

MODOS DE ENSO EN EL MODELO ACOPLADO HADCM3 EN CONDICIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO

William CABOS NARVÁEZ, Francisco J. ÁLVAREZ GARCÍA, Irene PÉREZ GONZÁLEZ
y María J. ORTIZ BEVIÁ
Grupo de Física del Clima
Departamento de Física
Universidad de Alcalá

RESUMEN

Los efectos que un aumento en la concentración de gases de efecto invernadero puede tener sobre el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) son investigados mediante el análisis de sendas simulaciones, una de control y otra con las condiciones de cambio del escenario SRESA2, efectuadas con el modelo acoplado HadCM3. El modelo muestra, tanto en la simulación de control como en la de escenario, dos tipos de episodios cálidos ENSO diferenciados por características que también distinguen a los eventos observados en las décadas de los 60 y 70 de los ocurridos con posterioridad. En particular, las anomalías de la temperatura de la superficie marina se propagan en sentido este-oeste a lo largo del ecuador en una de las clases, mientras en la otra viajan en sentido contrario o son estacionarias. Los episodios de este segundo tipo ven incrementada su amplitud bajo las condiciones de cambio climático de la simulación de escenario. Esta intensificación afecta sólo a esta clase de episodios y lo hace sin modificar su abundancia relativa.

Palabras clave: Cambio climático, El Niño-Oscilación del Sur, Modelos acoplados océano-atmósfera, análisis de conglomerados.

ABSTRACT

The effects an increase in greenhouse-gases concentrations might have on El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) are investigated through the analysis of a control and an SRESA2-scenario simulations performed with the HadCM3 coupled model. Both simulations show two classes of warm ENSO episodes, whose characteristic features are reminiscent of the change in ENSO behaviour that occurred in the late 70's. Sea surface temperature anomalies propagate westwards along the equator in one of the classes, while they travel eastward or grow stationarily in the other. Episodes of this second type suffer an increase in their amplitude under the climate change conditions of the sceneario run. This intensification affects only this class of events and this with no impact on their relative abundance.

Key words: Climate change, El Niño-Oscilación del Sur, Coupled atmosphere-ocean models, cluster analysis

1. INTRODUCCIÓN

El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) constituye una de las señales de mayor importancia dentro de las variaciones de escala interanual que se presentan en el sistema climático. No sólo domina el clima del sistema océano-atmósfera en el Pacífico tropical, donde tiene su origen, sino que extiende su influencia al resto del globo a través de una serie de teleconexiones determinantes de la evolución climática de numerosas áreas del planeta. Dada la relevancia de estos impactos, ENSO ha recibido una intensa atención por parte de la comunidad científica en las últimas décadas, durante las que se han producido notables avances (una revisión de los logros obtenidos puede encontrarse en ANDERSON *et al.*, 1998 y en PICAUT y WANG, 2004) en nuestra comprensión del fenómeno. Ésta, sin embargo dista de ser completa: presente en los registros paleoclimáticos de los últimos 130000 años (TUDHOPE *et al.*, 2001), ENSO ha sufrido a lo largo de ese periodo variaciones sustanciales de su amplitud y frecuencia (WOODROFFE *et al.*, 2001). En particular, los últimos 100 años de observaciones apuntan a un incremento en la amplitud (TUDHOPE *et al.*, 2001), y a una reducción en la frecuencia a partir de finales de la década de los 70 (AN y WANG, 2000). El cambio de periodicidad aparece asociado además con una modificación estructural de la que es indicio la preferencia en los episodios acaecidos después de 1980 por la propagación de anomalías de temperatura de la superficie del mar (SST) en sentido oeste-este a lo largo del Pacífico ecuatorial, en contraste con el comportamiento previo que privilegiaba la propagación en sentido este-oeste (AN y WANG, 2000; FEDOROV y PHILANDER, 2001). La conexión entre estas recientes alteraciones de ENSO, posibilitadas por la riqueza de comportamientos característica del sistema acoplado océano-atmósfera en el océano Pacífico tropical (NEELIN, 1998), y la tendencia al calentamiento global es una cuestión pendiente (TRENBERTH y HOAR, 1997) cuya aclaración se enfrenta a la dificultad de discernir en un registro observacional limitado los cambios efectivamente ligados a factores antropogénicos de aquéllos vinculados a la variabilidad natural interdecadal.

Las simulaciones con modelos acoplados de circulación general océano-atmósfera (CGCM) se han convertido en una herramienta fundamental en el tratamiento de la anterior problemática, al suplir la carencia de datos reales y proporcionar una representación completa del comportamiento del sistema bajo distintas condiciones, si bien no debe olvidarse que esta descripción no está exenta de deficiencias (LATIF *et al.*, 2001; MEEHL *et al.*, 2001). El estudio de la relación entre el cambio climático y las variaciones en las propiedades de ENSO ha producido hasta la fecha resultados diversos. En una simulación con un modelo de baja resolución, KNUTSON (1997) apenas detectaba alteraciones en ENSO a pesar de la suavización del gradiente zonal de SST en el estado medio. COLLINS (2000) encuentra un aumento en la frecuencia y una modificación de la preferencia estacional de los episodios en una simulación de cambio climático con el modelo acoplado HadCM2. En la analizada por TIMMERMANN *et al.* (2004), el incremento en la concentración de gases de efecto invernadero conduce en el Pacífico tropical a un estado medio con características semejantes a las de un episodio cálido de ENSO; sobre esas condiciones medias se producen episodios de anomalías frías de mayor intensidad que los cálidos. Estos cambios podrían estar asociados al reforzamiento de la termoclina en el modelo (TIMMERMANN *et al.*, 1999). En otro análisis reciente, CABOSNARVÁEZ *et al.* (2006) conectan una reducción de la convergencia de los vientos en superficie con una menor sensibilidad atmosférica a las anomalías de SST, lo que induce alteraciones en la duración y estacionalidad de los episodios de ENSO.

Este trabajo investiga las consecuencias que la mayor concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera tiene sobre las características de ENSO en una simulación con el

modelo acoplado HadCM3. Comparamos esas propiedades con las que el fenómeno presenta en un simulación de control con el mismo modelo. La técnica de análisis aplicada es el análisis de conglomerados utilizado en los estudios de ÁLVAREZ-GARCÍA *et al.* (2006) y CABOSNARVÁEZ *et al.* (2006).

2. DATOS

Los datos analizados en este estudio proceden de dos simulaciones llevadas a cabo con la versión más reciente del CGCM del Hadley Centre, HadCM3 (GORDON *et al.*, 2000). La parte atmosférica viene representada por el modelo de la Oficina Meteorológica británica (POPE *et al.*, 2000), con una resolución horizontal de $2.5^{\circ} \times 3.75^{\circ}$ y 19 niveles en la dirección vertical, en la que se emplea una coordenada híbrida. La componente oceánica ha sido desarrollada en el Hadley Centre (JOHNS *et al.*, 1997) y consiste en un modelo de 20 niveles, distribuidos para proporcionar mayor resolución en las cercanías de la superficie marina, y una resolución horizontal de $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$. Por último, océano y atmósfera se hallan acoplados también a un modelo de hielo marino (CATTLE y CROSSLEY, 1995).

Examinamos dos simulaciones: una de control, con condiciones de la era preindustrial en lo que respecta a la concentración de gases de efecto invernadero, y otra que comienza simulando el siglo XX y se extiende hacia el futuro haciendo uso del escenario SRESA2 propuesto por el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC). En ninguno de los casos se aplican correcciones de flujo durante la simulación. Hemos analizado 341 años de la de control, y 240 de la de escenario, extraídos de la base de datos disponible en la red en la dirección <http://www-pcmdi.llnl.gov>, del Programa de Diagnóstico e Intercomparación de Modelos Climáticos (PCMDI).

3. METODOLOGÍA

En este estudio se utiliza un procedimiento capaz de detectar clases de eventos caracterizados por una evolución común. Esta técnica se describe con detalle en ÁLVAREZ-GARCÍA *et al.* (2006). El método se basa en la comparación de los campos de anomalías en el Pacífico tropical durante el desarrollo de los eventos, en términos de una definición de la distancia entre eventos que permite agruparlos según un criterio objetivo. El algoritmo utilizado busca, en suma, estructuras que son comunes a varios episodios y que al mismo tiempo les distinguen de otros. De esta manera nuestro procedimiento es capaz de capturar peculiaridades de los eventos de ENSO que son susceptibles de quedar enmascaradas por otras herramientas estadísticas lineales tales como las Funciones Empíricas Ortogonales.

En un primer paso se identifican los eventos ENSO con ayuda del índice Niño3, definido como el promedio de las anomalías de SST en la región $[150^{\circ}\text{O}-90^{\circ}\text{O}, 5^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N}]$. Consideramos que un evento ENSO tiene lugar si el índice supera el valor de una desviación estándar por al menos 3 meses consecutivos. Como una condición adicional, comprobamos que el evento así definido coincide con extremos en la primera Componente Principal de las anomalías de las SST del Pacífico Tropical y en la parte atmosférica del fenómeno, representada por una versión adaptada al modelo del índice de la oscilación del sur (SOI) de la presión al nivel del mar, definido como las anomalías de la diferencia entre las presiones promediadas en las regiones $[125^{\circ}\text{E}-135^{\circ}\text{E}, 20^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{S}]$ y $[155^{\circ}\text{O}-145^{\circ}\text{O}, 15^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{S}]$. En lo

que sigue, nos centramos en el análisis de los episodios cálidos detectados en nuestras simulaciones con estos criterios.

Para la clasificación propiamente dicha, consideramos para cada evento un segmento de 16 meses, formado por 16 mapas de valores espaciales, que termina con el pico del evento según el índice Niño3. Se ha elegido este período debido en parte al período de dos años que domina el espectro del índice Niño3 simulado. La variable elegida para seguir el desarrollo de cada evento ha sido el contenido de calor (HC) entre 15°S y 15°N. Este contenido de calor es la energía térmica de la capa superficial del océano y se define en un punto con coordenadas (x,y) en el instante t por la ecuación

$$HC(x, y, t) = \int_{h_0}^0 \rho c_p T(x, y, z, t) dz \quad (1)$$

Donde T es la temperatura y la integración se lleva a cabo desde la profundidad $h_0 = 300\text{m}$ hasta la superficie. Para comparar distintos episodios, calculamos una distancia definida a partir de la correlación espacial entre sus campos de anomalías de HC en cada uno de los 16 meses. Esta distancia sirve como base para nuestra clasificación, que se lleva a cabo con ayuda de una técnica de conglomerados en dos pasos: una primera clasificación se lleva a cabo siguiendo el criterio del vecino cercano compartido (JARVIS y PATRICK, 1973). Esas clases iniciales se caracterizan por un compuesto inicial. Después las clases se aumentan sucesivamente añadiéndoles aquellos elementos cuya distancia al compuesto de cada clase es menor que un umbral fijado. Para comprobar la robustez de esta metodología, el procedimiento se repite con una definición alternativa de la distancia. Antes de proceder a la clasificación las anomalías son estandarizadas dividiéndolas por la desviación estandar del mes correspondiente. Este procedimiento es necesario para que sea posible la comparación de episodios con distinta evolución temporal relativa a la fase del ciclo anual. En el caso de la simulación SCR a los datos se les extrae la tendencia con el objetivo de retirar los cambios de escala temporal larga (que pueden ser interpretados como variaciones del estado medio) de las anomalías. Finalmente, cada clase es caracterizada por un evento compuesto formado por los 16 mapas utilizados para la clasificación y los 15 posteriores, dando un total de 31 meses que cubren tanto el desarrollo del evento como su terminación.

Una cuestión importante en el análisis de compuestos es el de la selección de las características significativas. Nosotros aplicamos dos tests de significancia: uno para la media del grupo (TERRAY *et al.*, 2003), y otro (BROWN y HALL, 1999) que hace uso de estimadores robustos de la localización (mediana) y la dispersión (rango intercuartilico) de los elementos dentro de un grupo. Esto nos permite aumentar las garantías de que sólo se retienen aquellas características que aparecen consistentemente en toda la clase. En lo que sigue solo comentaremos aquellas características que han pasado ambos tests con un nivel de confianza del 95%.

4. RESULTADOS

Hallamos 65 eventos cálidos en los 341 años de la simulación de control (CTL) y 48 en los 240 años de la simulación de escenario (SCR). Los episodios de CTL se dividen en dos clases: CTL1, con 22 elementos, y CTL2, con 22 elementos. También los episodios de SCR son clasificados por nuestra técnica en dos grupos: SCR1, con 25 eventos, y SCR2, con 14 elementos. Una porción de episodios quedan sin clasificar en ambas simulaciones, al no poder ser asignados a ningún grupo de acuerdo con las exigencias establecidas por las distancias

umbral elegidas; hemos preferido no relajar estas exigencias en pro de una mayor consistencia de los compuestos representativos de cada clase.

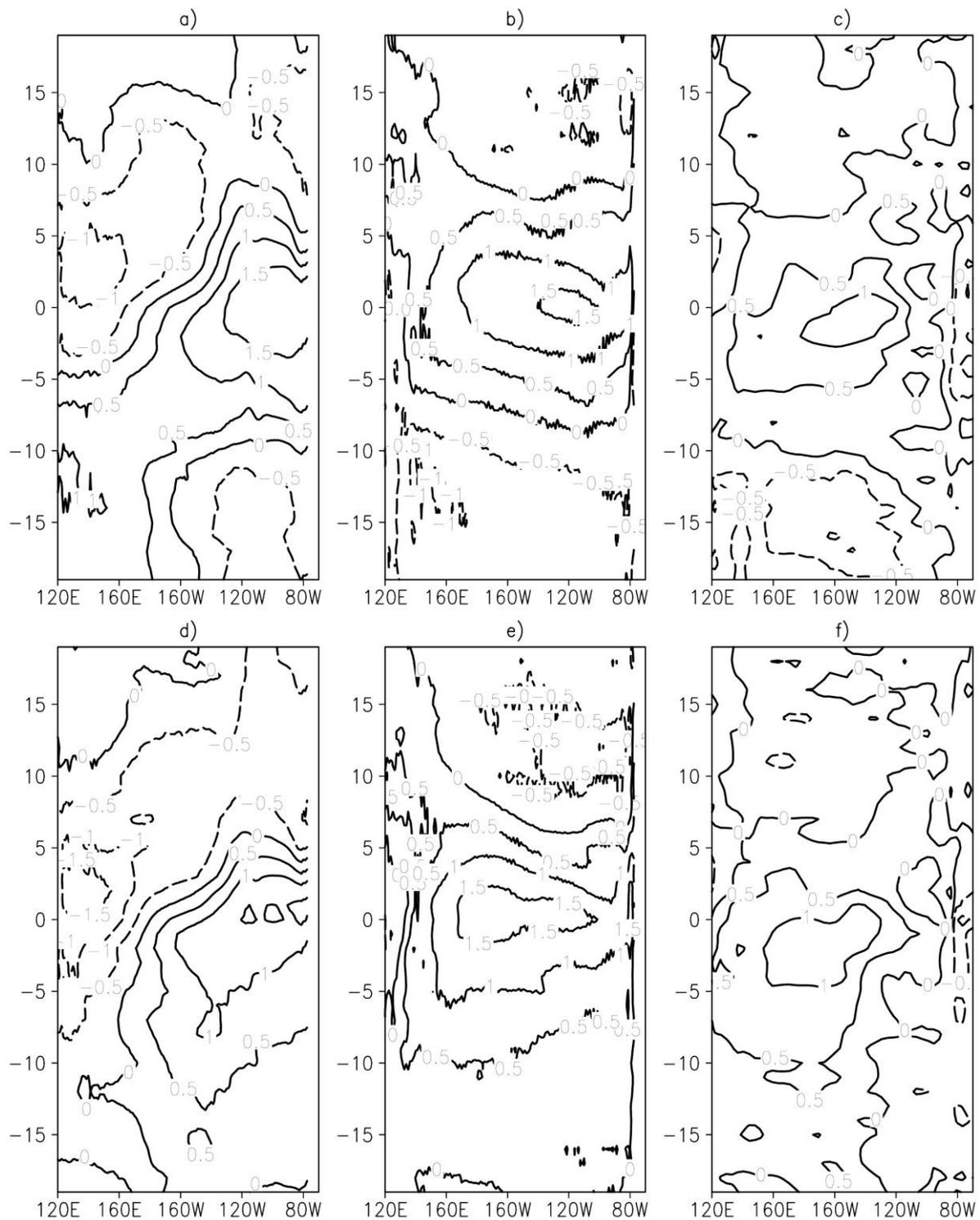


Fig. 1: Evolución de los compuestos CTL1 y CTL2 en el ecuador: anomalías normalizadas de a) HC, tipo CTL1; b) SST, tipo CTL1, c) esfuerzo zonal del viento, tipo CTL1; d) HC, tipo CTL2; e) SST, tipo CTL2; f) esfuerzo zonal del viento, tipo CTL2. El eje vertical indica meses después del pico del evento en el índice Niño3.

Las características esenciales de dichos compuestos, para el caso de la simulación CTL, se muestran en los diagramas tiempo-longitud, a lo largo del ecuador, de la figura 1. La clase CTL1 se distingue por la acumulación de anomalías positivas de HC en el Pacífico tropical oeste, y su posterior propagación hacia el este. La acumulación en el oeste tiene lugar durante

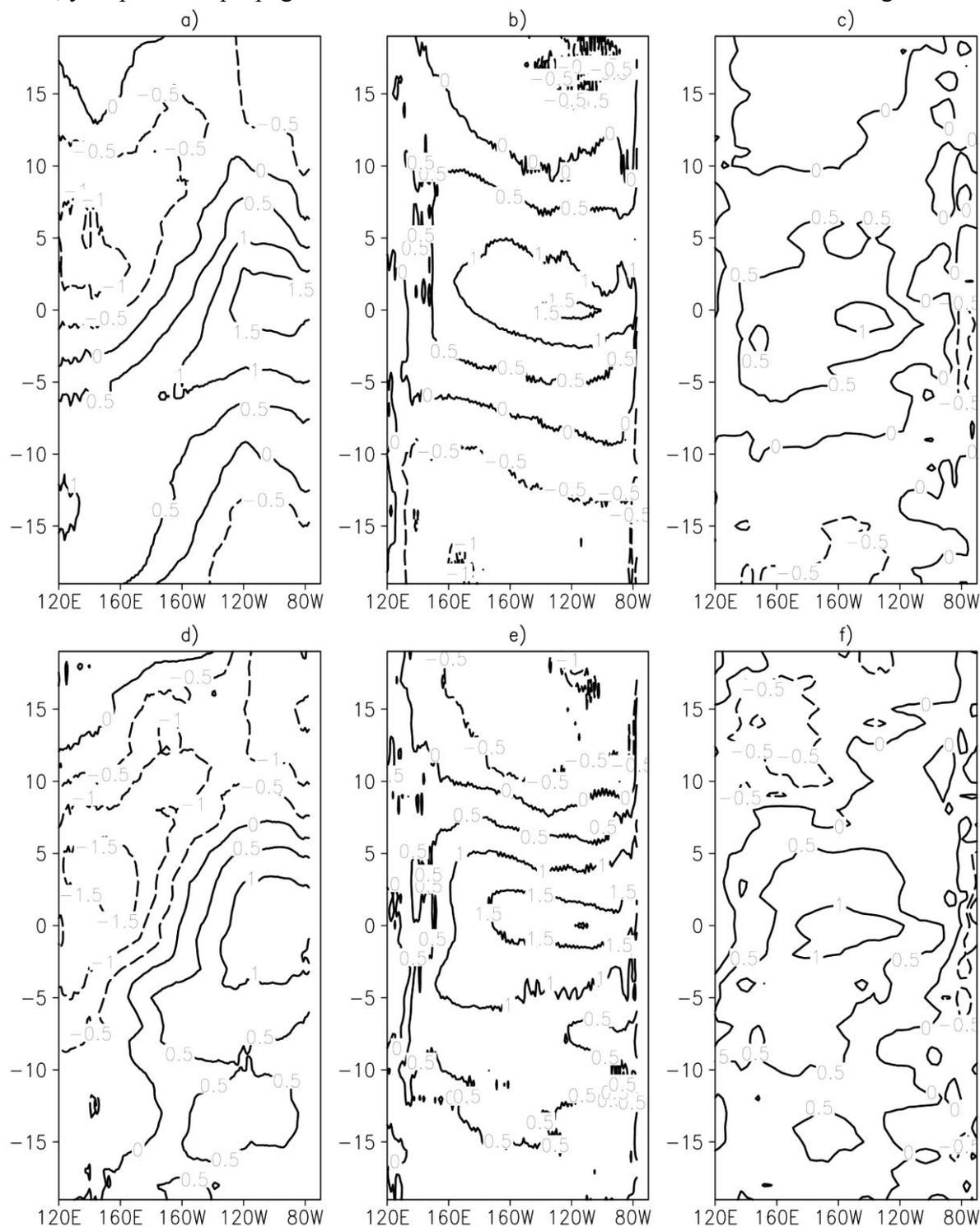


Fig. 2: Evolución de los compuestos SCR1 y SCR2 en el ecuador: anomalías normalizadas de a) HC, tipo SCR1; b) SST, tipo SCR1, c) esfuerzo zonal del viento, tipo SCR1; d) HC, tipo SCR2; e) SST, tipo SCR2; f) esfuerzo zonal del viento, tipo SCR2. El eje vertical indica meses después del pico del evento en el índice Niño3.

una fase fría en la SST que deja paso, con la llegada de las anomalías positivas de HC al este, a un episodio cálido cuyo desarrollo se caracteriza por la extensión de las anomalías de SST desde el este hacia el oeste. La clase CTL2 presenta, por el contrario, propagación de las anomalías de SST de oeste a este. Esta propagación es apreciable también en las anomalías de los esfuerzos zonales del viento de CTL2, y no así en CTL1. El episodio cálido en CTL2 no está precedido de acumulación de anomalías positivas de HC en el oeste del Pacífico, ni de anomalías frías de SST en los meses inmediatamente previos al inicio del evento. En suma, nuestro método distingue dos tipos de episodios bien diferenciados en la simulación CTL, cuyas propiedades se asemejan a las de eventos observados: la clase CTL1 posee rasgos semejantes a los de episodios como el de 1972-73, mientras CTL2 está más cercano a eventos como los de 1982-83 ó 1997-98. La simulación CTL, por tanto, presenta una variedad de comportamientos similar a la observada recientemente en la naturaleza.

Las clases SCR1 y SCR2, de la simulación SCR, se corresponden con las de CTL y presentan las mismas propiedades diferenciales (figura 2): la clase SCR1 se caracteriza por la acumulación de anomalías positivas de HC en el oeste del Pacífico tropical en la fase fría previa al evento, el trasvase al este de estas anomalías de HC, y la propagación este-oeste de las anomalías de SST. La clase SCR2 carece de la fase fría inmediatamente previa, de la consiguiente acumulación de calor en el oeste, y de propagación este-oeste de las anomalías de SST.

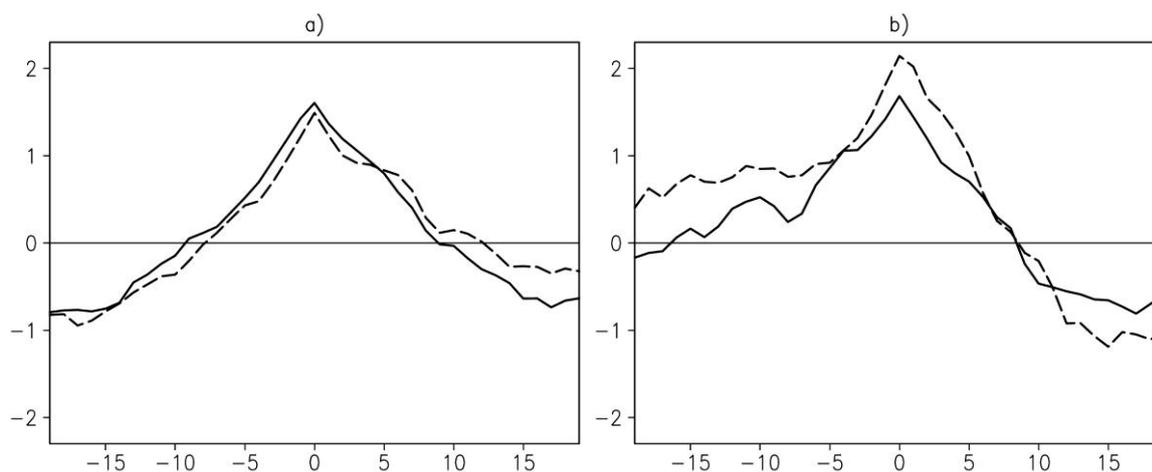


Fig. 3: Índice Niño3 promediado sobre los episodios ocurridos antes (línea continua) y después (línea discontinua) del año 1976 simulado en SCR. a) Eventos tipo SCR1; b) eventos tipo SCR2.

La comparación de los compuestos de CTL con los de SCR sugiere que la principal modificación de ENSO bajo las condiciones de cambio climático de SCR consiste en una intensificación de la amplitud de los episodios SCR2 (figura 2e), en relación a la magnitud que presentan sus homólogos de CTL (figura 1e). Si este aumento de amplitud se encuentra efectivamente vinculado a la tendencia inducida por la concentración creciente de gases de efecto invernadero, debe hacerse apreciable sobre todo en los segmentos finales de la simulación SCR. La figura 3b muestra el promedio del índice Niño3 tomado separadamente sobre los eventos ocurridos antes del año 1976 simulado, y sobre los acontecidos en fechas posteriores. La amplitud (en promedio) de los últimos supera en alrededor de 0.5°C (esto es,

un 25-30%) a la de los primeros, lo que confirma el impacto de la tendencia al cambio climático sobre la intensidad de los episodios del tipo SCR2. Los del tipo SCR1 no sufren una modificación similar, según revela la figura 3a.

5. CONCLUSIONES

La técnica de conglomerados aplicada en este estudio permite distinguir dos clases de episodios ENSO en la variabilidad simulada por un modelo acoplado. Estos tipos aparecen tanto en las condiciones estacionarias de la simulación de control como en las de cambio climático de la simulación de escenario. Las distintas propiedades que caracterizan a esas clases de episodios muestran una conexión con las alteraciones observadas en ENSO en épocas recientes. Nuestro análisis encuentra que en la simulación de cambio climático crece la amplitud de episodios distinguidos por un desarrollo estacionario o ligeramente propagante en sentido oeste-este de las anomalías de SST a lo largo del ecuador. Este tipo de eventos se asemeja a los que han caracterizado la variabilidad ENSO observada en las últimas décadas, de una intensidad sin precedentes. El examen de los mecanismos que conducen a la modificación de las propiedades de ENSO en la simulación de escenario es, por tanto, susceptible de arrojar alguna luz sobre el vínculo entre los cambios observados en ENSO y la tendencia global al calentamiento.

6. AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha recibido el apoyo de la Universidad de Alcalá a través del proyecto “Cambio climático en ENSO: un estudio con dos modelos” (UAH GC2005/099). Los datos se han obtenido de PCMDI a través del subproyecto IPCC “Impact of global warming on ENSO phase change: a multi-model study”.

7. REFERENCIAS

- ÁLVAREZ-GARCÍA, F., CABOSNARVÁEZ, W. y ORTIZBEVIÁ, M. J. (2006). “An assessment of differences in ENSO mechanisms in a coupled GCM simulation”. *J. Climate*, 19, pp. 69-87.
- AN, S.-I. y WANG, B. (2000). “Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on ENSO frequency”. *J. Climate*, 13, pp. 2044-2055.
- ANDERSON, D. L. T, SARACHIK, E. S., WEBSTER, P. J y ROTHSTEIN, L. M., eds., (1998). “The TOGA decade: reviewing the progress of El Niño research and prediction”. *J. Geophys. Res.*, 103, pp. 14167-14510.
- CABOSNARVÁEZ, W., ÁLVAREZ-GARCÍA, F. y ORTIZBEVIÁ, M. J. (2006). “Impact of global warming on ENSO phase change”. *Advances in Geosciences*, 6, pp. 103-110.
- BROWN, T. J. y HALL, B. L. (1999). “The Use of t Values in Climatological Composite Analyses”. *J. Climate*, 12, pp. 2941-2944.
- CATTLE, H. y CROSSLEY, J. (1995). “Modelling Arctic climate change”, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A352, pp. 201-213.
- COLLINS, M. (2000). “Understanding Uncertainties in the response of ENSO to Greenhouse Warming”. *Geophys. Res. Lett.*, 27(21), pp. 3509-3513.
- FEDOROV, A. V. y PHILANDER, S. G. H. (2001). “A stability analysis of tropical ocean-atmosphere interactions (bridging measurements of, and theories for El Niño)”. *J. Climate*, 14, pp. 3086-3101.
- GORDON, C., COOPER, C., SENIOR, C. A., BANKS, H., GREGORY, J. M., JOHNS, T. C., MITCHELL, J. F. B. y WOOD, R. A. (2000). “The simulation of SST, sea ice extents and

- ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments”. *Climate Dyn.*, 16, pp. 147-168.
- JARVIS, R. A. y PATRICK, E. A. (1973). “Clustering using a similarity measure based on shared near neighbours”. *IEEE Transactions on computers*, C22, pp. 1025-1034.
- JOHNS, T. C., CARNELL, R. E., CROSSLEY, J. F., GREGORY, J. M., MTCHELL, J. F. B., SENIOR, C. A., TETT, S. F. B., y WOOD, R. A. (1997). “The second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM: model description, spinup and validation”. *Climate Dyn.*, 13, pp. 103-134.
- KNUTSON, T. R., MANABE, S., y GU, D. (1997). “Simulated ENSO in a global coupled ocean-atmosphere model: Multidecadal amplitude modulation and CO₂ sensitivity”. *J. Climate*, 10, pp. 131-161.
- LATIF, M., SPERBER, K., ARBLASTER, J., BRACONNOT, P., CHEN, D., COLMAN, A., CUBASCH, U., COOPER, C., DELECLUSE, P., DEWITT, D., FAIRHEAD, L., FLATO, G., HOGAN, T., JI, M., KIMOTO, M., KITO, A., KNUTSON, T., LETREUT, H., LI, T., MANABE, S., MARTI, O., MECHOSO, C., MEEHL, G., POWER, S., ROECKNER, E., SIRVEN, J., TERRAY, L., VINTZILEOS, A., VOSS, R., WANG, B., WASHINGTON, W., YOSHIKAWA, I., YU, J. y ZEBIAK, S. (2001). “ENSIP: The El Niño simulation intercomparison project”. *Climate Dyn.*, 18, pp. 255-276.
- MEEHL, G. A., GENT, P. R., ARBLASTER, J. M., OTTO-BLIESNER, B. L., BRADY, E. C. y CRAIG, A. (2001). “Factors that affect the amplitude of El Niño in global coupled models”. *Climate Dyn.*, 17, pp. 515-527.
- NEELIN, J. D., BATTISTI, D. S., HIRST, A. C., JIN, F.-F., WAKATA, Y., YAMAGATA, T., ZEBIAK, S. E. y ANDERSON, D. (1998). “ENSO theory”, *J. Geophys. Res.*, 103, pp. 14261-14290.
- POPE, V. D., GALLANI, M. L., ROWNTREE, P. R. y STRATTON, R. A. (2000). “The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model – HadAM3”. *Climate Dyn.*, 16, pp. 123-146.
- TERRAY, P., DELECLUSE, P., LABATTU, S. y TERRAY, L. (2003). “Sea surface temperature associations with the late Indian summer monsoon”. *Climate Dyn.*, 21, pp.593-618.
- TRENBERTH, K. E. y HOAR, T. (1997). “The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: Longest on record”. *Geophys. Res. Letters*, 23, pp. 57-60.
- TIMMERMANN, A., JIN, F.-F. y COLLINS, M. (2004). “Intensification of the annual cycle in the tropical Pacific due to greenhouse warming”, *Geophys. Res. Letters*, 31, L12208, doi:10.1029/2004GL019442.
- TIMMERMANN, A., OBERHUBER, J., BACHER, A., ESCH, M., LATIF, M. y ROECKNER, E. (1999). “Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming”, *Nature*, 398, pp. 694-697.
- TUDHOPE, A. W., CHILCOTT, C. P., MCCULLOCH, M. T., COOK, E. R., CHAPPELL, J., ELLAM, R. M., LEA, D. W., LOUGH, J. M. y SHIMMIELD, G. (2001). “Variability in ENSO through a glacial-interglacial cycle”. *Science*, 291, pp. 1511-1517.
- PICAUT, J. y WANG, C. (2004). Understanding ENSO physics: a review. En: WANG, C., XIE, S.-P. y CARTON, J. (Eds.). *Earth’s climate: the ocean-atmosphere interaction*. American Geophysical Union, pp. 21-48.
- WOODROFFE, C. D., BEECH, M. y GAGAN, M. K. (2003). “Mid-late Holocene El Niño variability in the equatorial Pacific from coral microatolls”. *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2002GL015868.