

FLUCTUACIONES INTERANUALES A MULTIDECADICAS DE LA TEMPERATURA DE VERANO EN EL CENTRO-OESTE DE ARGENTINA Y PROCESOS ATMOSFERICOS/OCEANICOS/ASTRONOMICOS GLOBALES

Eduardo Andres Agosta¹ y Paula Beatriz Martin^{2,3}

¹*Programa de Estudios de Procesos Atmosféricos para el Cambio Global, UCA-CONICET.
agosta@at.fcen.uba.ar*

²*Centro de Investigación del Mar y la Atmósfera, UBA-CONICET*

³*Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN-UBA*

RESUMEN

La temperatura estival (octubre-marzo) en la región Centro-Oeste de Argentina (COA, 28°-36°S y 65°-70°O) tiene un comportamiento espacial coherente y temporal en fase, en escalas interanuales a interdecádicas (Agosta et al., 2004). Se encuentra que la temperatura del aire presenta cuasi-oscilaciones significativas en las bandas de 11 años y 18 años aproximadamente. La primera se vincula al forzante solar, la segunda, a los efectos de la transición climática de 1976/77 (IPCC, 2001). Esta transición afectó transitoriamente la variabilidad de baja frecuencia de la temperatura como fenómeno de interferencia sobre el cuasi-ciclo solar de 11 años dominante.

Palabras claves: Cambio Climático- Ciclo Solar- Temperatura- Rayos Cósmicos

ABSTRACT

The summer (Oct-Mar) temperature in Central-West Argentina (CWA, 28°-36°S y 65°-70°W) shows a behaviour spatially coherent and temporally in phase at interannual to interdecadal scales. (Agosta *et al.* 2004). It is found the air temperature shows significant cuasi-oscillations in the spectral bands of roughly 11-yr. and 18-yr. The former is linked to the solar forcing, the latter to the effects of the climate transition of the summer 1976/77 (IPCC 2001). This transition transitorily affected the low-frequency variability of the temperature as an interference phenomenon upon the cuasi-11-yr.-solar cycle domain.

Key words: Climate Change- Solar Cycle- Temperature- Cosmic Rays.

INTRODUCCION

La comprensión de las causas de cambio climático ha recibido mucha atención durante las últimas décadas; el debate se abre entre dilucidar cuánto es variabilidad natural y cuánto corresponde a actividad antropogénica. Entre las causas de variabilidad natural, sin dudas, las variaciones en la irradiancia solar son reconocidas como un forzante fundamental en el sistema climático. Numerosas evidencias en el pasado sugieren que la actividad solar es

responsable de una parte de la variabilidad climática en escalas que van de varios días a milenios (Eddy, 1976 y Labitzke y van Loon, 1992). Por lo tanto, es difícil poder argumentar en contra de la existencia de alguna causa física entre la actividad solar y el clima de la Tierra. No obstante, la variabilidad climática atribuible a la actividad solar es mucho mayor que la que se podría esperar a partir del típico 0.1% de cambio en la irradiancia solar observada en escalas interdecádicas a multidecádicas (cuasi-ciclo solar de 11 años y

mayores escalas Bard *et al.*, 2000; Shaviv, 2005). Luego, la relación establecida entre el forzante astronómico y el clima terrestre no es simplemente la directa influencia de la irradiancia solar u onda corta entrante a la atmósfera.

Según Agosta (2004), entre otros, varios son los procesos que deben ser tenidos en cuenta en los cuales el Sol puede afectar la troposfera: 1) cambios en la energía que ingresa a la atmósfera a través de variaciones de la irradiancia solar total; 2) cambios en la química estratosférica a través de variaciones de la irradiancia solar UV, que es entre 12 y 20% a lo largo del cuasi-ciclo solar, y que pueden modular la propagación vertical de ondas de Rossby y, consecuentemente, modular patrones climáticos; y 3) cambios en la cobertura nubosa global y en la circulación atmosférica, inducida por fluctuaciones del flujo de rayos cósmicos galácticos (RCGs) causadas por variaciones de la actividad magnética solar en el espacio interplanetario. Cada uno de estas causas tiene efectos específicos diversos en el balance y distribución de energía en la atmósfera. Por ejemplo, globalmente durante años de aumento de flujo de RCGs, se espera mayor cobertura nubosa baja global y consecuente enfriamiento de la troposfera (Svensmark, 2000). Como las variaciones del flujo de RCGs están fuerte e inversamente correlacionadas con las de irradiancia solar en escalas interanuales a interdecádicas, el enfriamiento también es consistente con la menor irradiancia solar observada durante máximos de RCGs (Agosta 2004). No obstante, la interacción simultánea de los tres procesos en diversas escalas de tiempo y espacio pueden provocar interferencias inesperadas. Por ejemplo (Agosta, 2004) muestra que las variaciones interdecádicas de la temperatura de junio en la estación Ezeiza, Argentina, está inversamente correlacionada a la irradiancia solar y directamente correlacionada al flujo de

RCGs. Es decir, el comportamiento es opuesto a las teorías generalizadas. Esto nos muestra que la complejidad del sistema climático no habilita a la aplicación de simplificaciones sin el precio de una significativa incertidumbre en los resultados.

En un trabajo previo, Agosta *et al.* (2004) encuentran que las series de temperatura de los meses de verano (octubre-marzo) en la región Centro-Oeste de Argentina (COA, 28°-36°S y 65°-70°O) tienen un comportamiento espacial coherente y temporal en fase, en escalas interanuales a interdecádicas, lo cual permite regionalizar la variable a través de un índice térmico. Es decir, es una región térmicamente homogénea. A su vez, sugieren para las últimas décadas del siglo XX que podría haber relación con forzantes astronómicos (flujo de RCGs o irradiancia solar) en virtud del cuasi-ciclo solar de 11 años presente en las series de temperatura.

Por otra parte, esta región es sensitiva a cambios del sistema climático (Compagnucci *et al.*, 2002), como la transición climática del verano 1976/77, el cual se observó en más de 40 variables climáticas y bioambientales (Ebbesmeyer *et al.*, 1991) y se reconoce como un calentamiento en las condiciones medias de las temperaturas superficiales del mar (TMS) del Pacífico central ecuatorial (IPCC, 2001). Particularmente, la precipitación en el área experimentó un desplazamiento significativo en la variabilidad de baja frecuencia hacia mayores frecuencias dando un aumento en el promedio regional de más del 20% debido a un prolongado evento húmedo de más de 30 años de duración (Compagnucci *et al.*, 2002). Este desplazamiento es atribuible a cambios en la circulación atmosférica sobre el cono sur de Sudamérica detectados hacia mediados de los 1970s (Camilloni *et al.*, 2005, Agosta y Compagnucci, 2006a).

En consecuencia, el objetivo de este trabajo es verificar la posible influencia del forzante

astronómico en escala interanual a interdecádica sobre el campo de temperatura en el COA utilizando como *proxy* el flujo de RCGs. Como en estas escalas las variaciones del flujo de RCGs están inversamente relacionadas a las de irradiancia solar y sin entrar en los detalles controversiales entre la predominancia de uno u otro efecto sobre el clima, estas pueden ser consideradas intercambiables (Agosta, 2004). Al mismo tiempo, se busca analizar la manera específica en que la transición climática del verano 1976/77 afectó la variabilidad interanual de la temperatura en el COA y el comportamiento consecuente respecto del forzante astronómico. Con esto se intenta ahondar en la comprensión de los mecanismos involucrados en el cambio global.

DATOS Y METODOLOGIA

Se analizaron los datos de temperatura media mensual, provistos por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) para 10 estaciones comprendidas en el área de estudio (Tabla 1) para el período 1959-2004. Las estaciones Colonia Alvear y Victorica se desactivaron en el pasado por lo que no llegan hasta el término del período de análisis. Los datos faltantes se completaron previo análisis de interpolación con datos provistos de otras

fuentes (archivos históricos del NCAR, NOAA y SMN), teniendo en cuenta que los mismos no superaran el 10% del total de datos para cada estación. Se construyó el índice de temperatura estival (TCOA) a partir de las estaciones meteorológicas disponibles en el área sobre el período anteriormente mencionado según lo propuesto por Agosta et al., (2004).

Como estimador de las variaciones del flujo de lo RCGs de baja energía se utilizó el monitor de neutrones en Climax (CLIM), Colorado, provisto por el Space Phycis Interactive Data Resource (NOAA). Se utilizan las salidas del reanálisis I del modelo hidrodinámico del NCEP/NCAR para la temperatura superficial del mar (TSM) global y variables atmosféricas (presión de superficie y altura geopotencial en 500 hPa) en una resolución espacial de 2.5° de latitud-longitud, provistos por Climate Diagnostics Center (NOAA).

Para estudiar las periodicidades dentro de la serie del índice de temperatura en el COA se emplea el análisis de “Wavelet” (ondeletas). La función de transformada de wavelet usada es la Morlet (no-ortogonal) en el espacio de Fourier según el método descrito por Torrence y Compo (1998). Para reducir efectos de bordes, se amortigua la serie con ceros (potencia de dos=11). El área denominada cono de influencia, indica posibles varianzas

Tabla 1. Estaciones meteorológicas dentro del área de estudio provistas por el SMN.

<i>Estación</i>	<i>Altitud (m)</i>	<i>Latitud (S)</i>	<i>Longitud (O)</i>	<i>Registro</i>
La Rioja	516	29° 25 ‘	66° 52’	1959-2004
Chepes	658	31° 20’	66° 36’	1959-2003
San Juan	634	31° 32’	68° 34’	1959-2004
Mendoza	769	32° 53’	68° 49’	1959-2004
San Luis	734	33° 18’	66° 19’	1959-2004
San Carlos	940	33° 46’	69° 02’	1959-2004
San Rafael	746	34° 35’	68° 34’	1959-2004
Colonia Alvear	465	35° 00’	67° 39’	1959-1985
Malargüe	1425	35° 30’	69° 35’	1959-2004
Victorica	312	36° 14’	65° 26’	1959-1998

espurias. El mínimo intervalo de escala usado es escala usada es $s=0.25$. El espectro de potencia wavelet se define como el cuadrado del valor absoluto de la transformada wavelet y da una medida de la varianza de la serie temporal en cada escala. Los picos se testean utilizando el continuo nulo de ruido blanco correspondiente al espectro de Fourier en cada escala (período). También se calcula el espectro wavelet global como el promedio temporal del espectro wavelet, el cual es equivalente al espectro de Fourier tradicional suavizado por la función Morlet en el espacio de Fourier (Torrence y Compo, 1998).

El análisis de la coherencia temporal entre el índice TCOA y el flujo de RCGs se realiza mediante análisis espectral y la aplicación la función de filtro gaussiano de con distintos términos.

A fin de determinar las áreas de acción y los posibles mecanismos actuantes se estudia la relación entre TCOA y la temperatura superficial del mar (TSM) global y variables atmosféricas aplicando la función de correlación del primer momento de Pearson y testeando las áreas significativas (Hoel, 1964).

RESULTADOS

La serie del índice de temperatura de verano para COA (TCOA) en el período 1959-

2004 se muestra en la Figura 1. En ella se observa una tendencia significativa para los últimos 40 años que habla de un aumento de la temperatura a razón de $2^{\circ}\text{C}/100$ años. Un detalle interesante en la marcha es que entre 1978 y 1981, se evidencia un “plateau” de 4 años, que parece interrumpir sorpresivamente la variabilidad natural. Este fenómeno de interferencia podría ser atribuido a la transición climática global del verano 1976/77, que afectó gran parte de la cuenca del Pacífico y regiones de América (IPCC, 2001, Huang *et al.*, 2005). Las causas de esta variabilidad multidecádica del sistema climático siguen siendo temas de investigación con posibilidades que van desde variabilidad interna de la dinámica océano-atmósfera (Gu y Philander, 1997, Seager *et al.*, 2004), cambios en las características de El Niño (Federov y Philander, 2000) hasta forzantes de gases de invernadero (Boer *et al.*, 2005). En particular, la región COA experimenta un cambio significativo en la variabilidad de baja frecuencia de la precipitación desde mediados de los 1970 (Agosta *et al.*, 1999, Compagnucci *et al.*, 2002). El mismo se refleja como un desplazamiento hacia más bajas frecuencias produciendo un aumento de la precipitación en un 20% promedio. Agosta y Compagnucci (2006a) sugieren que el cambio en

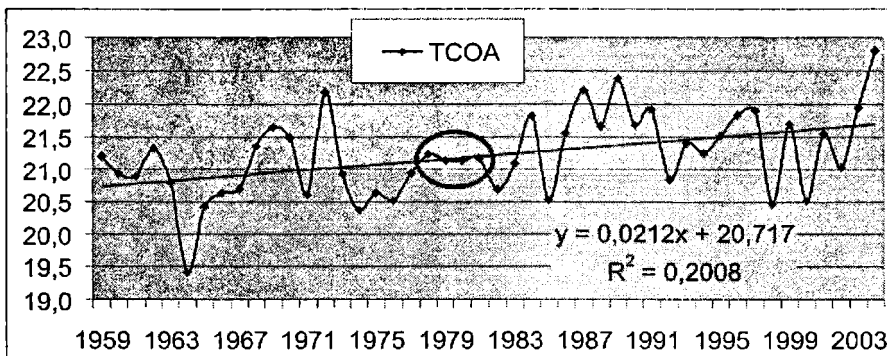


Figura 1. Serie del índice de temperatura en el COA (TCOA). Tendencia lineal significativa para $\alpha=0,05$. En círculo: “plateau” entre 1978-1981. R^2 : varianza explicada por la regresión lineal.

precipitación tiene origen en un cambio de la circulación atmosférica sobre América del Sur. Los resultados mostrados por Camilloni *et al.*, (2005) y Agosta y Compagnucci (2006b) indican un fortalecimiento del flanco occidental del Anticiclón del Atlántico Sur sobre el continente junto a un mayor flujo meridional del norte sobre Argentina subtropical (al norte de 40°S) desde mediados de 1970's. Es razonable esperar, entonces, que los efectos de este cambio en la circulación también se manifiesten en otras variables de la región, como es el caso de la temperatura.

La Figura 2 muestra los campos de correlación entre la serie TCOA y la presión de superficie (a) y la altura geopotencial en 500 hPa (b), para el período 1959-1977 (panel 1) y 1978-2004 (panel 2). Para el período *pre-1977* se observa sobre el cono sur de América

del Sur un aumento (disminución) de la presión de superficie sobre el océano Atlántico sur, fortaleciendo (debilitando) climáticamente la actividad del anticiclón subtropical del Atlántico Sur. Lo opuesto ocurre sobre la cuenca del Pacífico y el área subtropical de Argentina, lo cual debilita (fortalece) la actividad del Anticiclón subtropical del Pacífico e intensifica (debilita) la baja del Noroeste Argentino (BNOA, Seluchi *et al.*, 2003) para un verano cálido (frío) en el COA (Fig. 2a1). Esto significa que un verano cálido (frío) está asociado a un incremento (disminución) del gradiente de presión zonal sobre Argentina subtropical que favorece (desfavorece) el flujo meridional del norte y la advección térmica caliente, lo cual contribuye al signo de la señal de temperatura sobre el COA. Al mismo tiempo, los valores positivos de correlación en troposfera media

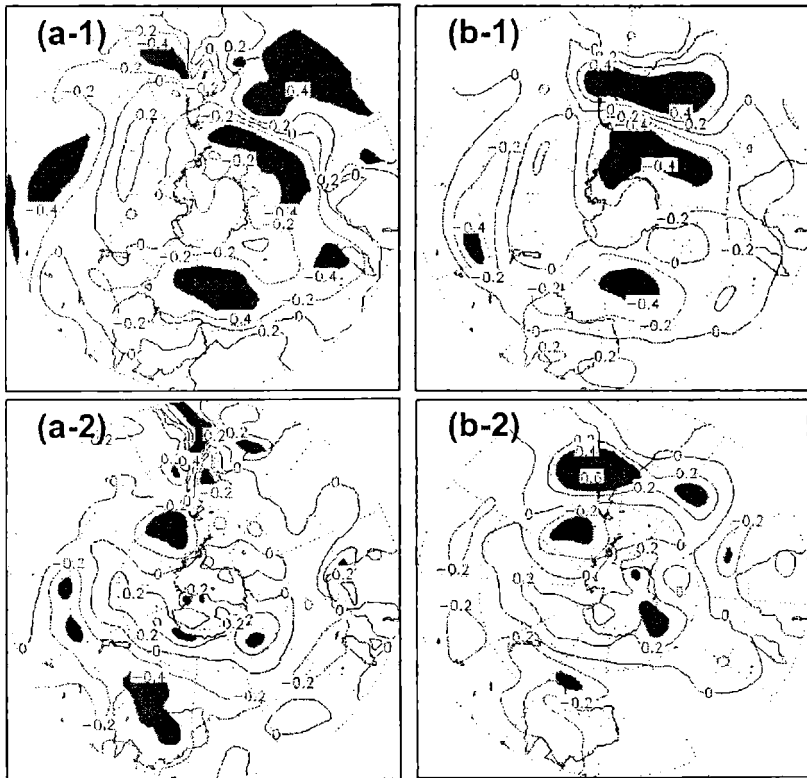


Figura 2. Correlación entre el índice de temperatura en el COA (TCOA) sin tendencia y presión de superficie (panel a) y altura geopotencial en 500 hPa (panel b) para el período 1959-1977 (panel 1) y 1978-2004 (panel 2). Sombreado, área significativa para $\alpha < 0,10$.

expresan una disminución (aumento) de los oestes desde latitudes medias a tropicales y un fortalecimiento hacia el sur del continente para un verano cálido (frío) en el COA (Fig. 2b). Dinámicamente se inhibe el ascenso (descenso) sobre Argentina subtropical debido a la convergencia (divergencia) de masa por desaceleración (aceleración) del flujo, lo cual puede favorecer la subsidencia (ascenso de masa) sobre el área y contribuir con cielos más (menos) claros y, por lo tanto, colaboraría con una mayor (menor) irradiancia solar entrante de probarse esto, para veranos cálidos (fríos).

Hemisféricamente se aprecia un tren de ondas desde el Pacífico ecuatorial central hacia el SE y luego hacia el NE. Esto indicaría que los procesos anteriores podrían estar vinculados, en parte, a ondas de Rossby planetarias originadas en el Pacífico ecuatorial por calentamiento superficial y convección

intensa en esa área. La Figura 3a muestra para este período que las TSMs sobre la región del Pacífico ecuatorial están positivamente correlacionadas ($r > 0.40$) con la temperatura en el COA, lo que contribuye a esta hipótesis. Los mayores valores de correlación se encuentran sobre el SE del Pacífico ($r > 0.60$), en el área del anticiclón subtropical, y sobre el Atlántico sur cerca del continente ($r > 0.50$). Aquí, la relación entre las TSMs en esas regiones oceánicas y la temperatura en el COA puede deberse a la circulación atmosférica previamente descrita. Un debilitamiento del anticiclón del Pacífico favorece un aumento de las TSMs subyacentes por disminución de la transferencia de momento y el “bombeo” de Ekman, debido al viento, y viceversa (Godfrey y Rintoul, 1998). Algo similar es esperable del lado del Atlántico sur por la modulación de la posición del área de

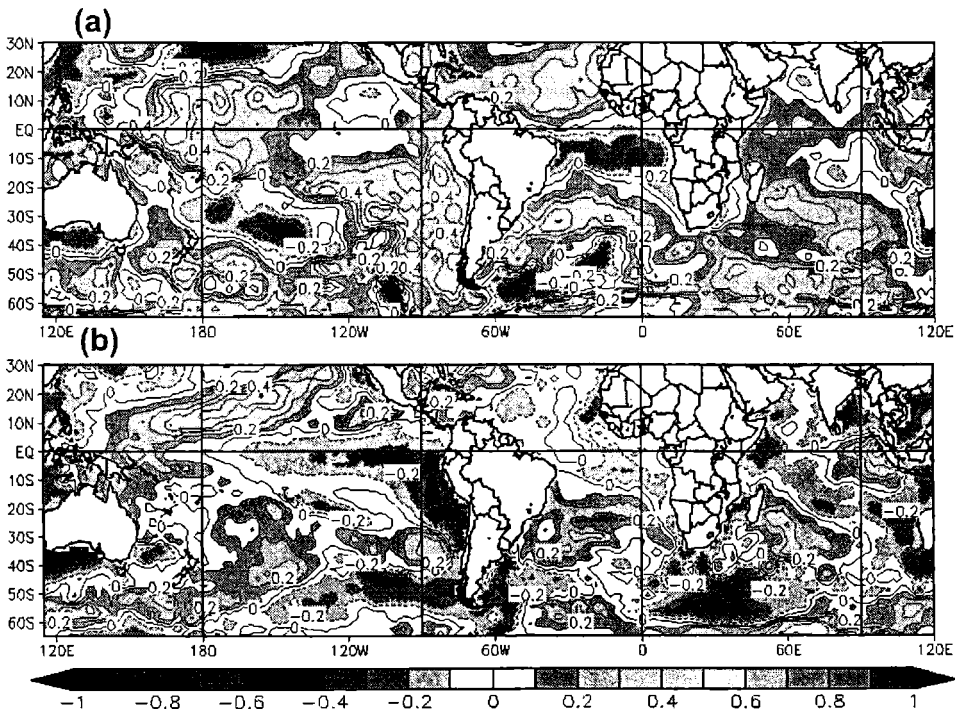


Figura 3. Correlación entre TCOA y las TSMs globales para periodos 1959-1977 (panel a), 1978-2004 (panel b).

convergencia de las corrientes oceánicas de Malvinas y Brasil que son conducidas por la circulación atmosférica en esas latitudes (Wainer y Venegas, 2002).

En el período *pos-1978*, las señales de correlación cambian notablemente respecto del anterior. En superficie la distribución de masa muestra aumento (disminución) de la presión sobre el continente en latitudes tropicales y el este del Pacífico subtropical con disminución (aumento) de presión sobre el centro de Argentina para un verano cálido (frío) en el COA (Fig. 2a2). Esto implica un radical cambio en los centros de acción de la variabilidad interanual de la circulación atmosférica. Para un verano cálido (frío), se mantiene la intensificación de la BNOA y pero aparece un fortalecimiento (debilitamiento) del flanco oriental del anticiclón subtropical del Pacífico y una extensión (retracción) sobre el continente del anticiclón del Atlántico en latitudes tropicales. Hemisféricamente no es posible discernir una estructura dominante en superficie, tal vez predominio de un modo anular inverso. En troposfera media (Fig. 2b2) prevalecen sobre el cono sur de América de Sur valores positivos de correlación en latitudes medias y subtropicales y negativas hacia más altas latitudes, manifestando fortalecimiento (debilitamiento) de los oestes hacia altas latitudes y disminución (aumento) del flujo en latitudes subtropicales para veranos cálidos (fríos). Esta estructura, al igual que en el anterior período, favorece procesos de subsidencia (ascenso de masa) sobre Argentina subtropical que colaboraría, vía la irradiancia solar entrante de verificarse, a ocurrencia de un verano cálido (frío). El campo de correlación con las TSMs globales no muestra valores que superen $r=0.40$ (Fig. 3b). Los valores más notables aparecen sobre el Atlántico Sur y el Pacífico central norte. Cabe notar que respecto del anterior período cambian las señales sobre la cuenca del Pacífico Sur y parte del Atlántico Sur poniendo

de manifiesto que es la atmósfera el vínculo entre las TSMs y la TCOA en el período anterior y que ahora ya no está presente porque ha cambiado la circulación atmosférica asociada.

Por otra parte, en un trabajo previo, Agosta *et al.* (2004), mediante análisis espectral aplicado a una combinación de series de datos de estación y la serie de temperatura reconstruida por Jones (1994) para el COA, notaron la presencia del cuasi-ciclo significativo de 11 años en la variabilidad interanual de la temperatura en el COA al menos desde la década de 1960. La periodicidad de la fluctuación hace suponer alguna posible vinculación con forzantes astronómicos ya sea a través de la irradiancia solar (energía en el tope de la atmósfera) o el flujo de RCGs, los cuales presentan el cuasi-ciclo de 11 años.

Tanto el uno como el otro presentan potencialidades físicas sobre el clima a través de la modificación del balance energético global. Como el flujo de RCGs se relaciona inversamente al de actividad magnética solar y, en parte a la irradiancia solar, analizar la dependencia de la temperatura al flujo de RCGs es suficiente para esta escala.

El espectro wavelet del índice de temperatura regional TCOA (Fig. 4a) muestra que el cuasi-ciclo solar de 11 años prevalece significativamente a partir de los 1960s hasta mediados de 1970s; posteriormente se interrumpe y resurge desde mediados de los 1980s hasta el final del registro. El período 1978-1986 muestra ausencia de ondas significativas en la frecuencia de aproximadamente 11 años y se corresponde al anterior "plateau" observado en la Figura 1. Al mismo tiempo, desde mediados de los 1970s hasta mediados de los 1990s aparecen bandas significativas en torno a 18 años. El espectro global resume como bandas significativas el cuasi-ciclo de 11 años y el de 18 años aproximadamente (Fig. 4.b).

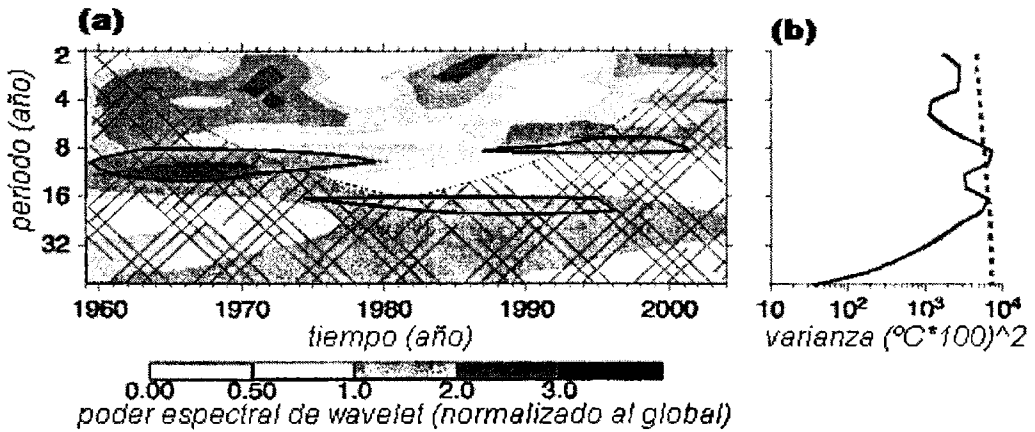


Figura 4. Potencia espectral de la transformada wavelet Morlet 6, con amortiguado de ceros para reducir efectos de bordes en las varianzas (panel a). Los valores de la potencia espectral de wavelet están normalizados al *espectro wavelet global* (b). Contorno negro: nivel de significancia respecto de continuo nulo de Fourier de ruido blanco para cada período, $\alpha=0.10$. Región en malla: cono de influencia. *Espectro wavelet global* en línea continua (equivalente al espectro de Fourier, panel b), línea a trazos: nivel de significancia asumiendo espectro nulo de ruido blanco igual al anterior (Torrence y Compo, 1998).

El análisis espectral de wavelet indica la existencia de cuasi-ciclos significativos en torno a 11 y 18 años aproximadamente y tales bandas participan en diferentes períodos a lo largo del registro, es decir, no son homogéneas en el tiempo. Esto es confirmado mediante la inspección de la Figura 5 que muestra las series de TCOA y de flujo de RCG suavizadas por una función gaussiana de 9 términos a fin de retener las ondas mayores a 10 años.

Claramente hay una relación inversa en fase entre la temperatura regional y el flujo de RCG en todo el registro, salvo entre los años 1978 y 1986, asociado al "plateau" anterior. La fuerte coherencia entre ambas variables indica que tal relación no parece ser espuria y que hay una modulación realmente física del flujo de RCGs (o la irradiancia solar, de ser verificado) durante los últimos 40 años. Aún teniendo el fenómeno de interferencia de fines de 1970 o

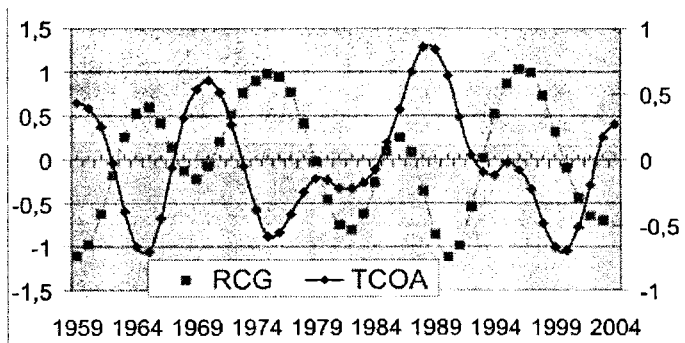


Figura 5. Series del índice de temperatura en el COA (TCOA) y de flujo de RCGs (RCG) suavizados por filtro gaussiano de 9 términos, expresados en unidades de desvío estándar.

el “plateau”, la correlación en baja frecuencia entre RCGs y TCOA es significativamente alta (Fig. 6).

En consecuencia, puede apreciarse que el cambio o transición del sistema climático a mediados de los 1970s, el cual influyó sobre el sur de América del Sur y el COA, aparece como fenómeno de interferencia sobre un proceso de baja frecuencia previamente establecido entre el flujo de RCGs y la troposfera. El proceso modula en escalas interdecádicas el campo de temperatura en troposfera baja hasta finales de registro. La transición climática de 1976/77 no cambió la variabilidad de baja frecuencia, como en el caso de la precipitación, la cual se desplazó hacia más bajas frecuencias (Compagnucci *et al.*, 2002), sino que tan solo modificó las áreas de acción de la circulación atmosférica a escala interanual. Esto es debido a que es la circulación atmosférica sobre el cono sur de Sudamérica la que ha cambiado a mediados de los 1970s (Camilloni *et al.*, 2005, Agosta y Compagnucci, 2006a). Asimismo, el hecho de que la variabilidad interdecádica de la temperatura prosiga con la modulación del cuasi-ciclo de 11 años tras la transición climática del 1976/77 revela el rol esencial que juega el forzante astronómico en la troposfera

baja por sobre las condiciones dinámicas predominantes de la circulación de la atmósfera, al menos en escalas interanual a interdecádica.

CONCLUSIONES

El estudio de la variabilidad de baja frecuencia de la temperatura estival en el COA para el período 1959-2004 pone de manifiesto la interacción entre un proceso de variabilidad multidecádica del sistema climático (natural y/o antropogénico) y el forzante exterior astronómico. Los resultados indican que:

La temperatura del aire presenta cuasi-oscilaciones significativas en las bandas de 11 años y 18 años aproximadamente. La primera se vincula al forzante astronómico solar.

El cuasi-ciclo solar de 11 años es fuerte y domina la baja frecuencia del campo de temperatura en troposfera baja sobre el COA desde comienzo de los 1960s hasta fines de los 1970, luego desde mediados de los 1980s hasta comienzo de los 2000s. El cuasi-ciclo de 18 años está presente entre 1975 y 1995 aproximadamente. La interrupción transitoria del cuasi-ciclo solar de 11 años a fines de los setenta aparece como un fenómeno de

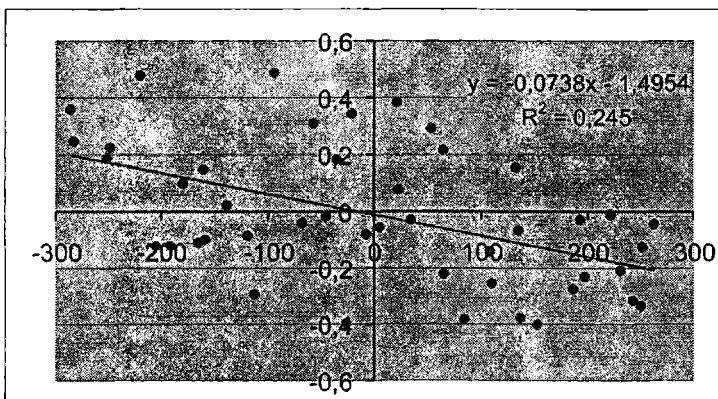


Figura 6. Diagrama de dispersión entre la anomalía de temperatura en el COA aproximado con el índice TCOA (eje y, °C) y anomalía de flujo de RCGs (eje x). Recta de regresión significativa para $\alpha=0,05$. R^2 : varianza explicada por la regresión.

interferencia y es atribuible a la transición climática del sistema climático global del verano 1976/77. Esta interferencia se reflejaría en baja frecuencia como una oscilación de más baja frecuencia (cuasi-ciclo de 18 años).

La transición climática 1976/77 cambia los centros de acción de la circulación atmosférica relacionados con la variabilidad interanual de la temperatura. Previo a 1977 la circulación atmosférica asociada a la temperatura responde a variaciones interanuales del gradiente meridional establecido entre la BNOA y el Anticiclón del Atlántico sur, con posible actividad de ondas de Rossby baroclínicas originadas en el Pacífico ecuatorial central. Posteriormente se vincula a variaciones interanuales de presión sobre el continente en latitudes tropicales, en consonancia con cambios en la circulación atmosférica por extensión y posible fortalecimiento del Anticiclón del Atlántico Sur sobre el continente, de acuerdo a lo propuesto por Camilloni *et al.* (2005) y Agosta y Compagnucci (2006).

Tras la transición climática 1976/77 la variabilidad de más baja frecuencia de temperatura prosigue bajo la modulación del forzante solar (flujo de RCGs) hasta el presente. Por lo tanto, el forzante astronómico tiene un rol relevante en la temperatura de la troposfera baja en la región por sobre las condiciones dinámicas predominantes de la circulación de la atmósfera, al menos en escalas interanual a interdecádica.

De los resultados se desprende que no es posible eludir la actividad solar a la hora de estudiar la variabilidad del clima en regiones de la tierra y la necesidad de profundizar en las teorías que vinculan la física de interacción entre el clima de la Tierra y el forzante astronómico, ya sea a través de variaciones en la irradiancia solar o el flujo de RCGs. Al mismo tiempo, es evidente la necesidad de incluir entre los posibles forzantes de cambio global las variaciones en escalas de centurias

a milenios de la actividad solar tanto espectral como magnética.

Agradecimientos: A los subsidios de proyectos para la investigación de UBA 01x002 y CONICET PIP 5276. A *O. Carm.* en todo sentido.

REFERENCIAS

- Agosta, E.A., Compagnucci R.H. y Vargas, W.M. 1999. Cambios en el régimen interanual de la precipitación estival en la región Centro-Oeste Argentina. *Meteorol.* 241/2, 63-84.
- Agosta, E.A. 2004. Variabilidad del clima terrestre y rayos cósmicos galácticos durante el ciclo solar de 11 años: revisión teórica, *Meteorol.*, 29 (1 y 2), 47-62.
- Agosta, E.A., Castañeda M.E. y Compagnucci, R.H. 2004. Estudio Preliminar de la Variabilidad Climática de la Temperatura estival en la región Centro-Oeste Argentina, CD de la XXII Reunión de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Buenos Aires, 10p.
- Agosta, E.A., y Compagnucci R.H. 2006a. Change in Teleconnection between Central-West Argentina Summer Precipitation and the Atmospheric Circulation in the 1970s. 8th ICSHMO, AMS, Foz do Iguacu, Brasil, Ses. 12: Understanding long-term climate variations in the SH, 1453-1464.
- Agosta, E.A., y Compagnucci R.H. 2006b. Atmospheric Conditions During wet and dry summer extremes in Central-West Argentina. 8th ICSHMO, AMS, Foz do Iguacu, Brasil, Ses. 12: Understanding long-term climate variations in the SH, 1439-1452.
- Bard, E., G. Raisbeck, F. Yiou, and J. Jouzel, 2000. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *TELLUS*, B 52 (3): 985-992.
- Boer, G. J., K. Hamilton, W. Zhu 2005. Climate sensitivity and climate change under strong forcing. *Clim. Dyn.* 24 (7), 685 – 700.
- Camilloni I., Barros V., Escobar G y Di Luca A. 2005. Tendencias en la posición del anticiclón del atlántico sur y su representación por modelos climáticos globales: impactos sobre el estuario

- del Río de la Plata y océano adyacente. IX Congreso Argentino de Meteorología. Buenos Aires, 3-7 de octubre, 2005.
- Compagnucci, R.H. Agosta, E.A., Vargas M.W., 2002. Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with southern African region. *Cli. Dyn.* 18, 421-435.
- 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.
- Eddy, J.A. 1976. The Maunder minimum, *Science*, 192, 1189-1202.
- Federov, A.V. and Philander, S.G. 2000. Is El Niño Changing? *Science*, 288, 1997-2001.
- Godfrey, J.S. y S.T. Rintoul 1998. The role of the Oceans in the Southern Hemisphere Climate. En *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Ed. D.J. Karoly y D.G. Vincent. *Am. Met. Soc.*, 410 pág.
- Gu, D.F., and S.G.H. Philander, 1997. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, 275:805-807.
- Hoel, Paul G. 1964. *Introduction to Mathematical Statistics*, John Wiley & Sons, Inc. New York-London, 428 pág.
- 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.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Intergovernmental Panel on Climate Change Watson, R.T. and the Core Writing Team, Cam Univ Press.
- Jones P.D. 1994. Hemispheric Surface Air Temperature Variations: A Reanalysis and an Update to 1993, *Journal of Climate*, Vol. 7, No. 11 (reproduced by the GOSTA Plus data set).
- Labitzke, K. y van Loon, H. 1992. *J. Clim.*, 5, 240.
- Seager R., Harnik N., Robinson W.A., Kushnir Y., Ting M., Huang H.P., Velez J. 2005. Mechanisms of ENSO-forcing of hemispherically symmetric precipitation variability. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 131(608): 1501-1527.
- Seluchi, M., Saulo, C.A., Nicolini, M. y P. Satyamurti 2003. The Northwestern Argentinean Low: a study of two typical events. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 2361-2378.
- Shaviv, N.J. 2005. On climate response to changes in the cosmic ray flux and radiative budget. *J. Of Geo. Res.*, 110, A08105, doi: 10.1029/2004JA010866.
- Svensmark, H. 2000. Cosmic rays and Earth's climate. *Spac. Scien. Rev.*, 93: 155-166.
- Tinsley, B.A. Rohrbaugh, R.P. y Hei, M. 2001. Electroscavenging in clouds with broad droplet size distributions and weak electrification, *Atmosph. Res.* 59-60: 115-135.
- Torrence, C. and G. P. Compo 1998. *A Practical Guide to Wavelet Analysis*. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 61-78.
- Wainer I. y Venegas S.A. 2002. South Atlantic Multidecadal Variability in the Climate System Model, *Jou. Of Clim.* 15, 1408-1420.