2007. Field tests of electroseismic hydrocarbon detection, *Geophysics*, 72 (1): N1-N9.
- White B. S., 2005. Asymptotic theory of electroseismic prospecting, *SIAM J. Appl. Math.*, 65 (4): 1443-1462.
- White B. S. y Zhou M., 2006. Electroseismic prospecting in layered media, *SIAM J. Appl. Math.*, 67 (1): 69-98.
- Zyserman F. I., Guarracino L. y Santos J. E., 1999. A hybridized mixed finite element domain decomposed method for two-dimensional magnetotelluric modelling, *Earth, Planets and Space*, 51: 297-306.

- Zyserman F. I., Gauzellino P. M. y Santos, J. E., 2003. Dispersion analysis of a non-conforming finite element method for the Helmholtz and elastodynamic equations, *Int. J. Numer. Meth. Engng.*, 58: 1381-1395.
- Zyserman F. I. y Gauzellino P. M., 2005. Dispersion analysis of a nonconforming finite element method for the three dimensional scalar and elastic wave equations, *Finite elements in analysis and design*, 41: 1309-1326.
- Zyserman F. I., Gauzellino P. M. y Santos, J. E., 2009. Finite element modeling of SHTE and PSVTM electroseismic, CCAM-2009-02-MATH, <http://CCAM.math.purdue.edu/preprints>.

Recibido: 24 de abril de 2009

Aceptado: 9 de junio de 2010

UN MODELO FRACTAL PARA ESTIMAR LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA NO SATURADA DE ROCAS FRACTURADAS

Leonardo B. Monachesi y Luis Guarracino

CONICET. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata, Argentina. Paseo del bosque s/n, 1900 La Plata, Argentina.: luisg@fcaglp.unlp.edu.ar; lmonachesi@fcaglp.unlp.edu.ar

RESUMEN

Durante las últimas dos décadas el estudio y la modelación del flujo de agua en rocas fracturadas no saturadas ha recibido considerable atención por parte de investigadores de distintas áreas como la geología, geofísica e ingeniería. Una de las razones principales para su estudio radica en la búsqueda de formaciones geológicas de baja permeabilidad para la construcción de repositorios de residuos nucleares. Para modelar el flujo de agua cuando se utiliza la aproximación del continuo es necesario contar con relaciones constitutivas del medio poroso considerado. Las relaciones constitutivas son curvas de saturación (S) y conductividad hidráulica (K) en función de la altura de presión (h). En general, la determinación en laboratorio de la curva de saturación no suele presentar mayores inconvenientes. En cambio, la determinación experimental de $K(h)$ resulta difícil y costosa, por lo que se suele recurrir a modelos teóricos para su estimación. Entre los modelos teóricos más utilizados se destacan los de Burdine (Burdine, 1953) y Mualem (Mualem, 1976), los cuales permiten predecir la conductividad hidráulica K a partir de la curva de saturación S . Estos modelos predictivos han sido desarrollados para medios porosos de tipo sedimentario, no existiendo en la literatura modelos específicos para rocas fracturadas. En este trabajo se presenta un modelo fractal simple para predecir la conductividad hidráulica no saturada de rocas fracturadas. La deducción del modelo se basa en la hipótesis de que la red de fracturas puede ser descrita mediante un objeto fractal clásico denominado *carpeta de Sierpinski*. La expresión propuesta de K es cerrada y depende únicamente de tres parámetros independientes: la dimensión fractal y las aperturas máxima y mínima de las fracturas. Una de las características que presenta el modelo propuesto, y que permite validarlo en forma teórica, es que la curva de conductividad hidráulica relativa es equivalente a la que se obtiene con el modelo de Burdine cuando se asume un factor de tortuosidad unitario. Finalmente, se realiza un estudio comparativo entre el modelo analítico propuesto y las relaciones constitutivas obtenidas mediante simulación numérica por Liu y Bodvarsson (2001). La comparación muestra que el modelo propuesto puede predecir dichas relaciones constitutivas en un amplio rango de valores de saturación de agua, y constituye por lo tanto una validación adicional. El modelo de $K(h)$ propuesto es único en su tipo ya que ha sido derivado íntegramente a partir de leyes físicas clásicas y propiedades geométricas de la red de fracturas.

Palabras clave: Conductividad hidráulica, rocas fracturadas, flujo no saturado

ABSTRACT

Modeling groundwater flow in unsaturated fractured rocks has received considerable attention in the last two decades. One of the main reasons for focusing on the study of water flow in this type of media is the search for potential safe permanent storage facilities for geological disposal of high-level nuclear wastes. Knowledge of constitutive relations is indispensable for the numerical solution of the equations describing water flow in unsaturated porous media. These relations are saturation (S) and hydraulic conductivity (K) curves, both expressed as functions of the pressure head (h). The experimental determination of $K(h)$ is tedious and time-consuming and the measurements are variables, error-prone, and applicable to only a narrow range of pressure head h . An alternative to direct measurement is to use theoretical models which predict $K(h)$ from the saturation curve $S(h)$ that

can be easily measured in laboratory. The majority of the models that predicts $K(h)$ from $S(h)$ have been developed for describing unsaturated flow in sedimentary formations (granular porous media). Predictive models specifically designed for fractured hard rocks are virtually nonexistent. In this study, a hydraulic conductivity model for fractured rocks is derived. The proposed $K(h)$ model is based on the assumption that the fracture pattern is self-similar. The fracture pattern is described using the Sierpinski carpet, a classical fractal object that contains a self-similar geometric pattern of pores. The proposed model has a closed form analytical expression with three independent geometric parameters: the fractal dimension of the Sierpinski carpet and the maximum and minimum fracture apertures. One of the main features of the proposed model that allows its validation is that the expression of $K(h)$ is identical to the one obtained by using the Burdine model with a tortuosity factor equal to one. The proposed model can represent the constitutive relations for fractured rocks obtained by Liu and Bodvarsson (2001) using numerical simulation techniques. The proposed $K(h)$ model is the only existing model which has been completely derived from physical concepts and geometric properties of the fracture pattern.

Keywords: Hydraulic conductivity, fractured rocks, unsaturated flow

INTRODUCCIÓN

La determinación experimental de la conductividad hidráulica en términos de la altura de presión h , $K(h)$, resulta difícil y costosa. Es por ello que una alternativa a la medición directa es el empleo de modelos teóricos que predicen la conductividad hidráulica a partir de la curva de saturación $S(h)$, cuya determinación en laboratorio es relativamente sencilla. Los modelos predictivos de $K(S)$ son ampliamente utilizados y entre ellos se destacan los modelos de Burdine, Mualem y Assouline (Assouline, 2001).

Los modelos para estimar $K(h)$ a partir de $S(h)$ han sido desarrollados para medios porosos de tipo sedimentario, no existiendo en la literatura modelos específicos para rocas fracturadas. En el trabajo de Liu y Bodvarsson (2001) se ha utilizado el modelo de Burdine para predecir la conductividad hidráulica en rocas fracturadas empleando distintas expresiones para la curva de saturación. En el modelo de Burdine los poros se representan mediante tubos capilares paralelos, mientras que en los modelos de Mualem y Assouline se asumen geometrías más complejas. La elección del modelo de Burdine se basa precisamente en su simplicidad ya que resulta más adecuado para representar el flujo en fracturas.

En este trabajo se deriva un modelo de conductividad hidráulica $K(h)$ para rocas fracturadas. El modelo se basa en la hipótesis de que el patrón de fracturas de la roca es de tipo fractal. La autosimilitud es una propiedad característica de los objetos fractales, que ha sido observada en redes de fracturas por varios autores (Turcotte, 1986; Obuko y Aki, 1987; Barton y Zoback, 1992; Berkowitz y Hadad, 1997). Para describir la red de fracturas utilizaremos la carpeta de Sierpinski que es un objeto fractal clásico que posee un patrón de poros autosimilar. La carpeta de Sierpinski ha sido utilizada previamente para describir medios porosos, tanto sedimentarios (Tyler y Wheatcraft, 1990) como fracturados (Guarracino, 2006).

El modelo propuesto se deriva a partir de las propiedades de la carpeta de Sierpinski, la ley de flujo entre 2 placas paralelas y relaciones capilares clásicas. La expresión analítica obtenida para la conductividad hidráulica depende de 3 parámetros geométricos: la dimensión fractal y las aperturas máxima y mínima de las fracturas de la red. La expresión de $K(h)$ obtenida es idéntica a la que se obtiene con el modelo de Burdine cuando se asume un factor de tortuosidad unitario. Por otra parte el modelo permite ajustar las relaciones constitutivas simuladas por Liu y Bodvarsson (2001) para un medio fracturado sintético. El modelo de $K(h)$ propuesto posee la ventaja de ser el único modelo para roca fracturada derivado íntegramente a partir de leyes físicas y propiedades geométricas de la red de fracturas.

DESCRIPCIÓN DE LA RED DE FRACTURAS

Para derivar el modelo de $K(h)$ consideraremos un volumen representativo elemental (REV) de roca fracturada. El REV será conceptualizado como un cubo de lado a formado por una matriz impermeable y una red de fracturas que constituyen los poros del medio (ver Figura 1).

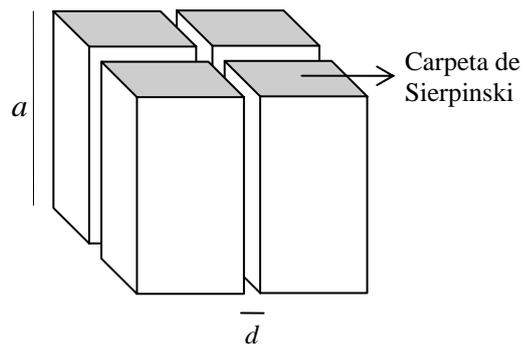


Figura 1: Volumen representativo elemental de roca fracturada

Las fracturas se asumen verticales y su patrón de distribución se describe mediante una carpeta de Sierpinski. Este modelo de roca fracturada es idéntico al utilizado por Guarracino (2006) para derivar una curva de contenido de agua. La carpeta de Sierpinski que describe la distribución espacial de las fracturas se genera mediante un algoritmo recursivo (Turcotte, 1997; Tyler y Wheatcraft, 1990). Este algoritmo se aplica a un cuadrado de lado a correspondiente a una sección transversal del REV. El primer nivel de recursión se obtiene al subdividir el cuadrado original en b_1^2 cuadrados elementales de tamaño $x_1 = a/b_1$. El patrón de fracturas se genera removiendo una cantidad l_1 de estos cuadrados de manera que formen una red de fracturas de apertura x_1 como se muestra en la Figura 2.

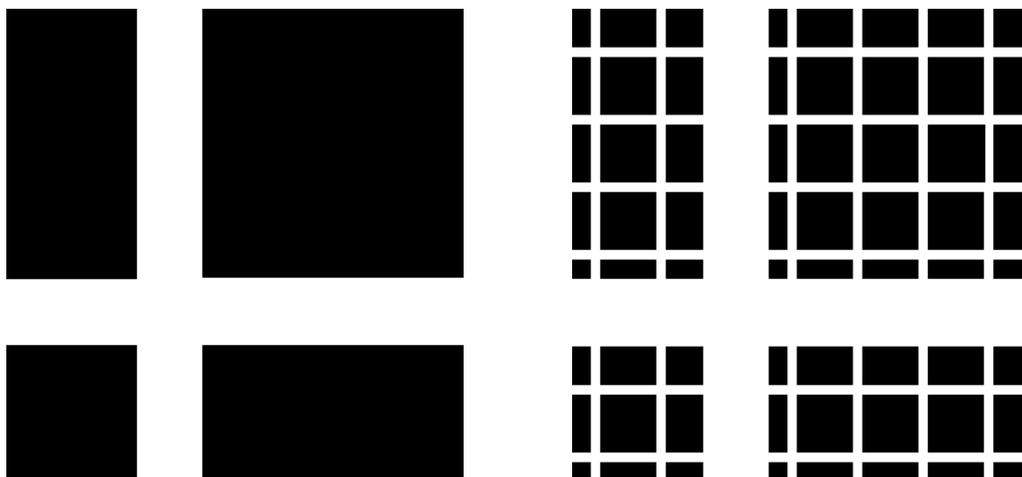


Figura 2: Dos niveles de recursión de una carpeta de Sierpinski de $D=1.84$

El patrón de fractura elegido debe repetirse en cada nivel de recursión para que el patrón resultante sea autosimilar. Para un nivel de recursión arbitrario i , el cuadrado original se subdivide entonces en b_i^2 cuadrados elementales de tamaño $x_i = a/b_i$, siendo $b_i = b_1^i$. Puede demostrarse que en cada instancia de recursión la carpeta de Sierpinski verifica la siguiente relación (Mandelbrot, 1983):

$$b_i^2 - l_i = b_i^D \quad (1)$$

donde l_i es el número de cuadrados de tamaño x_i necesarios para cubrir el área total ocupada por las fracturas de apertura $X \geq x_i$, y D es la dimensión fractal de la carpeta. A modo de ejemplo, en la Figura 2 se ilustran dos niveles de recursión para una carpeta de Sierpinski de dimensión fractal $D = 1.84$ ($b_1 = 7$ y $l_1 = 13$).

Para un valor arbitrario de l , el área acumulativa de las fracturas de apertura $X \geq x$ está dada por:

$$A(X \geq x) = x^2 l \quad (2)$$

donde x^2 representa el área de un cuadrado elemental. Reemplazando (1) en (2) se obtiene la siguiente expresión del área acumulativa en término de los parámetros de la carpeta de Sierpinski:

$$A(X \geq x) = a^2 (1 - a^{D-2} x^{2-D}) \quad (3)$$

expresión válida para $x \leq a$.

El área ocupada por las fracturas cuya apertura se encuentra en el rango $(x, x + \Delta x)$ se obtiene diferenciando (3) con respecto a x :

$$-dA(x) = (2 - D)a^D x^{1-D} dx \quad (4)$$

El signo negativo de la ecuación anterior implica que el área de las fracturas disminuye con el aumento de la apertura. Resulta importante destacar que la carpeta de Sierpinski es un objeto fractal y por lo tanto admite infinitos niveles de recursión. En consecuencia, el rango de variación de la apertura x es infinito. Luego, para que este objeto fractal pueda ser utilizado para representar un medio fracturado real es necesario considerar valores de corte superior e inferior para la apertura. En este trabajo llamaremos x_{\max} y x_{\min} a las aperturas máxima y mínima de las fracturas dentro del REV.

MODELO DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

En esta sección derivaremos una expresión analítica para la conductividad hidráulica de una roca fracturada. Para ello supondremos que el REV definido en la sección anterior se encuentra a una presión efectiva constante h_{ef} . Para este valor de presión, la teoría capilar clásica nos permite definir una apertura de fractura efectiva x_{ef} (Bear, 1988):

$$x_{ef} = \frac{2\sigma \cos(\beta)}{\rho g h_{ef}} \quad (5)$$

donde σ es la tensión superficial del agua, β el ángulo de contacto, ρ la densidad del agua y g la aceleración de la gravedad.

El modelo propuesto asume que todas las fracturas de apertura $x \leq x_{ef}$ se encuentran completamente saturadas de agua y se consideran fracturas activas (Liu et al, 1998). Las fracturas de apertura $x > x_{ef}$ se encuentran parcialmente saturadas y se asume que no contribuyen al flujo (Guarracino, 2006). Dado que el rango de aperturas de fracturas se encuentra acotado por x_{\min} y x_{\max} , la ecuación (5) resulta válida para el rango de altura de presión $h_{\min} \leq h_{ef} \leq h_{\max}$, siendo $h_{\min} = 2\sigma \cos(\beta) / \rho g x_{\max}$ y $h_{\max} = 2\sigma \cos(\beta) / \rho g x_{\min}$. Para $h_{ef} \leq h_{\min}$ todas las fracturas son activas, el medio se encuentra completamente saturado y el caudal es máximo. Contrariamente, si $h_{ef} \geq h_{\max}$ ninguna fractura se considera activa y por lo tanto la saturación y el flujo resultan nulos.

Dado que el REV se encuentra a una altura de presión constante h_{ef} , el gradiente efectivo de la altura de presión es nulo y por lo tanto el agua sólo fluirá por gravedad. Bajo esta hipótesis, el flujo de agua en una fractura puede expresarse mediante la conocida ecuación de Hagen-Poiseuille (Bear, 1988):

$$q(x) = \frac{\rho g x^2}{12\mu} \frac{\partial}{\partial z} (h_{ef} + z) = \frac{\rho g x^2}{12\mu} \quad (6)$$

donde z es la coordenada vertical y μ la viscosidad.

El caudal volumétrico total Q a través de una sección horizontal del REV puede calcularse sumando la contribución de todas las fracturas activas:

$$Q(x_{ef}) = \int_{x_{\min}}^{x_{ef}} q_z(x) dA(x) \quad (7)$$

Reemplazando (4) y (6) en (7) se obtiene la siguiente expresión para el caudal volumétrico total:

$$Q(x_{ef}) = \frac{\rho g}{12\mu} a^D (x_{ef}^{4-D} - x_{\min}^{4-D}) \quad (8)$$

Teniendo en cuenta la ecuación (5), la (8) puede expresarse en términos de la altura efectiva h_{ef} :

$$Q(h_{ef}) = \frac{\rho g}{12\mu} a^D \left(\frac{2\sigma \cos(\beta)}{\rho g} \right)^{4-D} (h_{ef}^{D-4} - h_{\max}^{D-4}) \quad (9)$$

Por otro lado el flujo volumétrico en el REV también puede calcularse a partir de la ley de Buckingham-Darcy (Buckingham, 1907):

$$Q(h_{ef}) = K(h_{ef}) a^2 \frac{\partial}{\partial z} (h_{ef} + z) = K(h_{ef}) a^2 \quad (10)$$

donde K es la conductividad hidráulica y a^2 representa el área de la sección transversal a la dirección del flujo. Combinando (9) y (10) obtenemos finalmente la siguiente expresión para la conductividad hidráulica:

$$K(h_{ef}) = \frac{\rho g}{12\mu} a^{D-2} \left(\frac{2\sigma \cos(\beta)}{\rho g} \right)^{4-D} (h_{ef}^{D-4} - h_{\max}^{D-4}) \quad (11)$$

La conductividad hidráulica saturada K_s se obtiene considerando $h_{ef} = h_{\min}$ en (11):

$$K_s = \frac{\rho g}{12\mu} a^{D-2} \left(\frac{2\sigma \cos(\beta)}{\rho g} \right)^{4-D} (h_{\min}^{D-4} - h_{\max}^{D-4}) \quad (12)$$

Finalmente, la conductividad hidráulica relativa $K_r(h_{ef})$ vendrá dada por el cociente entre las ecuaciones (11) y (12):

$$K_r(h_{ef}) = \frac{K(h_{ef})}{K_s} = \frac{(h_{ef}^{D-4} - h_{\max}^{D-4})}{(h_{\min}^{D-4} - h_{\max}^{D-4})} \quad (13)$$

La expresión anterior es válida para $h_{\min} \leq h_{ef} \leq h_{\max}$. Para valores de h_{ef} menores a h_{\min} $K_r(h_{ef}) = 1$. Inversamente, para valores de h_{ef} mayores que h_{\max} , $K_r(h_{ef}) = 0$.

La conductividad hidráulica relativa suele expresarse en términos de la saturación S . Para el tipo de medio considerado la expresión de S fue calculada por Guarracino (2006):

$$S(h_{ef}) = \frac{(h_{ef}^{D-2} - h_{\max}^{D-2})}{(h_{\min}^{D-2} - h_{\max}^{D-2})} \quad (14)$$

Finalmente, reemplazando (14) en (13) se obtiene:

$$K_r(S) = \frac{[(h_{\min}^{D-2} - h_{\max}^{D-2}) S + h_{\max}^{D-2}]^{D-2} - h_{\max}^{D-4}}{(h_{\min}^{D-4} - h_{\max}^{D-4})} \quad (15)$$

La ecuación (13) (o su análoga (15)), junto con la ecuación (14) conforman un modelo constitutivo para roca fracturada. Este modelo ha sido derivado enteramente a partir leyes físicas básicas y de propiedades geométricas de la red de fracturas y sólo depende de tres parámetros independientes: D , h_{\min} y h_{\max} .

Validación del modelo

En esta sección la conductividad hidráulica relativa (15) será comparada con la expresión que se obtiene a partir del modelo predictivo de Burdine. Por otra parte se realizará un ajuste del modelo propuesto con las relaciones constitutivas obtenidas en forma numérica por Liu y Bodvarsson (2001). Las expresiones de la conductividad hidráulica se obtienen generalmente a partir de la curva de retención utilizando los modelos predictivos de Burdine ó Mualem. El modelo de Burdine asume que el flujo se desarrolla a través de un grupo de tubos capilares paralelos de diámetro constante, mientras que en el modelo de Mualem los tubos capilares son tortuosos y de diámetro variable. Resulta evidente que el flujo a través de una fractura puede representarse en forma adecuada mediante una serie de tubos capilares de diámetro constante y es por ello que el modelo de Burdine ha sido utilizado por distintos autores para obtener expresiones de K_r para rocas fracturadas (Liu y Bodvarsson, 2001; Guarracino, 2006; Guarracino y Quintana, 2008).

La expresión del modelo de Burdine en términos de S es la siguiente (Burdine, 1953):

$$K_r(S) = T(S) \frac{\int_0^S h_{ef}^{-2}(\xi) d\xi}{\int_0^1 h_{ef}^{-2}(\xi) d\xi} \quad (16)$$

donde $T(S) = S^2$ es el factor de tortuosidad, cuyos valores oscilan entre 0 y 1. Cuando $T = 1$ la trayectoria del flujo de agua entre dos puntos del medio poroso es recta mientras que si $T = 0$ la trayectoria entre dichos puntos es infinita. Luego, una expresión de K_r para una roca fracturada puede obtenerse utilizando la curva de saturación (14) en (16):

$$K_r(S) = T(S) \frac{(h_{ef}^{D-4} - h_{max}^{D-4})}{(h_{min}^{D-4} - h_{max}^{D-4})} \quad (17)$$

En el modelo fractal propuesto el flujo de agua se produce a lo largo de trayectorias rectas definidas por las fracturas activas, por lo cual $T = 1$ para todo el rango de saturación. Para este valor de tortuosidad se obtiene exactamente la expresión de la conductividad hidráulica relativa (13) correspondiente al modelo fractal. Resulta importante destacar que el modelo de Burdine fue derivado para medios sedimentarios, donde las trayectorias seguidas por las partículas de agua no son rectilíneas y dependen fuertemente del grado de saturación. Sin embargo la comparación del modelo fractal con el modelo de Burdine nos permite extender la validez de este último para el caso de rocas fracturadas a través de la modificación del factor de tortuosidad.

La modificación del factor de tortuosidad del modelo de Burdine fue propuesta originalmente por Liu y Bodvarsson (2001) para estimar la conductividad hidráulica en un medio fracturado con baja conectividad entre las fracturas. En la Figura 3 se ilustra el factor de tortuosidad propuesto por Liu y Bodvarsson (2001) junto con los factores del modelo de Burdine y del modelo propuesto. El modelo fractal representa el caso ideal en que la trayectoria del flujo de agua es rectilínea y no es modificada por la geometría del medio ni por el grado de saturación. El factor de tortuosidad de Liu y Bodvarsson (2001) representa un caso intermedio entre un medio fracturado sin tortuosidad ($T = 1$) y un medio sedimentario homogéneo ($T = S^2$).

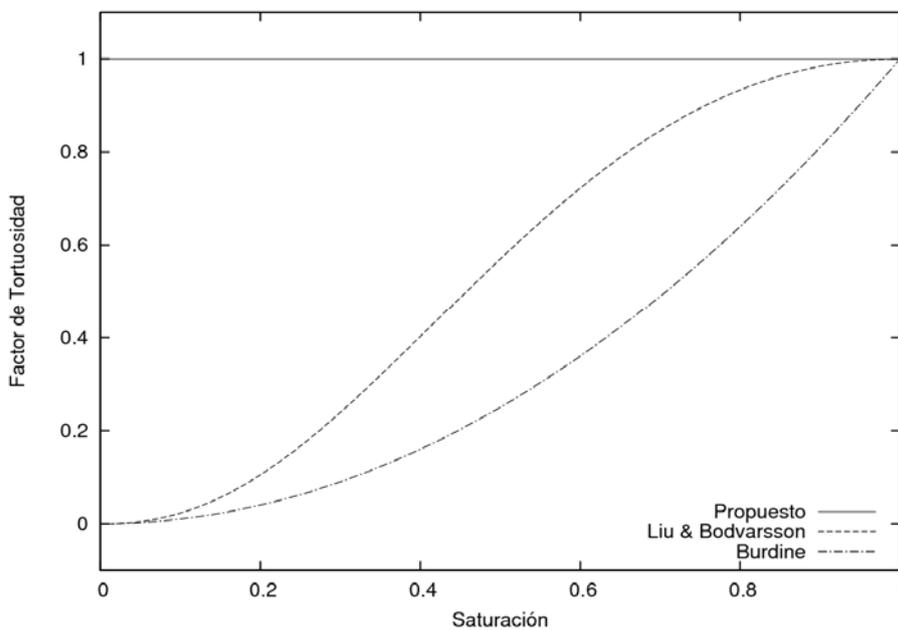


Figura 3. Factores de tortuosidad de los modelos de Burdine, Liu y Bodvarsson y el propuesto.

La determinación experimental de las relaciones constitutivas para rocas fracturadas presenta numerosas dificultades técnicas, por lo que los datos disponibles para la validación del modelo son prácticamente inexistentes (Liu y Bodvarsson, 2001; Tuller y Or, 2002). En este trabajo validaremos los resultados mediante su comparación con las relaciones constitutivas simuladas por Liu y Bodvarsson (2001) para una roca fracturada. Dichos autores diseñaron un experimento computacional similar al procedimiento de laboratorio realizado para determinar relaciones constitutivas. Para ello consideran un REV impermeable con fracturas aleatorias conceptualizadas como medios porosos

bidimensionales. Para un valor de presión capilar (h) en los bordes del REV resuelven la ecuación de Richards y calculan la saturación efectiva $S(h)$ y la conductividad hidráulica relativa $K_r(h)$. Mediante este procedimiento, Liu y Bodvarsson (2001) obtienen relaciones constitutivas para dos redes de fracturas sintéticas, las cuales serán utilizadas para validar las estimaciones de $K_r(S)$ del modelo propuesto.

Los parámetros del modelo fractal (D, h_{\min}, h_{\max}) se obtienen a partir del ajuste de la curva de saturación (14) a los datos simulados. En la Tabla 1 se listan los valores de los parámetros ajustados para las dos redes de fracturas. Utilizando la ecuación (15) con los parámetros ajustados se estimó la conductividad hidráulica relativa en función de la saturación efectiva. En las Figuras 4 y 5 se muestran las estimaciones del modelo propuesto junto con los resultados numéricos obtenidos por Liu y Bodvarsson (2001) para las dos redes de fracturas consideradas.

Tabla 1. Parámetros ajustados del modelo fractal

	Red 1	Red 2
D	1.466	1.540
h_{\min} [Pa]	$6.2143 \cdot 10^1$	$5.8614 \cdot 10^1$
h_{\max} [Pa]	$3.6239 \cdot 10^4$	$1.1749 \cdot 10^5$

En ambos casos el modelo fractal predice muy bien los datos de K_r para saturaciones altas e intermedias. Para valores bajos de saturación (menores a 0.3 aproximadamente) el modelo propuesto no logra predecir los valores calculados por Liu y Bodvarsson (2001). Esta discrepancia se debe a que las curvas del experimento numérico poseen una tortuosidad dependiente del grado de saturación mientras que el modelo propuesto no contempla en forma explícita este fenómeno. Para saturaciones bajas el flujo se desarrolla a través de las fracturas de menor apertura que presentan menor conectividad entre ellas. Esta situación corresponde a un valor del factor de tortuosidad bajo que se aparta del modelo propuesto ($T = 1$).

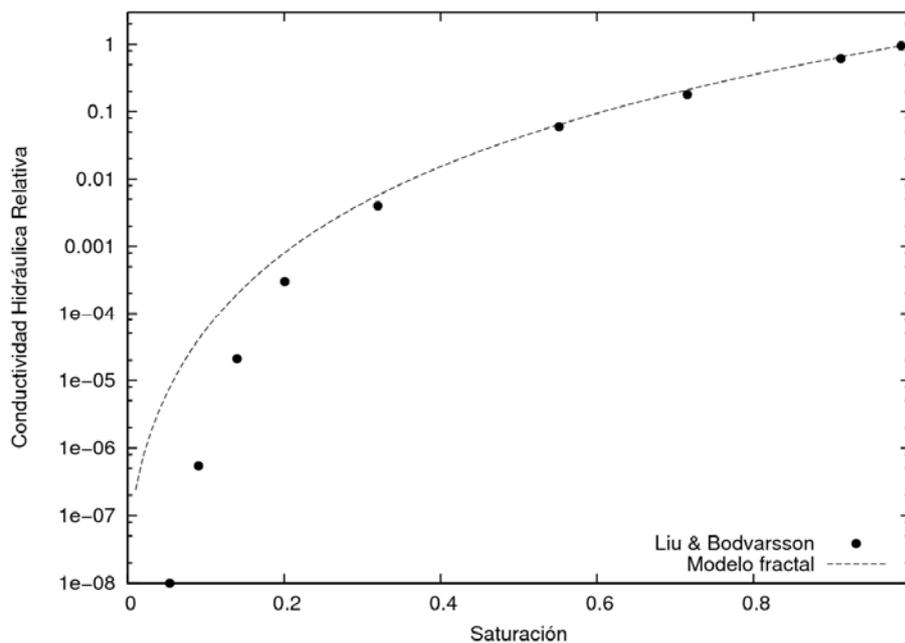


Figura 4. Comparación del modelo propuesto con los valores simulados por Liu y Bodvarsson para la red de fracturas 1.

Por otra parte, para saturaciones altas e intermedias la mayor contribución al flujo corresponde a las fracturas de mayor apertura, que son las que poseen mayor conectividad y un factor de tortuosidad cercano a 1. Es de destacar que, a pesar de su simplicidad, el modelo propuesto logra predecir la conductividad hidráulica en más de tres órdenes de magnitud, en el rango de saturaciones altas e intermedias para las cuales el flujo de agua resulta significativo. Resulta evidente que un mejor ajuste a los datos simulados podría obtenerse introduciendo en el modelo un factor de tortuosidad dependiente de la saturación. Sin embargo el análisis de este fenómeno (que puede ser significativo en el rango de bajas saturaciones) se encuentra más allá de los objetivos del presente trabajo.

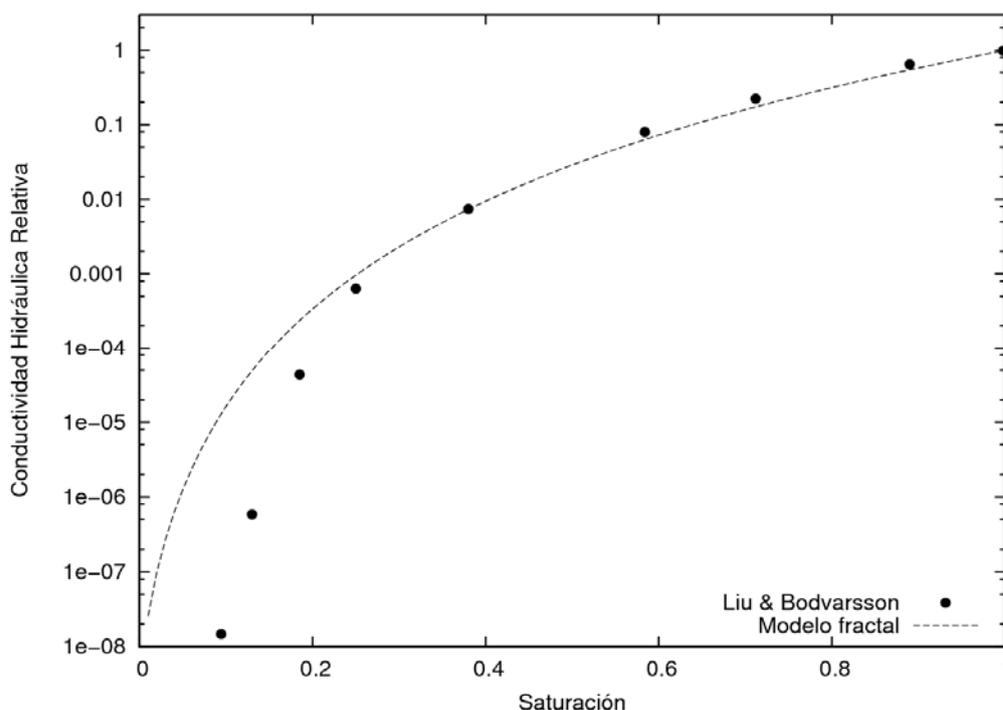


Figura 5. Comparación del modelo propuesto con los valores simulados por Liu y Bodvarsson para la red de fracturas 2.

CONCLUSIONES

En este trabajo se ha derivado un modelo analítico para predecir la conductividad hidráulica en rocas fracturadas parcialmente saturadas. El modelo se basa en una descripción fractal de la red de fracturas utilizando una carpeta de Sierpinski. La expresión de la conductividad hidráulica propuesta, junto con la correspondiente curva de retención, conforman el único modelo constitutivo para rocas fracturadas derivado íntegramente a partir de propiedades geométricas y leyes físicas. El modelo posee tres parámetros independientes que definen la geometría de la red de fracturas: la dimensión fractal y las aperturas máxima y mínima. La expresión de la conductividad hidráulica relativa coincide con la curva que predice el modelo clásico de Burdine cuando se considera un factor de tortuosidad unitario. Por otra parte el modelo fue validado mediante la comparación con relaciones constitutivas obtenidas en forma numérica, obteniendo un muy buen ajuste.

REFERENCIAS

- Assouline S., 2001. A model for soil relative hydraulic conductivity based on the water retention characteristic curve. *Water Resour. Res.* 37 (2), 265–271.
- Barton, C.A., Zoback, M.D., 1992. Self-similar distribution and properties of macroscopic fractures at depth in crystalline rock in the Cajon pass scientific drill hole. *J. Geophys. Res.* 97, 5181–5200.
- Bear, J., 1988. *Dynamics of Fluids in Porous Media*, Elsevier, New York.

- Berkowitz, B., Hadad, A., 1997. Fractal and multifractal measure of natural and synthetic fracture networks. *J. Geophys. Res.* 102 (B6), 205–218.
- Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. Washington D.C., U.S. Department of Agriculture. Bureau of Soil Bulletin 38, 29-61.
- Burdine, N.T., 1953. Relative permeability from pore size distribution data. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.* 198, 71–78.
- Guarracino, L., 2006. A fractal constitutive model for unsaturated flow in fractured hard rocks. *J. Hydrol.* 324, 154–162.
- Guarracino, L. Quintana, F., 2008. A constitutive model for flow in unsaturated fractured rocks. *Hydrological Processes*. In press.
- Liu, H. H., Bodvarsson, G.S., 2001. Constitutive relations for unsaturated flow in fracture network. *J. Hydrol.* 252, 116–125.
- Liu, H. H., Doughty, C., Bodvarsson, G.S., 1998. An active fracture model for unsaturated flow and transport in fractured rocks. *Water Resour. Res.* 12 (3), 513-522.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12 (3), 513–522.
- Mandelbrot B. B., 1983. *The Fractal Geometry of Nature*. W. H. Freeman, Ney York, 488 pp.
- Obuko, P.G., Aki, K., 1987. Fractal geometry in the San Andreas fault system. *J. Geophys. Res.* 92, 345–355.
- Tuller M., Or D., 2002. Unsaturated hydraulic conductivity of structured porous media: a review of liquid configuration-based models. *Vadose Zone Journal* 1:14-37.
- Turcotte D.L., 1986. Fractals and fragmentations. *J. Geophys. Res.* 91, 1921–1926.
- Turcotte D.L., 1997. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press, New York, 398 pp.
- Tyler, S.W., Wheatcraft, S.W., 1990. Fractal process in soil water retention. *Water Resour. Res.* 26 (5), 1047–1054.

Recibido: 26 de agosto de 2009

Aceptado: 9 de junio de 2010

SIMULACIÓN DE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO USANDO EL MODELO EdGCM

Reinaldo A. Maenza⁽¹⁾, *Rosa H. Compagnucci*⁽¹⁾⁽²⁾

⁽¹⁾Universidad de Buenos Aires, Facultad de ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, 2do. Piso, Pabellón II, Ciudad Universitaria CPC1428EHA – Ciudad de Buenos Aires, Argentina.

⁽²⁾CONICET, Avenida Rivadavia 1917 - CP C1033AAJ - Ciudad de Buenos Aires, Argentina.
reynalm16@hotmail.com

RESUMEN

La Pequeña Edad de Hielo fue un período frío que abarcó desde mediados del siglo XIV hasta mediados del siglo XIX. Durante ese tiempo ocurrieron tres pulsos de temperaturas extremadamente bajas. En el presente trabajo se analiza el segundo de ellos denominado Mínimo de Maunder (MM) que ocurrió entre 1645 y 1715. La disminución de la actividad solar, el aumento de la actividad volcánica y el cambio en las concentraciones de Dióxido de Carbono fueron sus principales forzantes. Mediante el Modelo de Circulación General EdGCM se realizan distintas simulaciones de las condiciones climáticas, con el fin de obtener escenarios de respuesta de la temperatura y la circulación atmosférica a los cambios producidos en la irradiancia y los gases invernadero, en especial del CO₂. A su vez, son calculadas por medio de los re-análisis del NCEP/NCAR, las diferencias climáticas entre años de máxima y mínima irradiancia a fin de compararlas con las diferencias ocurridas entre las condiciones actuales y del MM dadas por el modelo. Las anomalías anuales de temperatura, entre el MM y las condiciones de fines del siglo XX, son negativas para ambos hemisferios y las anomalías de temperatura resultan más intensas para el semestre frío. Además, sobre Sudamérica, se observa un centro más intenso en latitudes subtropicales y desde el centro hasta el sur de Patagonia. El patrón de enfriamiento simulado por el modelo concuerda, en algunos casos aún en magnitud, con la información de proxy datos de algunas regiones de Sudamérica. La componente zonal del oeste se muestra desplazada hacia menores latitudes durante el MM. Los campos de anomalías de circulación atmosférica simulados para el MM, muestran un patrón, en latitudes medias y altas, en que alternan tres ó cuatro centros positivos con negativos, el cual concuerda con una mayor componente meridional del flujo. Ambos resultan patrones parecidos con los que ocurren actualmente durante eventos El Niño. **Palabras claves:** Mínimo de Maunder, Paleoclima, Simulaciones con modelo EdGCM, Irradiancia, Dióxido de Carbono.

ABSTRACT

The Little Ice Age (LIA) was a cold period that ranged from taken part of the century XIV until taken part of the century XIX. In the period occurred three pulses of minimum values of temperature and will study the second of them comprised between 1645-1715 designated Maunder Minimum (MM). The decrease of the solar activity, the increase of the volcanic activity and the change in the Carbon Dioxide concentrations were the main forcings during these periods. In present work we realize distinct simulations of the climatic conditions for the South Hemisphere, by means of the General Circulation Model EdGCM, with the end to obtain stages of answer to the changes of irradiancia and CO₂ for the MM. At the same time, the climatic differences between years of maxima and minimum values of sunshine during the century XX determined by means of the results of the re-analysis of the NCEP/NCAR, compare with the differences between the current conditions and the ones of the MM, simulated by the model. The anomalies between the XX century and the MM obtained with the EdGCM are in agree qualitatively, and also quantitatively in some locations, with the proxy data

information for various regions of the Hemisphere South. The annual temperature anomalies, between the MM and the 20th century ending conditions, are negative for both hemispheres and the temperature anomalies result more intense on semester November-April. Furthermore, over South America, shows a more intense centre in subtropical latitude and central and south Patagonia. The cold pattern obtained by the model is in agreement, on magnitude too, with proxy information obtained in some South America regions. The westerly wind component undergoes a shift to lower latitudes during the MM. The atmospheric circulation anomalies obtained in the simulations, show a pattern, over middle and high latitudes, where alternate three or four positive and negative anomaly centres, which is in agreement with a greater meridional component of the flux. Both patterns are similar to those present during El Niño events.

Keywords: Maunder Minimum, Paleoclimate, EdGCM model simulations, Irradiance, Carbon Dioxide.

INTRODUCCIÓN

La Pequeña Edad de Hielo fue un período frío que abarcó desde mediados del siglo XIV hasta mediados del siglo XIX. En el mismo ocurrieron tres pulsos de valores mínimos. El segundo de ellos comprendido entre 1645-1715 denominado Mínimo de Maunder (MM) fue el más extremo y extendido (Lamb, 1982). La disminución de la actividad solar, el aumento de la actividad volcánica y el cambio en las concentraciones de los gases invernadero en especial del CO₂ fueron los principales forzantes durante estos períodos fríos (IPCC, 2007).

Existen estimaciones de la intensidad del fenómeno a partir de diversos proxy datos (estimaciones indirectas) como la información histórica que indica el congelamiento del río Támesis hasta el invierno de 1895 y evidencias globales de la expansión de los glaciares. Pero algunas de ellas sugieren que las situaciones más crudas ocurrieron en ciertas regiones, las cuales se alternaron con otras de condiciones relativamente atemperadas. Este patrón estaría asociado con una mayor componente meridional de la circulación atmosférica que la actual. Correspondería a una estructura de anomalías con tres a cuatro centros positivos alternados con centros negativos, llamado patrón de onda 3 ó 4, el cual resulta típico durante eventos El Niño (Hughes y Díaz, 1994, Crowley y North, 1991).

Los Modelos de Circulación General (MCG) son una representación espacial y temporal aproximada de los principales procesos físicos que ocurren en la atmósfera y de las interacciones entre las diversas componentes del clima. Existen algunas simulaciones de las condiciones durante el MM pero ellas se refieren mayormente al Hemisferio Norte (HN). Shindell *et al.* (2001, de aquí en más Sh2001) mediante una versión del MCG GISS de NASA analizó las anomalías ocurridas entre el MM y el período posterior. Las concentraciones de gases atmosféricos fueron las del período pre-industrial para ambas corridas. Los autores consideran solo el cambio producido por el forzante solar, asignando los valores de radiación de 1680 al MM y los de 1780 al período post-MM. Los resultados mostrados corresponden sólo al HN. Las mayores anomalías están centradas en 60°N y exhiben alternancia de centros positivos y negativos. Fischer-Bruns *et al.* (2002), con un modelo acoplado que tiene en cuenta el vulcanismo, gases invernadero y la variabilidad solar, simulan las anomalías ocurridas entre los períodos 1675-1715 y 1550-1800. Las anomalías anuales muestran que los mayores enfriamientos ocurrieron entre el noreste de Canadá y el sudoeste de Groenlandia. Langematz y otros (2005) simulan el período 1645-1715 considerando la irradiancia solar, los gases invernadero y la temperatura superficial del mar. Ambos trabajos muestran ciertas diferencias con los resultados previamente obtenidos por Sh2001. El objetivo del presente trabajo es presentar a partir de escenarios simulados por un MCG, la situación del MM versus la del clima de la segunda mitad del siglo veinte, analizando en especial las condiciones para Sudamérica.

METODOLOGÍA

El MCG utilizado es el EdGCM de la Universidad de Columbia, una versión del GISS de NASA disponible en internet, lo cual facilita comparar parte de los resultados con los obtenidos por Sh2001. Los diversos cambios en los forzantes se evalúan mediante seis simulaciones que están sintetizadas en la Tabla 1. Los valores de los forzantes corresponden al promedio de 22 años para considerar el ciclo solar completo incluyendo la polaridad del campo magnético. La parametrización de las diversas concentraciones de gases invernadero y de la irradiancia solar utilizadas son los promedios de 1669 a

1690 y de 1979 al 2000 en las simulaciones llamadas “Mínimo de Maunder (MM)” y “Actual (CA)” respectivamente. Las concentraciones de los gases invernadero fueron extraídas del trabajo de Robertson *et al.* (2001).

Tabla 1. Concentraciones de los gases invernadero y constante solar de cada simulación.

Corrida de 100 años	Condiciones Iniciales						Siglas
	CO2 (ppm)	CH4 (ppm)	N2O (ppm)	CFC11 (ppm)	CFC12 (ppm)	Cte. Solar (W/m ²)	
Mínimo Maunder	276,4136	0,7354	0,2851	0	0	1363,4394	MM
Actual	352,6045	1,6825	0,3059	0,2362	0,4442	1366,1676	CA
Mínimo con CO2 actual	352,6045	0,7354	0,2851	0	0	1363,4394	MM_CO2
Mínimo con Cte. Solar actual	276,4136	0,7354	0,2851	0	0	1366,1676	MM_Sol
MM : irradiancia de 1680	276,4000	0,7355	0,2851	0	0	1363,4401	MM_Shin
PostMM : irradiancia de 1780	276,4000	0,7355	0,2851	0	0	1365,2184	Post_Shin

Los cambios producidos durante el MM sólo por el decrecimiento de la irradiancia solar son evaluados en la simulación “Mínimo con CO₂ actual (MM_CO₂)” y los producidos por sólo la disminución de los gases invernadero son “Mínimo con Cte. Solar Actual (MM_Sol)”. En ambos casos tanto las concentraciones de CFC11 como CFC12 se mantuvieron en cero. A fin de comparar los resultados del EdGCM con los de Sh2001 se realizan otras dos corridas, con los valores utilizados los autores, esto es los valores de concentración de gases invernadero correspondientes al período pre industrial y la irradiancia de 1680 (MM_Shin) para el MM y la de 1780 (Post_Shin) para el PostMM.

Los escenarios de anomalías obtenidos entre MM y CA son comparados con la información de diversos proxy datos que se hallan disponibles para algunas localidades de Argentina. Las anomalías de temperatura entre años de mínimo solar (valores iguales o menores a la media menos un desvío estándar) y años de máximo solar (valores de media + desvío) son calculados con base en los datos del reanálisis NCEP/NCAR para el período 1960-2000.

Tiempo de Estabilización del modelo EdGCM

El tiempo que tarda el modelo en alcanzar el equilibrio se analiza a través del gráfico del valor global de la variable climática versus el “año” de corrida. Cada una de las simulaciones dieron resultados similares y sólo se muestra la simulación para MM y CA. Tanto el albedo como la temperatura del aire de superficie resultaron similares. Podemos ver en el panel izquierdo de la figura 1 que el tiempo de caída de la temperatura global hasta alcanzar valores estables y representativos del MM, al disminuir los gases invernadero y la irradiancia solar, es de aproximadamente 60 años. El océano alcanza más rápidamente el equilibrio. Para CA en el panel derecho de la figura 1, el modelo se estabiliza en menor tiempo.

Los valores medios que determinan la situación climática simulada por cada corrida se calculan utilizando los últimos 30 años, de los 100 años de corrida, dado que las curvas para todas las corridas y variables representan al menos para ese período la situación de equilibrio del modelo.

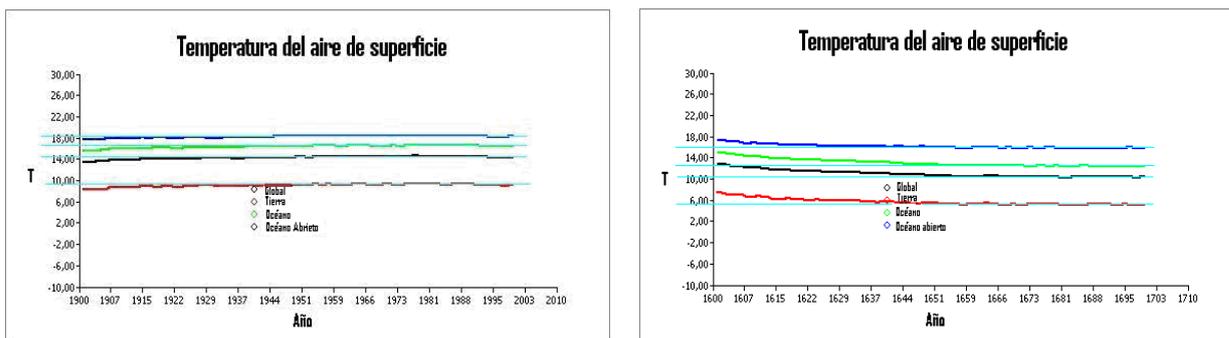


Figura 1. Valores medios de temperatura global ($T^{\circ}\text{C}$) versus año de corrida para el Mínimo de Maunder (panel izquierdo) y las condiciones actuales (panel derecho)

Validación de las simulaciones

Las anomalías de temperatura entre el MM (1689) y el post-MM (1780) mostrados por Sh2001 en figura 2 son comparables a las obtenidas del modelo EdGCM mostradas en figura 3. La simulación del EdGCM muestra anomalías menos intensas que los resultados previos de Sh2001. Sin embargo, ambos presentan patrones con alternancia de anomalías frías y cálidas. Una de las anomalías cálidas está localizada sobre Alaska y el Océano Pacífico Norte en el área bajo la influencia de la baja de las Aleutianas, indicando profundización del sistema, propio de condiciones El Niño (Niebauer, 1988).

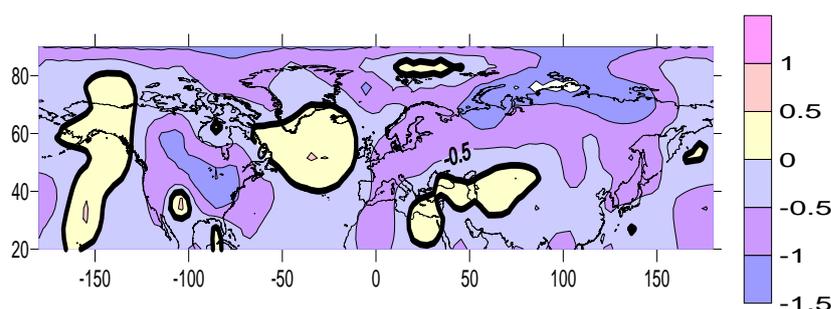


Figura 2. Anomalía de temperatura ($T^{\circ}\text{C}$) del semestre frío del HN obtenida por Sh2001.

El dipolo generado entre la anomalía cálida sobre Alaska y la fría sobre el noreste de América del Norte está más acentuado en los resultados de Sh2001 que en los resultados del EdGCM. En Fritts et al., (1979) las cronologías de América del Norte muestran para los inviernos de los períodos 1602-1650 y 1651-1700 anomalías positivas de temperatura en el sudoeste de Estados Unidos y negativas en el noreste, similar al obtenido con el EdGCM (Fig. 3). Dichos patrones son consistentes con las anomalías de temperatura durante los eventos El Niño del siglo veinte.

Así mismo, durante el MM ambas simulaciones muestran anomalías cálidas en el área del Atlántico Norte entre Groenlandia y Europa. Estos resultados coinciden con el patrón de anomalías de temperatura superficial del mar dado por Lamb (1979) y se asocian a la fase fría de la Oscilación del Atlántico Norte que permite que el aire frío de Siberia penetre profundamente en Europa (Rodwell y otros, 1999). La región cálida de Medio Oriente está más extendida en Sh2001 mientras que la localizada sobre el sector noreste de Asia está mucho más pronunciada en la corrida del EdGCM y está asociada a una intensa anomalía cálida sobre el Ártico inexistente en Sh2001.

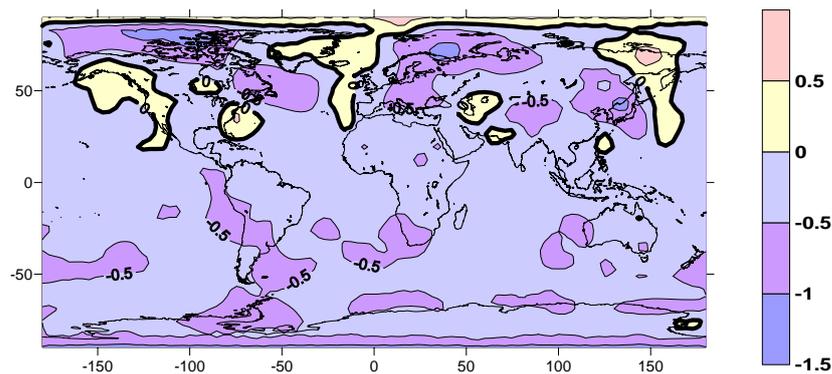


Figura 3. Anomalía de temperatura ($T^{\circ}\text{C}$) del semestre frío del HN, MM menos Post-MM, obtenida con el EdGCM.

Por otra parte, los campos de anomalías de temperatura anual, para extremos de mínimo menos máximo de manchas solares, obtenidos con datos del NCEP/NCAR (Fig. 4a) y las simuladas por el EdGCM entre MM y CA (Fig. 4b), son cualitativamente comparables. En las anomalías de temperatura obtenidas con el EdGCM se observan máximos relativos en distintas regiones del globo que se ajustan a los obtenidos con datos del NCEP/NCAR.

La diferencia radica en que el campo de anomalías es considerablemente más intenso, entre el MM y CA, dado que la diferencia en los valores de irradiancia y CO_2 son considerablemente mayores. Estos resultados indicarían que es razonable inferir al menos cualitativamente los patrones de anomalías climáticas a partir de las simulaciones realizadas con el modelo EdGCM.

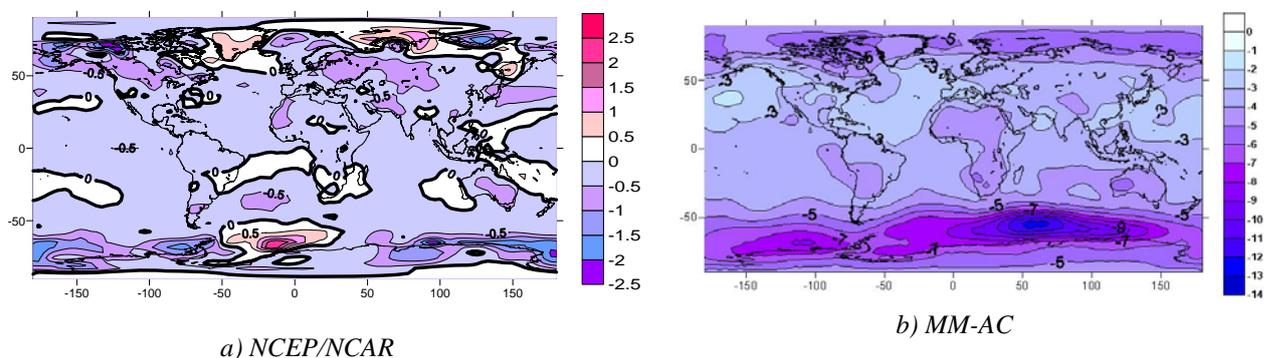


Figura. 4: **a)** Anomalías anuales de temperatura ($T^{\circ}\text{C}$) realizada con datos del re-análisis NCEP/NCAR. Los años de mínimo solar (valores iguales o menores a media-desvío) menos años de máximo solar (valores mayores o iguales a media + desvío) en base al período 1960-2000); **b)** Anomalía anual de temperatura ($T^{\circ}\text{C}$) entre MM y segunda mitad del siglo veinte (CA).

Análisis de las diversas simulaciones

Un rasgo importante de todas las simulaciones correspondientes a los semestres fríos respectivos, períodos Noviembre-Abril en el HN y Mayo-Octubre en el HS, es que las anomalías son más intensas desde 50° de latitud hacia los polos. Las anomalías en las regiones subtropicales a tropicales en general más débiles y sólo resultan intensas sobre los continentes. Estos resultados confirmarían que la Pequeña Edad de Hielo fue un fenómeno principalmente de invierno, como lo mostraría la reconstrucción de la temperatura de verano en París (Le Roy Ladurie y Baulant, 1980).

En ninguno de los resultados de los autores aquí mencionados se comparan las condiciones del MM con las del calentamiento global ocurrido principalmente en la segunda mitad del siglo veinte. Posiblemente por esta causa las anomalías positivas de latitudes medias y altas que aparecen en los resultados previos y entre el MM y el Post-MM simuladas aquí con el EdGCM (Fig. 3) resultan como anomalías negativas relativamente débiles en las diferencias entre MM y CA en el panel izquierdo de la figura 5 correspondiente al invierno del HN. Sin embargo, igualmente es posible reconocer el

mismo patrón de onda 3 dado que las regiones de débiles anomalías negativas en el panel izquierdo de la figura 5 y las correspondientes anomalías positivas de la figura 3 están similarmente localizadas. En el HN las importantes anomalías negativas de altas latitudes son reflejo del gran calentamiento sufrido en el Ártico durante las últimas décadas del siglo veinte. El enfriamiento producido por la disminución de la irradiancia durante el MM se encuentra en figuras 5b. Estas anomalías son la diferencia entre MM_CO2, simulaciones manteniendo los valores actuales de CO₂ y cambiando la irradiancia y los otros gases a valores del MM, y las condiciones actuales (CA).

Tabla 2: Promedios latitudinales de anomalías de temperatura (T°C) para los escenarios de las figuras 6 y 7.

Latitud	May-Oct CO2	May-Oct Sol	May-Oct Otros gases	May-Oct CA-MM	Nov-Abr CO2	Nov-Abr Sol	Nov- Abr Otros gases	Nov- Abr CA- MM
90	1,83	0,63	1,05	3,51	2,43	0,21	2,65	5,29
84	1,96	0,70	0,77	3,42	3,09	0,64	3,15	6,87
76	1,51	0,50	1,13	3,14	3,42	1,00	3,06	7,48
68	1,51	0,40	0,99	2,89	3,09	0,93	2,29	6,32
60	1,17	0,34	0,95	2,46	2,45	0,63	1,76	4,84
52	1,26	0,37	1,08	2,71	2,04	0,58	1,28	3,91
44	1,32	0,32	1,07	2,70	1,83	0,52	1,07	3,42
36	1,43	0,40	0,96	2,79	1,54	0,43	0,98	2,96
28	1,62	0,55	1,01	3,19	1,52	0,42	1,05	2,99
20	1,81	0,64	0,89	3,34	1,75	0,59	0,88	3,22
12	1,76	0,67	0,76	3,19	1,77	0,63	0,90	3,29
4	1,89	0,70	0,81	3,41	1,95	0,69	0,87	3,51
-4	1,96	0,76	0,84	3,56	1,93	0,74	0,88	3,54
-12	2,16	0,75	0,93	3,84	2,04	0,73	0,88	3,65
-20	2,31	0,76	1,01	4,08	2,14	0,77	0,96	3,87
-28	2,22	0,76	0,99	3,97	2,17	0,73	1,08	3,98
-36	2,27	0,82	0,82	3,91	2,31	0,80	0,93	4,04
-44	3,14	1,07	0,84	5,05	2,86	0,94	0,96	4,76
-52	5,97	2,27	0,21	8,45	3,19	0,92	1,42	5,53
-60	7,09	2,63	2,20	11,92	2,16	0,70	1,59	4,45
-68	4,67	1,54	2,56	8,77	2,67	0,66	1,68	5,00
-76	4,56	1,55	2,17	8,28	2,68	0,68	1,32	4,68
-84	3,12	1,17	1,64	5,93	2,43	0,83	1,19	4,46
-90	2,58	1,13	1,58	5,29	1,93	0,92	1,32	4,17
Promedio	2,55	0,89	1,14	4,57	2,31	0,70	1,42	4,43

Las mayores anomalías se presentan durante el invierno del H.S. en la región del Océano Circumpolar Antártico. El enfriamiento es considerablemente mayor en los escenarios generados con concentraciones de gases correspondientes al MM e irradiancia de fin del siglo veinte manteniendo los valores de irradiancia del siglo veinte (MM_Sol-CA en Fig. 5c). O sea que de acuerdo con el EdGCM el calentamiento que se hubiese producido en la segunda mitad del siglo veinte al aumentar sólo el CO₂ es aproximadamente el doble el debido sólo al incremento de la irradiancia solar.

En la Tabla 2 se muestran los valores de anomalías por bandas de latitud para las simulaciones de

la figura 5 que sintetizan algunas de las inferencias previas. En todas las simulaciones el semestre Mayo-Octubre presenta las mayores anomalías para latitudes medias y altas del HS, aún mayores que las anomalías del HN para el período Noviembre-Abril.

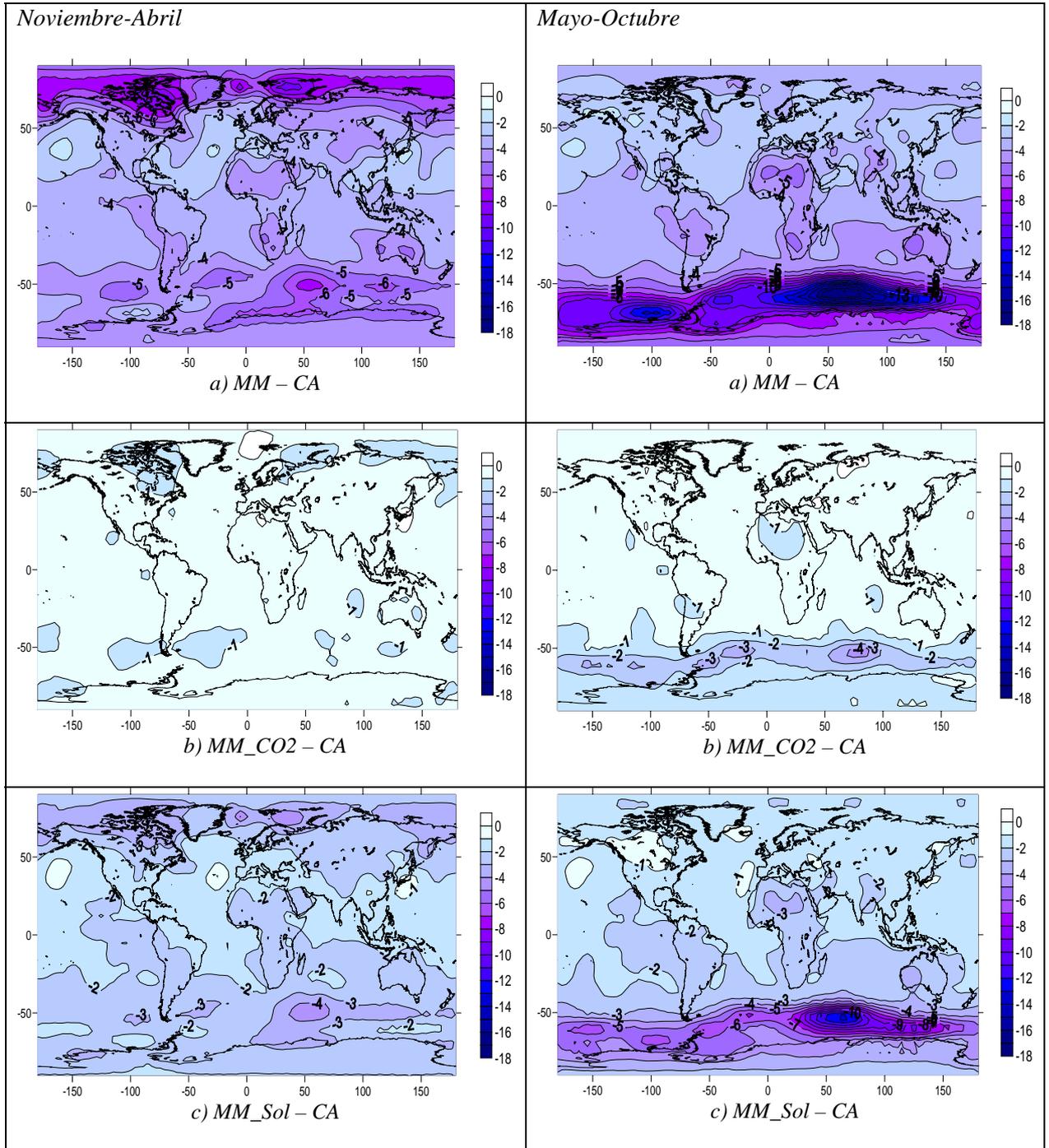


Figura 5. Anomalías de temperatura (T°C) entre: **a)** MM y segunda mitad del siglo veinte (CA); **b)** irradiancia del MM, gases del MM y CO2 actual (MM_CO2) versus CA; **c)** concentración de gases del MM con irradiancia actual (MM_Sol) y CA (Ver Tabla 1). Semestre Noviembre-Abril (cálido para HS) en el panel izquierdo y Mayo-Octubre (frío para HS) en el panel derecho.

Considerando estos resultados surge la siguiente pregunta de difícil respuesta: ¿el modelo está simulando adecuadamente las condiciones en el entorno de 60°S? En el Océano Circumpolar Antártico las anomalías son extremadamente bajas, especialmente en el Océano Indico alcanza valores

inferiores a -17°C . En esa región los proxy datos provienen de testigos marinos, pero los mismos carecen de la resolución requerida para tener información que permita corroborar estos valores.

ESCENARIO DE ANOMALÍAS PARA EL MM Y PROXY DATOS

El escenario de anomalías de temperaturas anuales globales muestra las mayores anomalías sobre altas latitudes de ambos hemisferios producto del mayor enfriamiento ocurrido en el semestre frío como se vio anteriormente (Fig. 6). El patrón de anomalías sobre Sudamérica se caracteriza por un centro de anomalías sobre el noroeste del sector subtropical y la influencia sobre el extremo sur de Patagonia de la gran anomalía localizada sobre el Mar Circumpolar Antártico. Los proxy datos utilizados para contrastar la simulación se hallan señalados con flechas sobre el campo de anomalías en la figura 6 y discutidos a continuación.

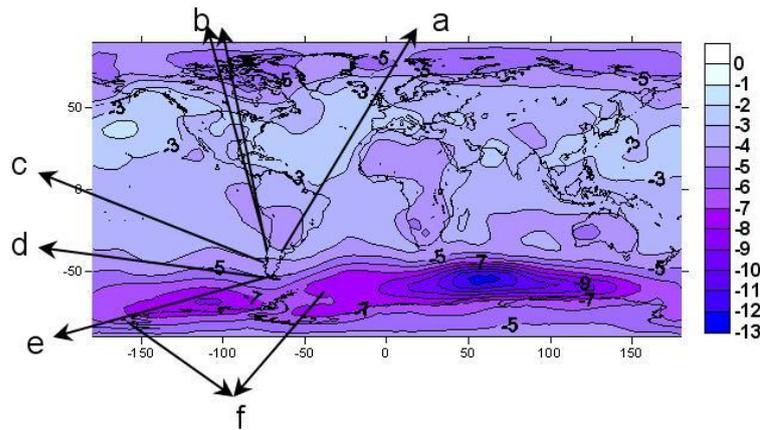


Figura 6. Anomalías Anuales de Temperatura ($T^{\circ}\text{C}$) para la diferencia entre el MM y CA.

Deschamps et al. (2003) y Tonni et al. (2001) destacan el hallazgo en la provincia de Buenos Aires de fósiles correspondientes a animales característicos de la Patagonia, cuyas dataciones corresponden a la Pequeña Edad de Hielo. Esto implicaría que la región sufrió un enfriamiento del orden de 4°C que es la diferencia actual entre la temperatura media anual en la zona de los hallazgos y el norte de la región patagónica. Este valor coincide con la estimación obtenida por la simulación. Villalba et al. (2003) reconstruyeron con anchos de anillos de árboles las anomalías de temperatura en la cordillera de los Andes para 42°S y 48°S (Fig. 7). Para el período del MM (1650-1700) en promedio las anomalías fueron de $-1,05^{\circ}\text{C}$ en 48°S y de $-0,74^{\circ}\text{C}$ en 41°S . La simulación sobre estima las anomalías en esa región estimándolas entre -4°C y $-3,5^{\circ}\text{C}$ (ver Fig. 7).

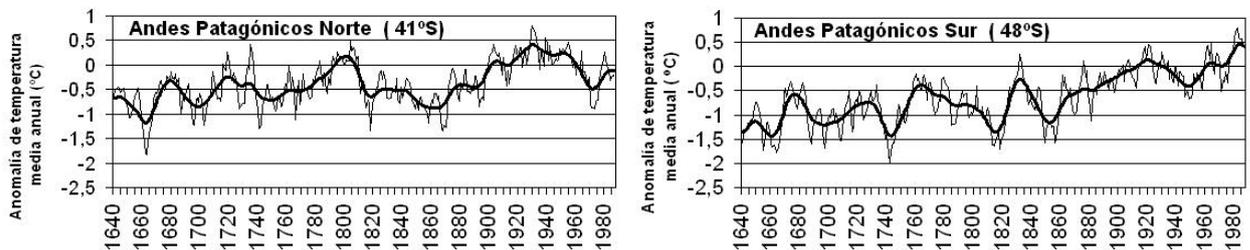


Figura 7. Reconstrucción de las anomalías medias anuales de temperatura ($T^{\circ}\text{C}$) en base a anchos de anillos de árboles para los Andes Patagónicos (adaptado de Villalba et al., 2003).

Bertrand et al., (2005) sugieren la distinción de dos períodos, uno húmedo (1490-1700) y otro seco (1700-1900) en la región de Puyehue, localizada en Chile a la misma latitud que Bariloche. El período húmedo corresponde al comienzo de la Pequeña Edad de Hielo y comprende al MM. Koch y Kilian (2005) A partir del análisis de anillos de árboles y otros proxy datos sugieren que el mayor avance de los glaciares se dio durante la Pequeña Edad de Hielo sobre la región de Campo

Nevado (Andes Chilenos a 52° 47' 54" S) y otros ubicados en regiones próximas a éste. Meyer y Wagner (2008) A partir de un downscaling de la corrida de un modelo GCM y su posterior comparación con un reanálisis del NCEP en el período 1951-2000 y con proxy datos (anillos de árboles, polen y avance de glaciares terrestres de otros autores) sugieren que durante la Pequeña Edad de Hielo predominó un clima de carácter húmedo y fresco al sudeste de la Patagonia.

Parkinson (1990) a partir de los diarios del Capitán Cook indica una desigual expansión de hielo alrededor de la Antártida. La cobertura de hielo fue generalmente mayor en el Mar de Weddell pero menor en el Mar de Ross. Esta inferencia sería consistente con las diferentes magnitudes de anomalías alrededor del Océano Circumpolar Antártico mostradas por la simulación. Resultan mayores las del este del Mar de Weddell que las del Mar de Ross (Fig. 6).

Neukom et al., (2010) reconstruyeron para el cono Sur de Sudamérica, a partir de diversos proxy datos, los campos de anomalías de temperatura con respecto al período 1901-1995. Considerando que con el modelo se compara el MM con el período de mayor calentamiento del siglo veinte y que en la reconstrucción las anomalías son calculadas en base a la temperatura media de todo el siglo veinte, que tiene temperaturas promedio menores, se puede decir que los patrones de anomalías son similares. El patrón de anomalías de invierno de la reconstrucción para el período 1727-1756 la región norte - centro de Argentina y el centro - sur de Patagonia son las áreas de mayor enfriamiento mientras que la transecta Buenos Aires- Mendoza presenta anomalías positivas. La simulación muestra una estructura de anomalías similar, pero en promedio con enfriamiento mayor en aproximadamente -3° a -2°C para todas las regiones.

ANOMALÍAS DE PRESIÓN DE SUPERFICIE

Los resultados de las anomalías de presión de superficie no pueden ser testeados directamente como en el caso de la temperatura. Además teniendo en cuenta que el modelo responde en forma dudosa a las condiciones de circulación de altas latitudes (Fig. 8), estos resultados son sólo presentados para ser tenidos en cuenta como referencia general.

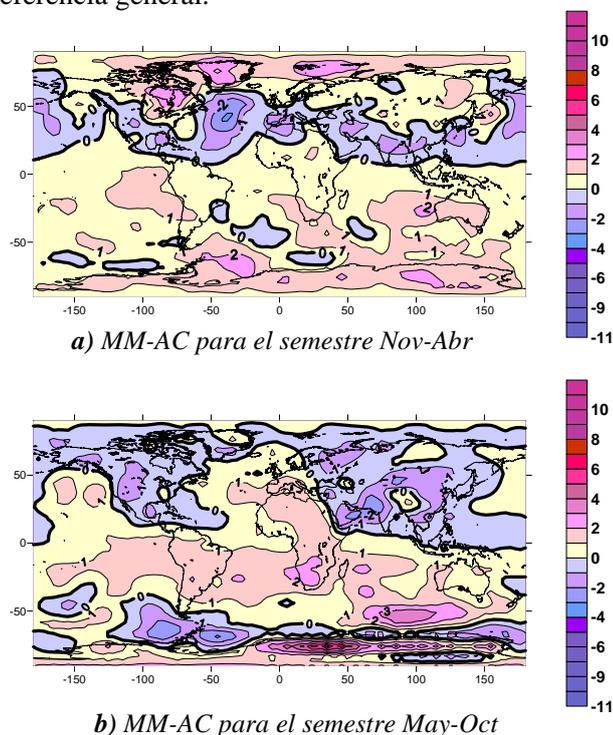


Figura 8. Anomalías de Presión reducida al nivel del mar (hPa) entre MM y segunda mitad del siglo veinte (CA) para: **a)** semestre Noviembre-Abril (cálido para HS); **b)** semestre Mayo-Octubre (frío para Hemisferio Sur).

Parecería que los patrones de anomalías de presión son opuestos entre el HN y el HS. Para el semestre cálido en el HS, la presión es superior a la actual en casi todo el hemisferio. Sin embargo para el semestre cálido del HN son generalizadamente negativas, salvo en las regiones oceánicas y

sobre África. Posiblemente la gran diferencia de distribución océano-continentes entre ambos hemisferios sea responsable de esta diferencia de patrones de anomalías de presión.

Otro resultado a mencionar es el considerable aumento de presión en aproximadamente 60°S que llevaría al debilitamiento de los oestes del HS durante Octubre-Abril. Esta característica, al igual que el aumento de presión sobre Australia, se aviene con las condiciones de circulación de los eventos El Niño. A su vez, diversos estudios dinámicos sugieren que hay tendencia a condiciones tipo-El Niño en períodos de enfriamiento radiativo (Clement et al., 1996; Cane et al., 1997; Mann et al., 2005).

ANOMALÍAS DE VIENTO SUPERFICIAL

Los campos de viento superficial zonal y meridional se muestran en figura 9. Para el semestre cálido de Noviembre a Abril la componente zonal (Fig. 9a), manifiesta un corrimiento hacia menores latitudes del flujo de los oestes. La intensificación de la componente oeste sobre latitudes medias-subtropicales y debilitamiento en el extremo sur de Sudamérica se relacionaría con el aumento del gradiente meridional de temperatura correspondiente que ocurre durante el MM debido al mayor enfriamiento de las regiones polares y subpolares (panel izquierdo de la Fig. 5a).

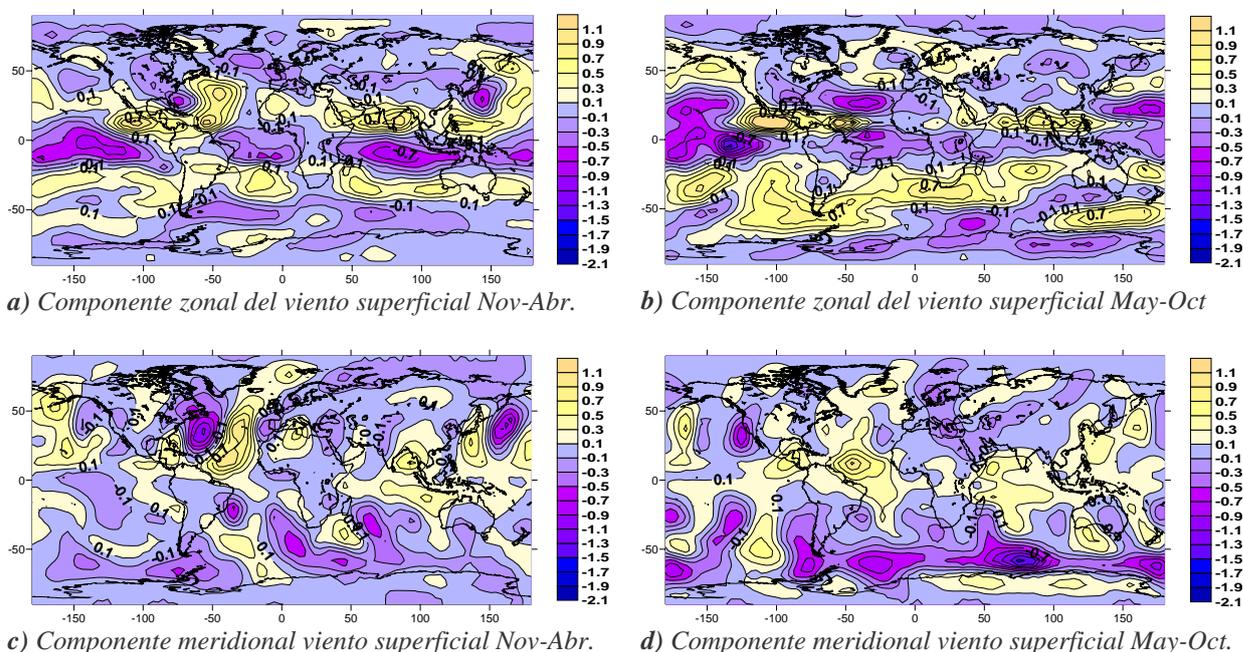


Figura 9. Anomalías de viento zonal y meridional (m/s) entre MM y segunda mitad del siglo veinte (CA) para los semestres indicados.

Durante el semestre frío el efecto en el flujo de los oestes es mayor, intensificándose sobre toda la Patagonia y expandiéndose hacia el polo hasta aproximadamente 65°S (Fig. 9b), también el gradiente meridional de temperatura es mayor (panel derecho de la Fig. 5a). La componente meridional del viento (Fig. 9c y 9d) se ve intensificada indicando la mayor ondulación del flujo de los oestes condición que acompaña la necesidad de un mayor transporte de calor del ecuador al polo producto del aumento del gradiente meridional de temperatura. Esta situación es típica de los eventos El Niño, en que el aumento ecuador-polo de temperatura debido la anomalía positiva del Pacífico ecuatorial, se asocia a un patrón de ondas 3 a 4 en latitudes medias del HS (Magaña y Ambrizzi, 2005). Desde aproximadamente 1400DC, durante la Pequeña Edad de Hielo, la circulación atmosférica fue caracterizada por este incremento en la componente meridional de latitudes medias (Kreutz et al., 1997).

CONCLUSIONES

En el presente estudio se empleó el EdGCM modelo de circulación general, de la Universidad de Columbia que resulta una modificación del GISS de NASA disponible en internet, que permite

simular distintas condiciones climáticas a partir de varios forzantes, entre ellos la concentración de los gases invernaderos y la irradiancia solar. Por esto resulta útil para simular las condiciones durante el periodo llamado Mínimo de Maunder, el cual fue el pulso más frío de la Pequeña Edad de Hielo. A pesar de la baja resolución espacial de este modelo, el mismo resultó útil para obtener resultados que permitieron un avance sobre el conocimiento de las características climáticas del Mínimo de Maunder respecto de las ocurridas durante la fase más notoria Calentamiento Global del siglo XX.

Los resultados obtenidos al mimetizar el experimento realizado por Sh2001 utilizando el GISS, resultaron cualitativamente concordantes. Las diferencias entre nuestros resultados y los previamente obtenidos por Sh2001 se podrían adjudicar principalmente a que los modelos son diferentes aunque el EdGCM es derivado del GISS y luego a que Sh2001 sólo cambiaron la irradiancia solar manteniendo tanto para el MM como para el post-MM los valores de la concentración de gases correspondientes al período pre-industrial. Además podría influir que Sh2001 emplearon sólo 60 años de corridas de las cuales promediaron los últimos 25 años. En este sentido encontramos que la estabilidad para el EdGCM se la estabilidad de los resultados recién comienza a los 60 años de corridas y por ello en nuestro caso tomamos los últimos 30 años de una corrida de 100 para obtener los promedios climáticos mostrados.

Al testear los campos de anomalías anuales de temperatura del H.H. con proxy datos, estos se correspondieron muy bien con los escenarios producidos por el EdGCM, en especial el dipolo de anomalías sobre América del Norte. Además para el cono sur de América del sur y el Océano Circumpolar Antártico, las informaciones provenientes de diferentes proxy resultaron coherentes con las anomalías dadas por el modelo.

El fenómeno climático ocurrido durante el MM parecería ser más importante durante el semestre frío y para latitudes medias y altas. Las anomalías resultaron menores en los semestres cálidos y en latitudes subtropicales a tropicales.

En la circulación atmosférica de latitudes medias del H.S., parecería preponderar un patrón de onda 3-4 en tal como encontró Sh2001 para el H.N. En nuestros resultados este patrón estaría definido por centros de anomalías más intensas con alternancias de valores relativamente más débiles. Por un lado sugiere la existencia de componente meridional en la circulación atmosférica y por el otro la presencia potencial del fenómeno “like-El Niño”. Esta inferencia se ve reforzada por las anomalías positivas de presión de superficie en Australia. En acuerdo con esta inferencia, el resultado de otros autores sugieren el aumento de la frecuencia e intensidad de El Niño durante la Pequeña Edad de Hielo (Crowley y North, 1991)

Al simular las condiciones forzantes del MM manteniendo los valores del Sol propios de las CA, con lo cual la mayor influencia es debida al cambio producido en el CO₂ y los otros gases invernadero, las anomalías negativas fueron más intensas, llegando a casi el doble, que cuando se mantuvieron los valores de concentración de CO₂ iguales a los actuales, con lo cual el principal forzante sería la disminución de irradiancia solar.

Esto implicaría que para el EdGCM el aumento de la irradiancia solar no es despreciable resultando en un efecto de la mitad a un tercio del producido por aunque el aumento antropogénico de CO₂ durante la segunda mitad del siglo XX y que condujeron al Calentamiento Global. El efecto del CO₂ es ampliamente aceptado por la comunidad científica, pero sin embargo algunas veces es subestimado el efecto del incremento de actividad solar, dándole una relevancia casi insignificante. En futuros trabajos se propone utilizar diversos modelos de mayor resolución espacial e incluir otros factores como la actividad volcánica.

Agradecimientos: Los autores agradecen las sugerencias y comentarios de los revisores anónimos que ayudaron a mejorar la presentación. El trabajo fue realizado en el marco de los proyectos del CONICET PIP N°5006, AGENCIA-MINCYT PICT-2007-00438 PESTRAMO BID, A0811 Proyecto bilateral: República Argentina (MINCYT) y el NRF de Sudáfrica y UBACYT X016.

REFERENCIAS

- Bertrand, S., Boës, X., Castiaux, J., Charlet, F., Urrutia, R., Espinoza, C., Lepoint, G., Charlier, B. and Fagel, N., 2005. Temporal evolution of sediment supply in Lago Puyehue (Southern Chile) during the last 600 yr and its climatic significance. *Quaternary Research* 64: 163-175.
- Cane, M. A., A. C. Clement, A. Kaplan, Y. Kushnir, D. Pozdnyakov, R. Seager, S. E. Zebiak, and R.

- Murtugudde, 1997. Twentieth-century sea surface temperature trends, *Science*, 275, 957 – 960.
- Clement, A. C., R. Seager, M. A. Cane, and S. E. Zebiak, 1996. An ocean dynamical thermostat, *J. Clim.*, 9, 2190 – 2196.
- Crowley, T.J. and G.R. North, 1991, *Paleoclimatology*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics 18, 349 págs.
- Deschamps, J.R., O. Otero y E. P. Tonni, 2003. “Cambio climático en la pampa bonaerense: las precipitaciones desde los siglos XVIII al XX”. Universidad de Belgrano, Departamento de Investigación, Documentos de Trabajo 109: 1-18.
- Fischer-Bruns, I., Cubasch, U., von Storch, H., Zorita, E., González-Rouco, F. and Luterbacher, J., 2002. Modelling the Late Maunder Minimum with a 3-dimensional OAGCM. *CLIVAR Exchanges*, 7: 59-61. International CLIVAR Project Office, Southampton, UK, ISSN No. 1026-0471.
- Fritts, H. C., G. R. Logfren, and G. A. Gordon, 1979. Variations in climate since 1602 as reconstructed from tree rings. *Quat. Res.* 12:18-46.
- Hughes, M.K., y H.F. Diaz, 1994: Was there a Medieval Warm Period, and if so, where and when? *Clim. Change*, 26(2–3), 109–142.
- IPCC, 2007, *IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007, Working Group I: The Physical Science Basis of Climate Change, Chapter 6: Paleoclimate*, Online in: <http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>
- Koch, J. y Kilian, R., 2005. "Little Ice Age" glacier fluctuations, Gran Campo Nevado, southernmost Chile. *The Holocene* 15.: 20-28.
- Kreutz, K.J., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S.I. and Pittalwala, I.I., 1997: Bipolar changes in atmospheric circulation during the Little Ice Age. *Science*, 277: 1294–1296.
- Lamb, H. H., 1979. Climate variation and changes in the wind and ocean circulation: The Little Ice Age in the North Atlantic. *Quat. Res.* 11:1-20.
- Lamb, H.H., 1982 “*Climate, History and the Modern World.*” 387pp Methuen, London.
- Langematz U., A. Claußnitzer, K. Matthes, and M. Kunze, 2005, The climate during the Maunder Minimum: A Simulation with the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM), *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 67, 55-69.
- Lean, J.. 2004. Solar Irradiance Reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2004-035. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Le Roy Ladurie, E. y Baulant, B., 1980, Grape harvests from the fifteenth through the nineteenth centuries. *Interdisc. Hist.* 10:839-849.
- Magaña, V. y Ambrizzi, T.: Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters, *Atmósfera*, 18(4), 211–233, 2005.
- Mann, M., M. Cane, S. Zebiak, and A. Clement (2005), Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years, *J. Clim.*, 18, 447– 456.
- Meyer, I. y Wagner, S, 2008, The Little Ice Age in southern Patagonia: Comparison between paleoecological reconstructions and downscaled model output of a GCM simulation. *PAGES News* 16:12-13.
- Neukom, R., Luterbacher, J., Villalba, R., Küttel, M., Frank, D., Jones, P.D., Grosjean, M., Wanner, H., Aravena, J.C., Black, D.E., Christie, D.A., D’Arrigo, R., Lara, A., Morales, M., Soliz-Gamboa, C., Srur, A., Urrutia, R. y von Gunten, L., 2010. Multiproxy summer and winter surface air temperature field reconstructions for southern South America covering the past centuries. *Climate Dynamics* doi: 10.1007/s00382-010-0793-3.
- Niebauer, H.J., 1988, Effects of El Niño-Southern Oscillation and North Pacific weather patterns on interannual variability in the subarctic Bering Sea, *Journal of Geophysical Research* **93** (1988), pp. 5051–5068.
- Parkinson, C. L., 1990, Search for the Little Ice Age in Southern Ocean sea ice records. *Ann. Glac.* 14:221-225.
- Robertson A., Overpeck J., Rind D., Mosley-Thompson E., Zielinski G., Lean J., Koch D., Penner J., Tegen I., y Healy R., 2001: Hypothesized Climate Forcing Time Series for the Last 500 Years *Journal of Geophysical Research*, v.106, No. D14, pp. 14,783-14,803.

- Rodwell, M. J., D. P. Rowell, and C. K. Folland, 1999: Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic oscillation and European climate. *Nature*, 398, 320-323.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, M.E. Mann, D. Rind, y A. Waple, 2001: Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, 294, 2149-2152.
- Tonni, E.P., 1990, Mamíferos del Holoceno en la provincia de Buenos Aires. *Paula-Coutiana*, Porto Alegre (4):3-21.
- Villalba, R, Lara, A., Boninsegna, J.A., Masiokas, M., Delgado, S., Aravena, J.C., Roig, F.A., Schmelter, A., Wolodarsky, A. y Ripalta, A., 2003, Large-scale temperature changes across the Southern Andes: 20th century variations in the context of the past 400 years. *Climatic Change*, 59, 177–232.

Recibido: 26 de abril de 2010

Aceptado: 7 de noviembre de 2010

NOTA TECNICA

INFLUENCIA DE LA MAREA ASTRONÓMICA SOBRE LAS VARIACIONES DEL NIVEL DEL RÍO NEGRO EN LA ZONA DE CARMEN DE PATAGONES

Enrique D'Onofrio^{1,2}, Mónica Fiore^{1,3}, Flavia Di Biase¹, Walter Grismeyer¹ y Alejandro Saladino¹

(1) Servicio de Hidrografía Naval – ESCM – INUN

(2) Instituto de Geodesia y Geofísicas Aplicadas - FIUBA

(3) Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEN –UBA

donofrio@hidro.gov.ar

RESUMEN

El Río Negro, límite natural entre las provincias de Buenos Aires y Río Negro, es uno de los ríos más importantes de la Patagonia que desemboca en el Océano Atlántico. Es navegable desde su desembocadura hasta Carmen de Patagones por embarcaciones de hasta 2,04 m de calado, dificultándose por irregularidades en la profundidad aguas arriba. La onda de marea proveniente del océano Atlántico ingresa al río haciendo que este adopte un régimen semidiurno hasta Carmen de Patagones. El conocimiento de la onda de marea en este tramo del río es de fundamental importancia para la calibración de modelos numéricos, el perfeccionamiento de los sistemas de alerta de inundaciones y la toma de decisiones relacionadas con el manejo costero. En este trabajo se analizan cuatro series de mediciones de marea, dos obtenidas en el hidrómetro de Carmen de Patagones con una duración de 608 y 731 días, una de 77 días proveniente de un mareómetro instalado en el kilómetro 18 del río y una de 79 días obtenida con un sensor de presión fondeado en proximidades de Punta Redonda (desembocadura del Río Negro). Se calculan y comparan los espectros de potencia de las alturas observadas en los tres sitios para detectar los cambios energéticos producidos en la banda de frecuencias correspondientes a la marea astronómica. De su comparación surge que la energía de las componentes semidiurnas y diurnas disminuye un 22% y un 45% respectivamente desde la desembocadura del Río Negro hasta Carmen de Patagones. En contraposición se observa un ligero aumento de la energía correspondiente a las frecuencias de las componentes cuarto diurnas. Esto se debe fundamentalmente a procesos no lineales inducidos por aguas someras y a irregularidades en la morfología del fondo del río. Para obtener las amplitudes y épocas de la marea se realizan análisis armónicos por el método de cuadrados mínimos. Las amplitudes de las componentes diurnas en Carmen de Patagones son en promedio un 49% de las obtenidas en Punta Redonda, mientras que para las amplitudes de las componentes semidiurnas le corresponde un 42%. Para estudiar las variaciones del nivel medio debidas a los distintos caudales del río y a las ondas de tormenta en Carmen de Patagones, se realiza la convolución de las alturas observadas con filtros pasabajos diseñados a partir de la ventana de Hamming. Para el período considerado se observa una diferencia máxima de 156 cm en los niveles medios y se detecta la presencia de ondas de tormenta. Finalmente para estudiar la influencia de los distintos caudales en la marea astronómica en Carmen de Patagones, se realizan análisis armónicos para diferentes niveles medios. Se encuentra que a una disminución de nivel medio de 156 cm, le corresponde un aumento de 60 cm en la amplitud de la componente M2.

Palabras clave: marea, dinámica fluvial, análisis armónico

ABSTRACT

The Río Negro, natural limit between Buenos Aires and Río Negro provinces, is one of the most important rivers of the Patagonia that ends in the Atlantic Ocean. It is navigable in the stretch between the mouth and Carmen de Patagones by vessels up to 2.04 m draft, being more difficult upstream because of irregularities in depth. The Atlantic Ocean tidal wave enters into the river producing a semidiurnal regime up to Carmen de Patagones. Knowledge of the tidal wave on this part of the Río

Negro is fundamental to the calibration of numerical models, the improvement of flood warning systems and decision related to coastal management. In this paper four sets of tide measurements are analyzed, two obtained in the Carmen de Patagones hydrometer for a period of 608 and 731 days, other of 77 days coming from a staff installed in the kilometer 18 of the river and the last one of 79 days obtained with a pressure sensor anchored close to Punta Redonda (mouth of the Río Negro). Power spectrum of observed levels for the three localities are calculated and compared to detect energy changes produced in the frequency band corresponding to the astronomical tide. The comparison shows that the energy of the semidiurnal and diurnal components decreases 22% and 45% respectively from the mouth of the Río Negro to Carmen de Patagones. In contrast there is a slight increase in energy corresponding to the frequency components of the fourth diurnal. This can be explained by non-linear processes induced by shallow water and irregularities in the morphology of the bottom of the river. To obtain tidal amplitudes and tidal phases, harmonic analyses by the method of least squares are made. Diurnal amplitudes in Carmen de Patagones are in average 49% of those obtained in Punta Redonda, while for the semidiurnal it is a 42%. To study variations in the mean levels due to the different flows of the river and storm waves in Carmen de Patagones, the convolution of observed levels with a low-pass filter designed from the Hamming window is carried out. For the period considered, there is a maximum difference of 156 cm in mean levels and storm waves are detected. Finally, to study the influence of different river's caudal in the astronomical tide, harmonic analysis are made for different mean levels achieved by the river in Carmen de Patagones. It is found that a decrease in the mean level of 156 cm, has a 60 cm increase in the amplitude of the M2 component.

Keywords: tide, fluvial dynamic, harmonic analysis

INTRODUCCION

El Río Negro, originado por la confluencia de los ríos Limay y Neuquén en proximidades de la ciudad de Neuquén, desemboca en el Mar Argentino entre Punta Redonda al Este y Médanos al Oeste. En su tramo inferior se encuentran las ciudades de Viedma y Carmen de Patagones, cuyo origen se remonta al año 1779. En conjunto ambas ciudades reúnen 64832 habitantes (INDEC, 2001) y poseen una economía básicamente agrícola.

Próximo a su desembocadura aproximadamente a 30 km de la ciudad de Viedma se encuentra, el balneario El Cóndor, importante centro turístico de la zona, punto inicial de la denominada Ruta de los Acantilados. En esta zona la marea, proveniente del Océano Atlántico alcanza amplitudes del orden de 4m (SHN, 2009), sintiéndose sus efectos en Carmen de Patagones y Viedma. Merg et al. (1998) encontraron que la onda de marea que se produce en la desembocadura del Río Negro, se traslada aguas arriba y a medida que nos alejamos de la desembocadura ésta se va amortiguando hasta hacerse nula en Primera Angostura (aproximadamente a 70 Km desde la desembocadura).

Paradójicamente a la antigüedad que poseen las poblaciones de estas dos ciudades y a que hace veinte años se formuló un proyecto de traslado de la Capital Federal de la República Argentina a esa zona, no se conocen estudios publicados sobre las variaciones que sufre la marea astronómica al propagarse por el Río Negro. Debe destacarse que se han realizado trabajos sobre las sudestadas que conjuntamente con las mareas provocan anegamientos de calles por ingreso de agua desde desagües pluviales y situaciones más críticas como las sufridas en marzo de 1992 (Merg et al., 1998), cuando se produjo la rotura de zonas debilitadas de la defensa de Viedma, generando la inundación más grave desde que el Río Negro se encuentra regulado (Petri, 1992).

Los objetivos de este trabajo son estudiar la propagación de la marea astronómica en el tramo inferior del Río Negro hasta Carmen De Patagones y analizar sus variaciones para distintos niveles alcanzados por el río. Para ello se analizan cuatro series de mediciones de marea, dos obtenidas en el hidrómetro de Carmen de Patagones, una proveniente de un mareómetro instalado en el kilómetro 18 del río y otra obtenida con un sensor de presión fondeado en proximidades de Punta Redonda (desembocadura del Río Negro). Se realizan estudios espectrales, análisis armónicos de marea y se detecta la presencia de ondas de tormenta. Los resultados obtenidos contribuirán al conocimiento de la dinámica de marea y a la implementación de métodos empíricos y modelos numéricos utilizados para la prevención de inundaciones. También constituyen una herramienta importante para la toma de decisiones relacionadas con el manejo costero.

AREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende el sector del Río Negro desde su desembocadura hasta las Ciudades de Carmen de Patagones y Viedma. El Río Negro es el mayor curso alóctono de la Patagonia que desemboca en el océano Atlántico después de recorrer 635 km (Fig. 1). Tiene su origen en la confluencia de los ríos Neuquén y Limay aproximadamente a 39° de latitud Sur y 68° de longitud Oeste (SNIH, 2004). El caudal promedio anual es de 1006 m³/s mientras que el escurrimiento medio anual es de 357 mm (UNESCO, 1991). Su desembocadura se caracteriza por estar frecuentemente obstruida por grandes bancos de arena fina y conchilla que forman barras que dificultan el paso de las embarcaciones. Debido a esto, los barcos se ven obligados a esperar la marea para cruzarlos (SHN, 2000).



Figura 1. Mapa del Río Negro (Imagen modificada del sitio <http://visibleearth.nasa.gov>)

El Río Negro se caracteriza por su reducida pendiente y la existencia de numerosos brazos secundarios que se activan con aguas altas. Es navegable desde su desembocadura hasta el kilómetro 39 por embarcaciones de hasta 2,04 m de calado. Aguas arriba las profundidades disminuyen y se tornan irregulares, dificultándose la navegación, siendo ésta sólo apta para embarcaciones de muy reducido calado.

A los 39 km de su desembocadura sobre su margen Norte se localiza la ciudad de Carmen de Patagones (Provincia de Buenos Aires) mientras que sobre su margen Sur se ubica la ciudad de Viedma (Provincia de Río Negro). El puerto de Carmen de Patagones que se sitúa en las dos márgenes del Río Negro se utiliza esencialmente para el traslado de pasajeros, su operación se interrumpe cuando los vientos superan los 55 km/h o se registran bajas mareas (PNA, 2008). El principal obstáculo o riesgo para la navegación, lo constituye un banco de arena de aproximadamente 800 m, paralelo a la costa, ubicado a 10 m del muelle de la ciudad de Viedma (km 38 margen derecha del Río Negro). Durante las bajamares extraordinarias este banco no permite la entrada de embarcaciones a puerto. Otra característica importante de la zona son las crecidas, ya sea ocasionada cuando se superponen al régimen de marea altos caudales o, en los casos más frecuentes, cuando ocurren eventos de sudestadas con más de 6 h de persistencia, siendo la ciudad de Viedma la más afectada por su situación topográfica (Merg et al, 1998).

DATOS

Se utilizan alturas horarias registradas en Carmen de Patagones (Km 39), en el Kilómetro 18 y en la desembocadura del Río Negro (Fig. 2). La Tabla 1 muestra el período de medición y la longitud de cada registro. Las alturas correspondientes a Carmen de Patagones fueron registradas con una regla de marea ubicada en el muelle situado frente al destacamento de la Prefectura Naval de dicha ciudad. Los niveles del río en el Kilómetro 18 fueron observados con un marémetro ubicado en la margen Norte. Finalmente, las alturas horarias correspondientes a la desembocadura del Río Negro fueron obtenidas con un registrador de marea auto contenido fondeable Aanderaa WLR7.

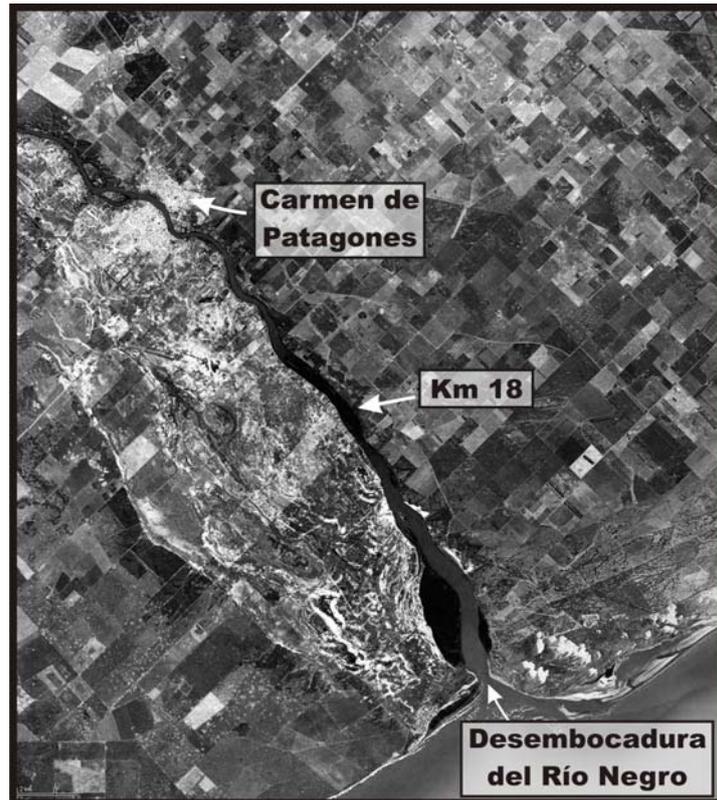


Figura 2. Ubicación de las estaciones de medición (Imagen modificada del sitio <http://maps.google.com>).

Tabla 1. Mediciones realizadas

Estación	Período de medición	Longitud del registro
Carmen de Patagones 40° 48' S 62° 59' W	01/01/1981 al 31/08/1982 01/01/1983 al 31/12/1984	608 días 731 días
Kilómetro 18 40° 54' S 62° 52' W	15/06/1935 al 01/09/1935	78 días
Desembocadura del Río Negro 41° 02' S 62° 46' W	05/04/1989 al 22/06/1989	79 días

A todas las observaciones disponibles se les realizó un control de calidad utilizando el paquete de programas desarrollado por D'Onofrio (1984). La figura 3 muestra 15 días de registros horarios de alturas del Río Negro correspondientes a Carmen de Patagones (a), Kilómetro 18 (b) y desembocadura del Río Negro (c).

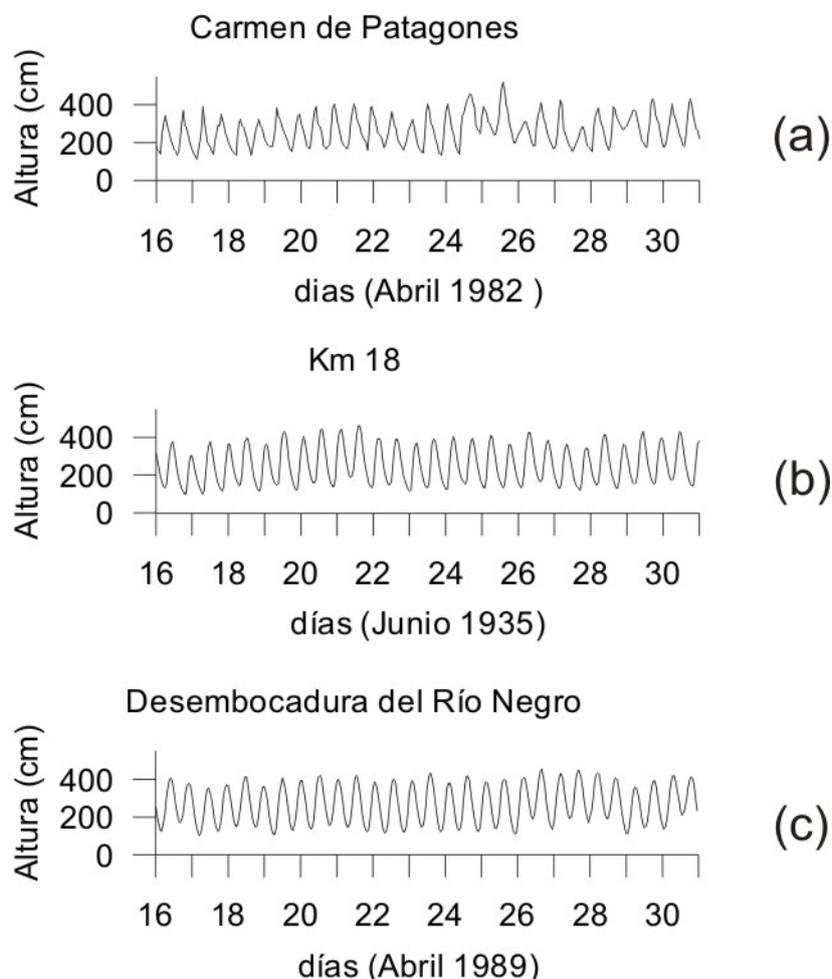


Figura 3. Alturas registradas en Carmen de Patagones, Kilómetro 18 y Desembocadura del Río Negro.

Si bien los registros corresponden a distintos períodos de medición, al compararlos se observa que la onda de marea también se registra en Carmen de Patagones, con una disminución de la amplitud. En la zona de la desembocadura la amplitud es de aproximadamente 3 m, mientras que en el km 39 (puerto de la ciudad de Carmen de Patagones) la amplitud sigue siendo considerable, pero no supera generalmente los 2 m. Esto se debe a que la onda de marea es afectada por la geometría del lecho del río, por su profundidad y por el caudal aportado.

ANÁLISIS ESPECTRAL

Con el objeto de comparar e identificar las ondas que corresponden a la banda espectral de la marea astronómica en la zona de estudio y observar sus cambios energéticos, en este trabajo se realizan espectros de densidad de potencia utilizando el método de Welch, (Welch, 1967, Stoica and Moses, 1997), en Carmen de Patagones, Kilómetro 18 y en la desembocadura del Río Negro.

Para suavizar los espectros se los convolucionan con una ventana de Hamming de 101 elementos (Oppenheim and Shafer, 1989). Finalmente se calculan los intervalos de confianza al 95% (Oppenheim and Shafer, 1975). La figura 4 muestra los espectros para Carmen de Patagones (a), Kilómetro 18 (b) y desembocadura del Río Negro (c). En todos los casos se observa que la mayor parte de la energía de la marea está concentrada en la banda de las componentes semidiurnas, la que

sufre una atenuación a medida que la onda de marea penetra en el río. En la desembocadura del Río Negro, le siguen en importancia las componentes diurnas cuya energía es aproximadamente 57 veces menor que las de las semidiurnas. También se observan picos de energía en las bandas cuarto, sexto, octavo y décimo diurnas. De estos últimos el más importante es el correspondiente a las componentes cuarto diurnas.

De la comparación de los espectros surge que la energía de las componentes semidiurnas y diurnas disminuye un 56% y un 51% respectivamente desde la desembocadura del Río Negro hasta Carmen de Patagones. Con respecto a la energía de las componentes cuarto diurnas, por el contrario, se verifica un ligero aumento desde la desembocadura del Río Negro hasta Carmen de Patagones. A partir de esta banda no se registran picos significativos para frecuencias mayores en Carmen de Patagones. La disminución de la energía mostrada en los espectros es una consecuencia de la fricción del fondo dado que la profundidad media es de 6 m. Por otra parte la forma sinuosa de la línea de costa, islotes, bancos de arena e irregularidades en la morfología del fondo favorecen los procesos de generación de ondas de aguas someras.

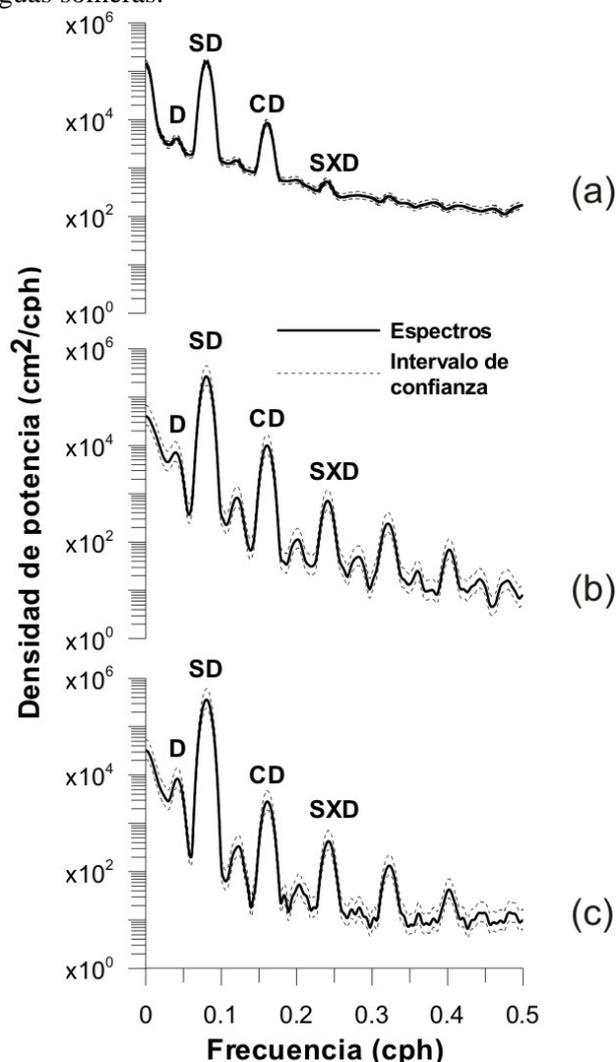


Figura 4. Densidades espectrales correspondientes a Carmen de Patagones (a), Kilómetro 18 (b) y desembocadura del Río Negro (c). Se identifican los picos espectrales correspondientes a las componentes diurnas (D), semidiurnas (SD), cuarto diurnas (CD) y sexto diurnas (SXD).

ANÁLISIS ARMÓNICO

Se aplica el método de cuadrados mínimos (Foreman, 1977) a las cuatro series de alturas horarias para calcular las amplitudes y fases de las ondas componentes de marea. En aguas poco profundas la dinámica es no lineal dando origen a componentes de aguas someras. Generalmente estas últimas tienen pequeña amplitud, aún en regiones poco profundas (Andersen, 1999), sin embargo llegan a

tener en algunos lugares amplitudes significativas por lo que hay que tenerlas en cuenta al momento de realizar el análisis armónico.

En los casos donde la serie de marea es inferior al año se utiliza el criterio de Rayleigh (Pugh, 1987; Schureman, 1988) para elegir las componentes de marea a incluir en el análisis armónico. Posteriormente, se descontaminan las componentes que lo requieran e infieren las contaminantes siguiendo la metodología propuesta por Godin (1972). Teniendo en cuenta esto último para descontaminar a las series de Río Negro (desembocadura) y Kilómetro 18 se utilizan los resultados de un análisis armónico de un año de duración perteneciente a la localidad de Punta Colorada (41° 42'S, 65°00'W), ubicada en el Golfo de San Matías. La Tabla 2 muestra las amplitudes y fases (referidas a Greenwich) de las principales componentes armónicas obtenidas para los tres lugares analizados. Los errores asociados fueron calculados siguiendo la metodología propuesta por Pawlowicz et al. (2002).

Tabla 2. Velocidad, amplitud y fase de las constantes armónicas obtenidas por el método de cuadrados mínimos.

Localidad		Río Negro (desembocadura)		Kilómetro 18		Carmen de Patagones	
Onda	Velocidad (°/h)	Amplitud (cm)	Fase(°)	Amplitud (cm)	Fase (°)	Amplitud (cm)	Fase (°)
O1	13.94304	6.1 ± 0.9	342.0 ± 1.8	7.2 ± 1.0	358.6 ± 3.6	4.0 ± 0.5	26.9 ± 3.5
K1	15.04107	17.3 ± 0.8	26.5 ± 2.8	14.6 ± 0.8	44.5 ± 4.0	9.0 ± 0.5	46.9 ± 3.0
P1	14.95893	4.9 ± 0.9	24.1 ± 2.3	4.2 ± 0.9	42.0 ± 3.0	2.5 ± 0.6	58.8 ± 2.9
N2	28.43973	29.6 ± 0.8	49.4 ± 1.7	29.0 ± 1.1	58.2 ± 2.2	15.7 ± 0.5	81.9 ± 2.1
M2	28.9841	138.1 ± 0.7	97.2 ± 1.4	115.2 ± 0.7	106.5 ± 2.5	79.6 ± 0.4	123.6 ± 1.8
L2	29.52848	22.3 ± 0.8	139.0 ± 3.7	17.7 ± 0.8	150.1 ± 4.8	9.2 ± 0.5	160.8 ± 3.0
S2	30.00000	20.7 ± 0.8	169.4 ± 2.8	20.2 ± 0.9	177.0 ± 3.0	12.3 ± 0.5	203.7 ± 1.8
MN4	57.42383	5.0 ± 0.9	82.3 ± 2.9	9.7 ± 1.0	121.9 ± 6.3	5.5 ± 0.6	128.9 ± 1.8
M4	57.96821	10.6 ± 0.8	132.6 ± 2.6	19.8 ± 1.0	154.2 ± 3.1	12.8 ± 0.4	174.7 ± 1.4
SN4	58.43973	2.0 ± 0.9	208.8 ± 3.5	1.5 ± 1.5	100.0 ± 5.5	0.8 ± 0.5	300.9 ± 2.5
MS4	58.9841	4.3 ± 0.9	193.7 ± 2.4	7.5 ± 1.0	246.2 ± 6.0	4.4 ± 0.5	152.9 ± 1.3
2MN6	86.40794	2.1 ± 0.9	76.8 ± 3.0	2.9 ± 1.0	119.4 ± 2.9	1.6 ± 0.6	171.3 ± 1.8
M6	86.95231	3.6 ± 0.97	121.7 ± 2.9	4.5 ± 1.04	141.0 ± 1.7	1.9 ± 0.6	185.5 ± 1.6
2MS6	87.96821	2.3 ± 0.9	177.2 ± 2.1	2.6 ± 1.03	235.1 ± 2.8	0.5 ± 0.4	280.8 ± 1.1

Dado que en Carmen de Patagones se cuenta con dos series de datos de longitudes próximas, las constantes armónicas calculadas provienen de un promedio pesado que tiene en cuenta la longitud de cada serie. La figura 5 muestra la evolución de las amplitudes y épocas de las principales componentes de la onda de marea a medida que esta ingresa en el río. Las amplitudes correspondientes a las componentes diurnas, en el tramo Río Negro (desembocadura) – Kilómetro 18, presentan una disminución comprendida entre el 11 y el 15% mientras que en el segundo tramo (Kilómetro 18 – Carmen de Patagones) esta reducción se acentúa variando entre 34 y 45% (Fig.5a).

Las componentes semidiurnas presentan una disminución comprendida entre el 2 y el 21% en el primer tramo y entre 41 y 59% en el segundo (Fig. 5b). Al observar las amplitudes de las componentes cuarto diurnas se detecta un aumento importante en el primer tramo de desplazamiento que varía entre el 43 al 48%. Luego se observa una disminución de la amplitud con respecto a la desembocadura del orden del 2 al 17% (Fig. 5c). En cuanto a las componentes sexto diurnas, con respecto a las amplitudes de la desembocadura, se observa un aumento en el primer tramo y una marcada disminución en el segundo con valores 13 a 29% y de 74 a 85% respectivamente (Fig. 5d).

Estos resultados que son coincidentes con los del análisis espectral (Fig. 4) se deben principalmente a procesos no lineales inducidos por aguas someras e irregularidades en la morfología del fondo del río. La dirección de propagación de la marea indicada por la fase de las ondas componentes es río arriba. Se observa que las ondas diurnas recorren en promedio el primer tramo en

aproximadamente 1h 12min y el segundo tramo en 1h 6min, mientras que las semidiurnas lo hacen en 19min y 40min respectivamente.

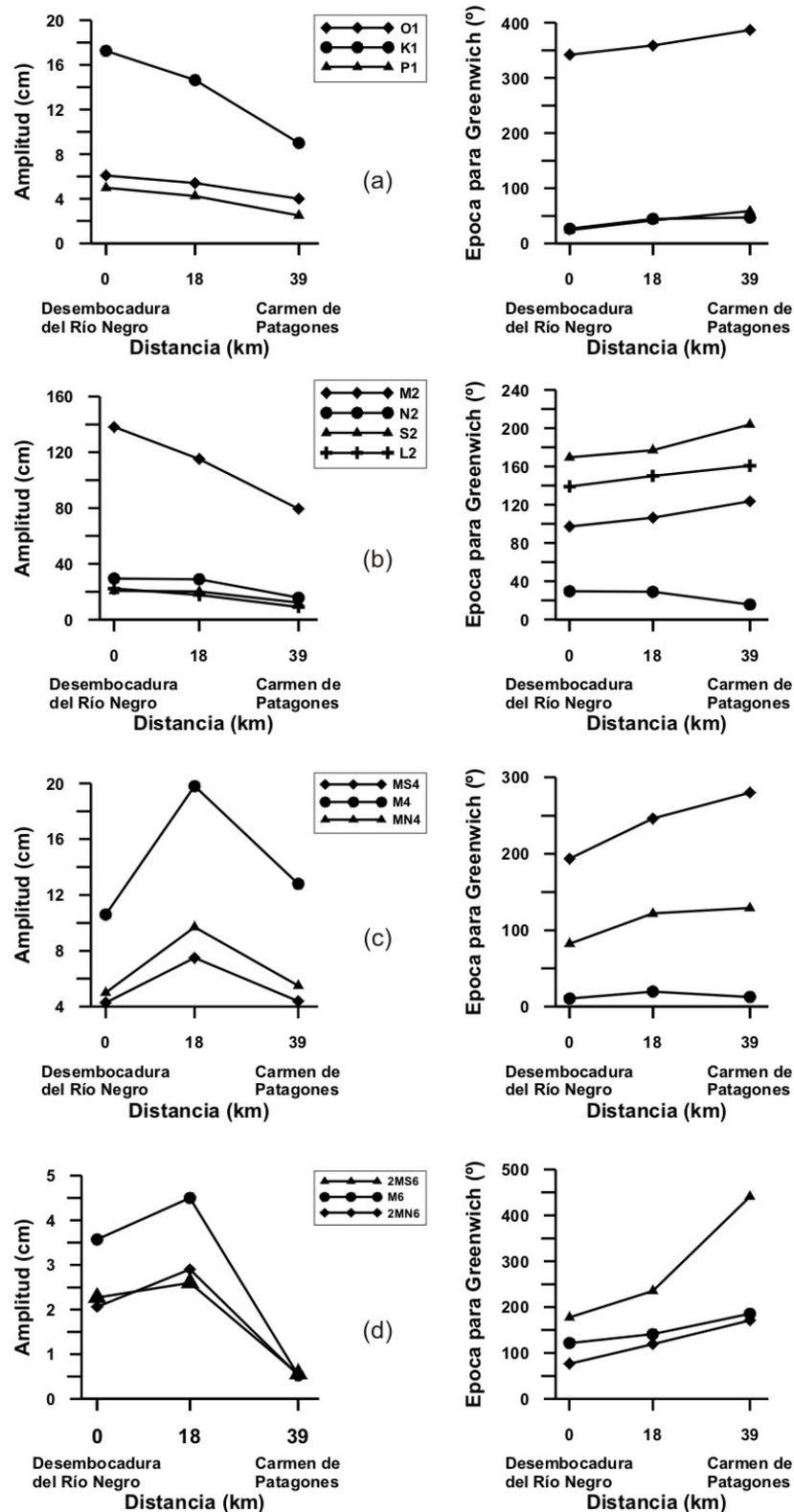


Figura 5. Evolución de las componentes diurnas (a), semidiurnas (b), cuarto diurnas (c) y sexto diurnas desde la boca del Río Negro hasta Carmen de Patagones.

VARIACION DE LOS NIVELES

Las fluctuaciones de la altura del río en Carmen de Patagones se deben fundamentalmente a la acción de la marea astronómica que avanza conjuntamente con la onda de tormenta desde el océano Atlántico y a las variaciones de caudal debidas al régimen del río regulado por las represas existentes.

Para obtener las variaciones del nivel del río debidas a cambios en el caudal y a las ondas de tormenta cuya duración sea superior a 2 días, para la serie de datos de Carmen de Patagones, se implementó un filtro pasabajos diseñado a partir de la ventana de Hamming (Hamming, 1977), que convolucionado con la serie de niveles elimina las contribuciones mencionadas. Con las series filtradas se calculan los niveles medios mensuales (Fig. 6).

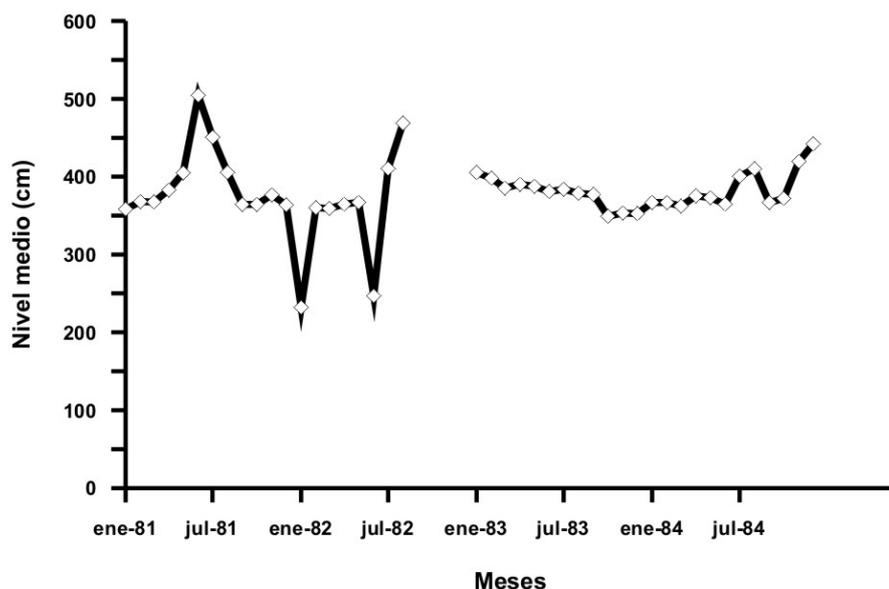


Figura 6. Niveles medios mensuales filtrados para Carmen de Patagones para el período Enero 1981/ Diciembre 1984 con algunas interrupciones.

Puede observarse que para el período considerado el mayor nivel medio fue 504 cm correspondiente al mes de Junio de 1981, registrándose en esa oportunidad un caudal medio mensual de $2207 \text{ m}^3/\text{s}$ en Primera Angostura (aproximadamente a 100 km de la desembocadura) $28.75''\text{W}$). Según la Autoridad Interjurisdiccional de las Cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Negro (www.aic.gov.ar), el Río Negro tiene un módulo de $930 \text{ m}^3/\text{s}$. El menor nivel medio fue 348 cm correspondiendo al mes de Enero de 1982, registrándose en Primera Angostura un caudal de $425 \text{ m}^3/\text{s}$. La diferencia entre los niveles medios mencionados es de 156 cm, debiéndose fundamentalmente a las variaciones de caudal y en menor medida a los eventos de ondas de tormentas.

Para estudiar como afectan las variaciones de niveles medios a la marea, que se registra en Carmen de Patagones, se realizan análisis armónicos para meses que posean distintos niveles medios. Los resultados obtenidos para la amplitud de la componente semidiurna lunar principal M2, que representa aproximadamente el 50% de la marea se presentan en la figura 7. Las amplitudes ajustan a una recta (coeficiente de correlación 0.95), presentando una variación de 60.4 cm para niveles que oscilen entre 506.0 y 349.7 cm. Este resultado deberá tenerse en cuenta al momento de efectuar predicciones en el tramo del río que es afectado por la onda de marea ya que los valores de las constantes armónicas dependerán del nivel medio alcanzado.

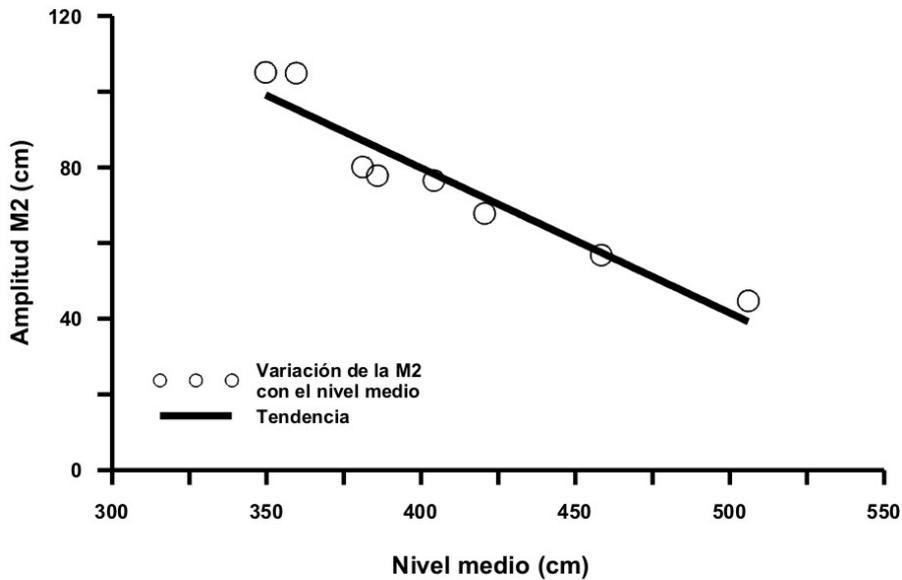
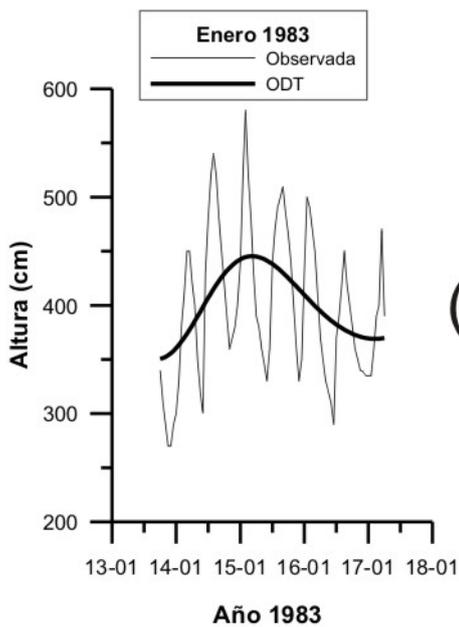


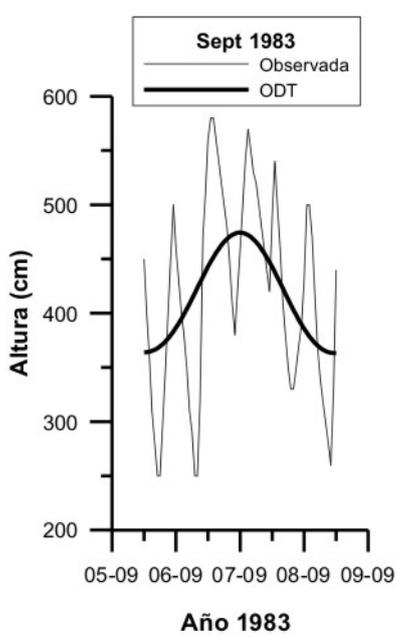
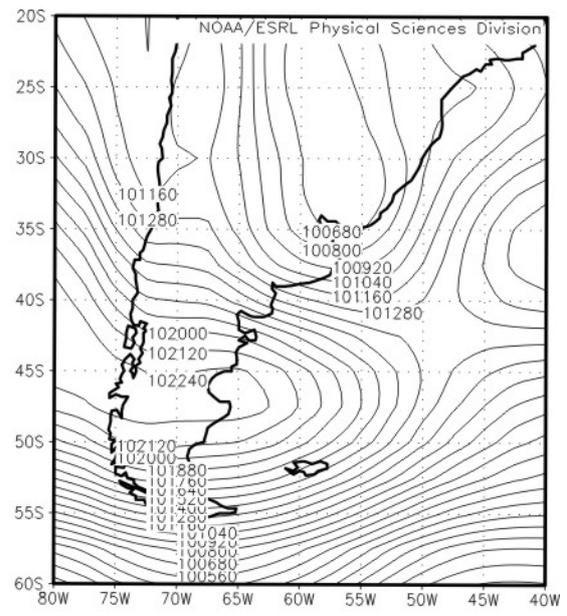
Figura 7. Variación de la amplitud de la componente M2 con el nivel medio mensual en Carmen de Patagones.

Otro fenómeno que contribuye a la variación de la altura del río son las ondas de tormenta, que originadas por fenómenos meteorológicos, alteran a la marea astronómica. Para la zona en estudio, Merg y Petri (1998) muestran que la onda de tormenta provocada por sudestadas con persistencias mayores a 6 h provoca una mayor permanencia de los caudales que escurren por el río con el consecuente aumento de niveles. Dado que no se dispone de una serie suficientemente extensa para realizar un estudio completo de las ondas de tormenta, se efectúa un análisis cualitativo utilizando la serie correspondiente al período 1983 – 1984 de Carmen de Patagones. Para calcular las ondas de tormenta se puede restar a los niveles observados una predicción de marea astronómica o utilizar un filtro numérico.

En este caso se decide utilizar la última opción debido a las variaciones que sufren las amplitudes de las ondas componentes de marea con los cambios de nivel medio. Luego se convolucionan la serie mencionada con un filtro pasabanda, diseñado a partir de la ventana de Hamming (Hamming, 1977), con períodos de corte comprendidos entre de 48 h y 5 días. La figura 8 muestra 2 episodios de ondas de tormenta de aproximadamente 1 m de altura, generadas por diferentes situaciones meteorológicas. Para cada una de ellas se presenta la carta sinóptica obtenida de los reanálisis del National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR, www.cdc.noaa.gov). El primer caso (Fig. 8a) corresponde a un evento registrado entre el 14 y el 16 de Enero de 1983, donde el viento del Este favorece la entrada de la onda de tormenta en el río. El segundo caso (Fig. 8b) corresponde a los días 6 y 7 de Septiembre de 1983, donde la marea que recorre la costa Atlántica desde el Sur hacia el Norte se ve afectada por el viento paralelo a la costa, sufriendo una sobre elevación antes de ingresar al Río Negro.



(a)



(b)

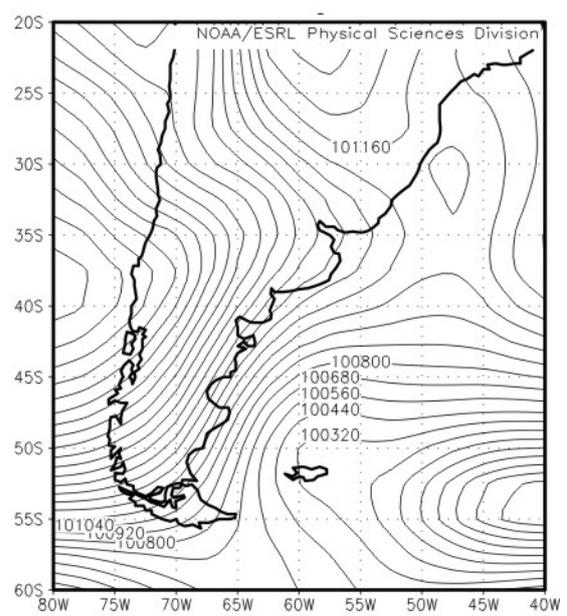


Figura 8. Eventos de onda de tormenta correspondientes a Enero de 1983 (a) y Septiembre 1983 (b) y sus correspondientes cartas sinópticas en Carmen de Patagones.

CONCLUSIONES

La onda de marea proveniente del océano Atlántico ingresa al Río Negro haciendo que este adopte un régimen semidiurno hasta Carmen de Patagones. Tanto el análisis espectral como los análisis armónicos realizados muestran que los procesos no lineales inducidos por aguas someras y las irregularidades del fondo del río no afectan de igual forma a todas las componentes de marea. En el caso de las componentes diurnas y semidiurnas, la amplitud decrece a medida que la onda se aproxima a Carmen de Patagones, las ondas diurnas en un 51% y las semidiurnas en un 58%. En el caso de las componentes cuarto diurnas se observa un aumento de las amplitudes hasta el kilómetro 18 y luego un decrecimiento alcanzando un valor final levemente mayor al de la desembocadura. El comportamiento de las sexto diurnas es similar al de las cuarto diurnas con la diferencia que en Carmen de Patagones la amplitud es menor que en la desembocadura.

Por otra parte se observa que las constantes armónicas de marea, en Carmen de Patagones, también son afectadas por los cambios de nivel medio observados en el río. Estos cambios son ocasionados fundamentalmente por variaciones en el caudal y en una menor medida por ondas de tormenta que modifiquen el nivel del río. Al realizar análisis armónicos mensuales para diferentes niveles medios se encuentra que a una disminución de nivel medio de 156 cm, le corresponde un aumento de 60 cm en la amplitud de la componente semidiurna lunar principal M2. Este último resultado hace que las predicciones de marea dependan del nivel del río pues este modifica considerablemente el ingreso de la onda de marea y por lo tanto las amplitudes de las ondas componentes. Con respecto a las ondas de tormenta se muestran dos situaciones sinópticas que contribuyen a su generación. Una corresponde a vientos paralelos a la costa que producen una sobre elevación de la marea que avanza desde Tierra del Fuego, antes de ingresar al Río Negro. En la otra vientos del sector Este provocan la sobre elevación de la marea a medida que ingresa en el Río Negro. Los resultados aquí obtenidos describen la dinámica de marea en el tramo estudiado y proveen conjuntos de constantes armónica que servirán para efectuar predicciones de marea en la desembocadura del río, en el Kilómetro 18 y en Carmen de Patagones – Viedma. También contribuirán a optimizar los mecanismos de prevención de situaciones de emergencia debidas a inundaciones, utilizados por los Municipios de Viedma y Carmen de Patagones, así como a la toma de decisiones relacionadas con la temática de manejo costero.

Agradecimientos:

Los autores desean agradecer al Ing. Daniel Petri por sus sugerencias y la información proporcionada. Este trabajo contribuye a los proyectos PIP 112-200801-02599, "Evaluación de la erosión costera en la provincia de Buenos Aires a través de factores geológicos, oceanográficos y atmosféricos" y "Estudio de las Mareas Oceánicas en las Costas Argentinas", (PHID 206).

REFERENCIAS

- Andersen O.A., 1999. Shallow water tides in the northwest European shelf region from TOPEX/POSEIDON altimetry, *J. Geophys. Res.*, 104(C4), 7729–7741.
- D’Onofrio, E. E., 1984. Desarrollo de un nuevo sistema de procesamiento de información de marea. Informe Técnico N°25/84, Departamento Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval. 167 pág.
- Foreman, M. G. M., 1977. Manual for tidal heights analysis and prediction. *Pac. Mar. Sci., Inst. of Ocean Sci., Patricia Bay, Sidney, B. C. Canadá.* Rep. 77-10,97pp.
- Godin, G., 1972. *The Analysis of Tides*, University of Toronto Press, Toronto, 264 p.
- INDEC. Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 1991 y Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2001. www.indec.mecon.ar/nuevaweb/cuadros/74/habitat2.xls
- Hamming R.A., 1977. *Digital filters*. Prentice – Hall, 223pp.
- Merg C. y Petri D., 1998. Red Alerta Sudestadas en el Valle Inferior del Río Negro Departamento Provincial de Aguas Provincia de Río Negro, Viedma, 21p.
- Oppenheim and Shafer, 1975. *Digital Signal Processing*, Prentice-hall, p 556).
- Oppenheim, A.V., and R.W. Schafer, 1989. *Discrete-Time Signal Processing*, Prentice-Hall, pp. 447-448
- Pawlowicz, R., Beardsley B., and Lentz S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. *Comp. Geosci.*, 28, 929-937.
- Petri D., 1992. Informe Crecida 1992 en el Curso. Inferior del Río Negro. Departamento Provincial de Aguas. 10p.
- Prefectura Naval Argentina, 2008. Sitio Web <http://www.prefecturanaval.gov.ar/>
- Pugh, D. T., 1987. *Tides, Surges and Mean Sea-Level*. John Wiley & Sons Ltd. 472 pp.
- Servicio de Hidrografía Naval, 2000. *Derrotero Argentino. Parte II, Costa del Atlántico*. Armada Argentina. 534 p.
- Servicio de Hidrografía Naval, 2009. *Tablas de Marea. H-610*. 643 pág.
- Schureman P., 1988. *Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides, Coast and Geodetic Survey, Special Publication No. 98*, 317 p.
- SNIH, 2004. *Cartografía hídrica superficial de la provincia de Río Negro*. Sistema Nacional de Información Hídrica. 3 p.

Stoica, P., and R.L. Moses, 1997. Introduction to Spectral Analysis, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, pp. 52-54

UNESCO, 1991. Balance Hídrico de la República Argentina. Memoria Descriptiva, 32p.

Welch, P.D, 1967. The Use of Fast Fourier Transform for the Estimation of Power Spectra: A Method Based on Time Averaging Over Short, Modified Periodograms. IEEE Trans. Audio Electroacoustics, Vol. AU-15, pp. 70-73.

Recibido: 28 de junio de 2009

Aceptado: 9 de agosto de 2010

NOTA TECNICA

**CARACTERIZACIÓN GEOSÍSMICA DE UN SECTOR DE TRAZA
DE LA RUTA N° 40. PROVINCIA DE SANTA CRUZ – ARGENTINA.**

Imhof, Armando Luis y Fanton, Gerardo Oscar

Instituto Geofísico Sismológico Volponi
aimhof@unsj.edu.ar , gfanton@unsj-cuim.edu.ar

RESUMEN

Con el objetivo de caracterizar las distintas calidades de terrenos subyacentes para el proyecto de pavimentación de la Ruta Nacional N° 40, en la provincia de Santa Cruz, se llevaron a cabo tareas de prospección sísmica de refracción. La finalidad que se persiguió fue estudiar el grado de escarificabilidad del subsuelo bajo la traza mencionada, a lo largo de una extensión de 5000 m, comprendidos en dos secciones cercanas entre sí. Esta determinación permite calcular costos de voladuras o escarificables. La zona de estudio se caracteriza por presentar un paisaje típico de estepa patagónica, con presencia de coladas basálticas indicando vulcanismo antiguo. En la superficie se observó suelos aluvionales finos a medios con presencia en ocasiones de orgánicos y además en algunos sitios grandes bloques de basalto. Se realizaron 50 tendidos sísmicos, los cuáles fueron distribuidos a lo largo de la traza en forma continua. En cada uno de los tendidos se efectuaron lecturas de ida, vuelta, desde el punto central hacia los extremos y 2 tiros lejanos; la configuración de geófonos y disparos se determinó en campo en pruebas previas y de acuerdo a la disponibilidad de espacio. En general la longitud de los perfiles estuvo situada entre 25 y 100m y la separación entre geófonos fue de 5m, con objeto de garantizar el detalle de la investigación. La distribución y cantidad de disparos que se utilizó tuvo por objetivo calcular con precisión velocidades aparentes y de esta forma las verdaderas, calcular inclinaciones de refractores, delimitar el refractor profundo con la mayor precisión posible y asegurar una profundidad de investigación de por lo menos 15 metros. En el procesamiento se procedió a la determinación de los primeros arribos; éstos se representaron en función de las distancias mutuas entre geófonos, en la forma habitual de dromocronas para la posterior ayuda a la interpretación. Una vez efectuado el trazado de las dromocronas se determinaron los tiempos interceptados, las distancias críticas y las velocidades aparentes de propagación, calculándose las profundidades, por dos métodos diferentes: Tiempo Interceptado (ITM) y Recíproco Generalizado (GRM). Con este último se calculó la velocidad y profundidad de los refractores bajo cada geófono, extendiéndose las determinaciones de profundidades y velocidades bajo cada punto de disparo a partir del método ITM. La atribución litológica de las formaciones encontradas se definió sobre la base de datos aportados por inspección visual e información geológica disponible de la zona, bastante escasa. Por último, los modelos finales se representaron en forma de perfiles sísmicos, en forma separada y de acuerdo a la progresiva de la traza, con información de las variaciones laterales y en profundidad de la velocidad de onda compresional. Se detectaron en ambos sectores de estudio dos capas bien diferenciadas, tratándose la primera de un nivel delgado de relleno aluvial areno-limoso; y la inferior de roca (basalto) alterada en diverso grado (sector 1); o bien aluvión firme húmedo a saturado (sector 2). La información aportada por la geosísmica con el método de interpretación recíproco generalizado con 5 disparos por perfil demostró ser eficiente para definir con la suficiente confiabilidad y resolución los horizontes presentes bajo la traza de la ruta 40 en las progresivas consideradas. Además la resolución lateral del método mencionado posibilitó detectar con precisión cambios laterales de velocidad y espesor; importantes a la hora de determinar la escarificabilidad.

Palabras clave: Sísmica refracción - escarificabilidad - geófonos - recíproco generalizado- geosísmica

ABSTRACT

With the purpose to characterize underground distinct quality terrain related to pavement project in Ruta Nacional N°40, in Santa Cruz province, there were carried through a seismic refraction survey. The objective pursued was to calculate the rippability of subsoil beneath the road trace along 5000m extension, spanned in two sectors near among them. This determination permitted to assess blasting or ripper. The study area presents a typical steppe patagonian landscape with basaltic formations indicating old volcanism. At surface, fine to medium-coarse alluvial soil was observed detecting on occasions organic material and besides great basaltic rocks spreading somewhere. Fifty seismic arrays were performed, deployed linearly one after the other along the trace. At each one, five records were taken, symmetrically upon the array center. Geophones and shooting points were determined upon prior proofs tests and space availability. Generally array extension ranged among 25m and 100m, being 5m the geophone gap, allowing thus a great survey detail. The amount and distribution of shootings had for objective to calculate with utmost precision apparent velocities and their true ones derived; refractor inclinations and rock basement; assuring at least a 15m depth investigation. At the processing stage, first picking were determined, which were displayed versus geophones distances, i.e. time-distance or 'dromocrone' graphs. After calculating critical distances, apparent velocities, were estimated. Then, two interpretation methods were carried through: Intercept Time Method (ITM); and Generalized Reciprocal Method (GRM). With the latter, true velocities and depths beneath each geophone were calculated, and with the former, beneath each shot-point, extending so the determinations. The correlation with geologic data was performed using visual inspection and very scarce geologic information available. At last, seismic profiles were developed in separate form according to trace outreaching showing lateral and in-depth variations of compression wave velocity. In both survey areas, two well different layers were detected, being the first a thin sand-muddy alluvial fill-up and the inferior, altered rock (basalt) (Zone 1); or compact alluvial terrain, wet to saturated. Information supported by geoseismic refraction method using GRM with 5 emission points defined with confidence and resolution the layers beneath the RN N°40 trace along the sectors considered. Besides, lateral resolution of this method made possible to detect with precision lateral velocity-thickness changes, of utmost importance when determining rippability.

Keywords: Refraction seismics - rippability - geophones - grm - geoseismics

INTRODUCCIÓN

Se sintetizan tareas, resultados y conclusiones del estudio geofísico llevado a cabo sobre un sector de la traza de la Ruta Nacional N°40, en el sector del paraje Bella Vista en la provincia de Santa Cruz. Se efectuó un relevamiento geofísico mediante el tendido de líneas sísmicas de refracción a lo largo de la traza proyectada. El objetivo es la caracterización de las distintas calidades de terrenos subyacentes y establecer el grado de escarificabilidad del subsuelo mediante la aplicación del método geofísico de sísmica de refracción, a lo largo de una extensión de 5000 metros, comprendidos en dos sectores, uno de 3100 metros (Sector 1) y el restante 1900 metros (Sector 2).

METODOLOGIA

Se realizaron 50 tendidos sísmicos, los cuáles fueron distribuidos a lo largo de la traza en forma continua. En cada uno de los tendidos se efectuaron lecturas de ida, vuelta, desde el punto central hacia los extremos y 2 tiros lejanos; la configuración de geófonos y disparos se determinó en campo en pruebas previas y de acuerdo a la disponibilidad de espacio (Fig. 1). En general la longitud de los perfiles estuvo situada entre 25 y 100 m y la separación entre geófonos fue de 5 m, con objeto de garantizar el detalle de la investigación. La distribución y cantidad de disparos que se utilizó tuvo por objetivo calcular con precisión velocidades aparentes y de esta forma las verdaderas, calcular inclinaciones de refractores, delimitar el refractor profundo con la mayor precisión posible y asegurar una profundidad de investigación de por lo menos 15 metros.

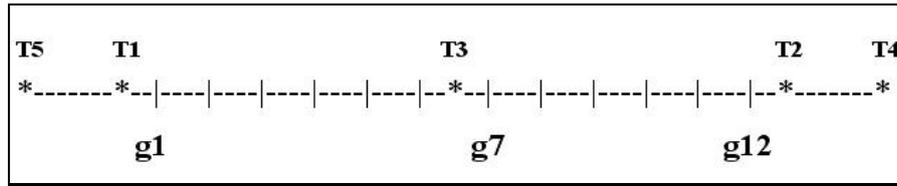


Figura 1. Disposición de los puntos de disparo, offset y geófonos para tendidos sísmicos de 5 tiros.

En el procesamiento se procedió a la determinación de los primeros arribos obtenidos a partir de los registros sísmicos (Fig.2); éstos se representaron en función de las distancias mutuas entre geófonos, en la forma habitual de dromocronas (Fig.3) para la posterior ayuda a la interpretación.

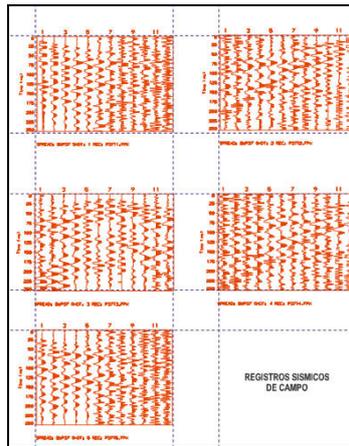


Figura 2. Registros sísmicos perfil típico

Una vez efectuado el trazado de las dromocronas se determinaron los tiempos interceptados, las distancias críticas y las velocidades aparentes de propagación, calculándose las profundidades, por dos métodos diferentes: Tiempo Interceptado (ITM) (Ewing, 1939) y Recíproco Generalizado (GRM) (Palmer, 1980; 1981).

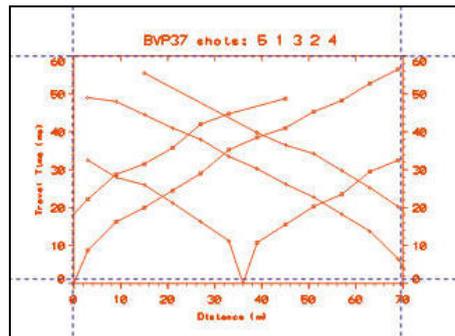


Figura 3. Dromocrona correspondiente a un perfil genérico

Con este último se calculó la velocidad y profundidad de los refractores bajo cada geófono, extendiéndose las determinaciones de profundidades y velocidades bajo cada punto de disparo a partir del método ITM. La atribución litológica de las formaciones encontradas se definió sobre la base de datos aportados por inspección visual e información geológica disponible de la zona, bastante escasa. Es de hacer notar que se tuvo que reinterpretar varias veces los perfiles sísmicos principalmente para estudiar todos los posibles modelos teóricos debido a la presencia de ruidos provocados por el fuerte viento durante gran parte del trabajo de campo.

Por último, los modelos finales se representaron en forma de perfiles sísmicos, en forma separada y de acuerdo a la progresiva de la traza, con información de las variaciones laterales y en profundidad de la velocidad de onda compresional (m/s).

RESULTADOS E INTERPRETACION

Generalidades

La velocidad de transmisión de ondas sísmicas es un buen indicador de las características geotécnicas de los materiales. Son comunes en la bibliografía las tablas de velocidades de los diversos materiales rocosos (e.g. Heiland, 1940; Santamarina, 2000). Sin embargo hay que tener cuidado con estos valores, pues se observarán importantes variaciones en los valores de velocidad por variabilidad de la composición litológica, o de la estructura interna, al porcentaje de poros o vacuolas y a la saturación en agua. Además, a medida que los materiales se degradan y aumenta el grado de alteración, la velocidad tiende a disminuir. Además de proporcionar información sobre la naturaleza del sustrato rocoso y sus cambios laterales, la sísmica de refracción permite estimar aproximadamente el módulo de elasticidad –a partir de fórmulas dinámicas en función de la velocidad de propagación y del coeficiente de Poisson- de las formaciones investigadas, *el grado de fracturación y la ripabilidad o facilidad de excavación.*

Interpretación Cuantitativa

Se detectaron en ambos sector de estudio dos capas bien diferenciadas, la primera se trata de un nivel delgado de relleno aluvial areno-limoso; y la inferior de roca (basalto) alterada en diverso grado (sector 1); o bien aluvión firme húmedo a saturado (sector 2).

Sector 1 (progresivas 4875-1775)

A partir de lo mencionado, fundamentalmente se trataría de dos horizontes bien diferenciados desde el punto de vista geosísmico:

Desde las progresivas 4875 (Perfil 1) hasta 4500 (P4) el espesor de aluvión se mantiene aproximadamente constante en 4 – 4.5 m. De 4500 a 4050 la capa de suelo superficial se torna más delgada, de unos 2 m y con presencia de más finos. Sin embargo la roca subyacente se considera alterada por lo que continua siendo escarificable. A partir de la progresiva 4050 (P9) y hasta 2400 (P25) se vuelve a engrosar la capa superficial manteniéndose aproximadamente constante en unos 4 m. Se detectó roca firme (no escarificable) a unos 6 m de profundidad en el intervalo 2990 – 2930.

Desde progresiva 2400 (P25) hasta 1900 (P30) aproximadamente es la zona donde la roca de apoyo presenta menos alteración (a partir de los 2 m por lo general), y por lo tanto, si bien se mantienen los rangos de escarificabilidad, *la misma debe ser hecha con la mayor precaución.* Esta salvedad es crítica en el sector del P29 (progresiva 2030 – 1975), donde se detectó roca con poca alteración a unos 7 m de profundidad.

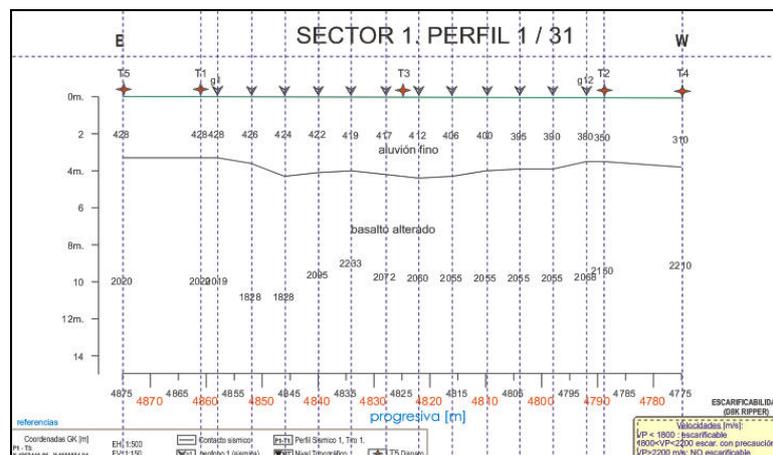


Figura 4. Perfil geosísmico típico correspondiente al Sector 1 de la traza.

Sector 2 (progresivas 80850 - 79050)

Se aprecia presencia de dos horizontes netamente diferenciados, constituyendo el superior en arena fina con escaso contenido de limos, y la subyacente aluvión compacto con humedad. Cabe destacar que en la capa inferior existe probable presencia de rocas de regular tamaño intercaladas en el aluvión compacto. No se advierte presencia de roca firme ni alterada (afloramiento); al menos hasta aproximadamente 15 m de profundidad. Excepto por el P1 (progresivas 80850-80750) y los P4 a P6 (progresivas 80530-80300) donde la primera capa presenta espesor de unos 2 m; los demás alcanzan entre 4 y 6 m-

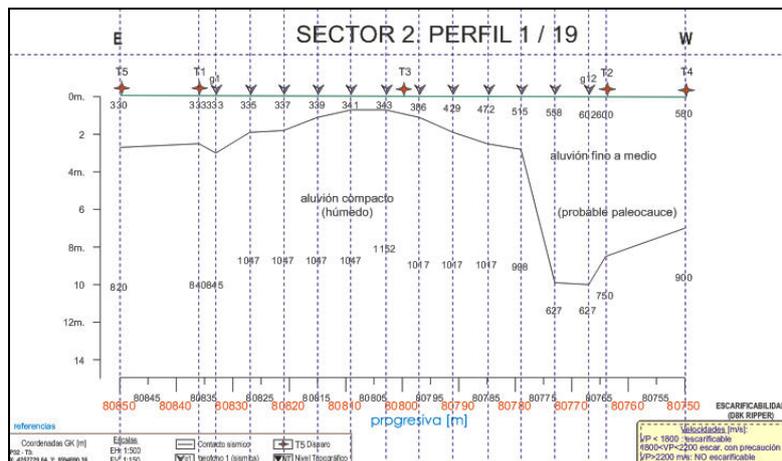


Figura 5. Perfil geosísmico correspondiente al Sector2 de la traza.

CONCLUSIONES

La información aportada por la geosísmica con el método de interpretación recíproco generalizado con 5 disparos por perfil demostró ser eficiente para definir con la suficiente confiabilidad y resolución los horizontes presentes bajo la traza de la ruta 40 en las progresivas consideradas. Además la resolución lateral del método mencionado posibilitó detectar con precisión cambios laterales de velocidad y espesor; importantes a la hora de determinar la escarificabilidad. Por último cabe asegurar que, entre las diferentes modalidades de métodos de refracción, la presente es la más exacta que se conoce para resolver este tipo de problemas.

REFERENCIAS

- Ewing M., Woollard G.P. and Vine A.C., 1939. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain. Part 3: Barnegat Bay, New Jersey section. GSA Bulletin 50, 257-296.
- Heiland, C.A. 1940 Geophysical Exploration. Prentice Hall. NY.
- Palmer D., 1980. The Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.
- Palmer, D., 1981. An Introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation, Geophysics 46, 1508-1518.
- Santamarina, J.C.; Klein, K.A. & Fam, M.A. 2001 'Soils and Waves'. Wiley & Sons. Ltd. England.