

# VARIABILIDAD MULTIDECADAL DEL ATLÁNTICO NORTE EN MODELOS DEL CMIP5

Julián Villamayor<sup>(1)</sup>, Elsa Mohino<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid, Av. Complutense s/n, 28040 Madrid, julian.villamayor@fis.ucm.es

<sup>(2)</sup> Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid, Av. Complutense s/n, 28040 Madrid, emohino@fis.ucm.es

## 1. Introducción

La Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, acrónimo en inglés de *Atlantic Multidecadal Oscillation*) es un modo de variabilidad interna de la temperatura de la superficie del mar (TSM) del Atlántico que tiene un periodo de oscilación de entre 50 y 70 años (Kerr, 2000). Esta variabilidad está patente tanto en reconstrucciones paleoclimáticas de la TSM como en los registros instrumentales (Delworth y Mann, 2000). Sin embargo es difícil valorar su naturaleza oscilatoria debido a que no hay datos instrumentales para un periodo de tiempo suficientemente largo.

La AMO tiene una fase positiva o cálida (negativa o fría) en la que el Océano Atlántico presenta una anomalía de la TSM positiva al norte (sur). Está relacionada con la circulación termohalina (Knighth *et al.*, 2005), que transporta calor de sur a norte en la superficie del Océano Atlántico generando un patrón de la TSM, con fluctuaciones multidecadales, que tiene un gran parecido con el de la AMO (Delworth y Greatbatch, 2000).

Este patrón dipolar alternante de la anomalía de la TSM en el Atlántico entre el norte y el sur que produce la AMO tiene un fuerte impacto sobre la variabilidad de baja frecuencia del clima global.

Sobre el Atlántico tropical, con AMO positiva se observan cambios en el viento zonal respecto de la climatología debido al gradiente térmico meridional entre el Atlántico Sur y el Norte, que provoca un desplazamiento más acusado hacia el norte de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) en verano (julio, agosto y septiembre) (Knighth *et al.*, 2006). Este desplazamiento anómalo de la ZCIT genera un aumento de precipitaciones vinculadas al monzón sobre el Sahel (Zhang y Delworth, 2006; Knighth *et al.*, 2006; Ting *et al.*, 2009; Mohino *et al.*, 2011) y la India (Zhang y Delworth, 2005), y una disminución sobre el noreste de Brasil (Knighth *et al.*, 2006). En latitudes medias de la cuenca atlántica norte y en las regiones continentales colindantes, el patrón de AMO positiva está ligado a una disminución de las precipitaciones sobre la cuenca del Mississippi (Enfield *et al.*, 2001; McCabe *et al.*, 2004) y a un

aumento de las precipitaciones al noroeste del continente europeo (Knighth *et al.*, 2006; Sutton y Hodson, 2005).

Durante un periodo de AMO positiva, se observan anomalías cálidas en el campo de la temperatura del aire en superficie durante el verano tanto al este de los Estados Unidos como en el centro de Europa (Sutton y Hodson, 2005) y un calentamiento de la TSM del Mediterráneo (Ting *et al.*, 2011).

El objetivo de este trabajo es analizar cómo se reproduce la variabilidad multidecadal del Atlántico Norte y el impacto sobre la precipitación en los modelos climáticos globales acoplados océano-atmósfera (AOGCM, acrónimo en inglés de *Atmosphere-Ocean Global Climate Models*) de última generación de CMIP5 (acrónimo en inglés de *Coupled Model Intercomparison Project phase 5*).

## 2. Datos

En este trabajo se emplean los resultados de los experimentos histórico, que cubre gran parte del periodo industrial incluyendo el forzamiento radiativo externo observado, y de control preindustrial, sin forzamiento radiativo externo, de los modelos de CMIP5. Así se podrá analizar la variabilidad climática del Atlántico a escala multidecadal y comparar los resultados que se obtienen en simulaciones con forzamiento externo y sin él.

Los datos empleados son datos mensuales de temperatura en superficie y precipitación. La temperatura en superficie es, sobre los continentes, la temperatura del suelo en equilibrio radiativo (la temperatura de una fina capa de aire comprendida entre el suelo y la atmósfera) y, sobre los océanos y mares, la TSM. Los datos de precipitación están considerados en superficie e incluyen tanto la fase líquida como la sólida de todo tipo de nubes (de gran escala y convectivas). También se han empleado los datos de fracción de superficie de tierra que considera cada uno de los modelos para separar la TSM de la temperatura en superficie sobre los continentes dada por las simulaciones. Estos datos indican, en tanto por ciento, la cobertura de tierra

que hay en cada celda de la malla utilizada por el modelo.

En algunos modelos, la simulación histórica se ha realizado más de una vez con pequeñas diferencias en las condiciones iniciales. Con esto se obtiene, para un mismo modelo y un mismo experimento, un conjunto de posibles evoluciones del clima que podrían tener lugar suponiendo pequeñas variaciones en el estado inicial del mismo, que se conocen como miembros del *ensemble*.

En total, se han analizado doce modelos diferentes de CMIP5 cuyos nombres, resolución espacial, número de años, periodo y número de miembros del *ensemble* simulados en cada tipo de experimento, se muestran en la tabla 1.

Modelo	N lon	N lat	experimento	N años	periodo	N ense.
CNRM-CM5	256	128	histórico	156	1850-2005	9
			control pi.	850	1850-2699	1
CSIRO-Mk3-6-0	192	96	histórico	156	1850-2005	10
			control pi.	500	0001-0500	1
GFDL-ESM2G	144	90	histórico	145	1861-2005	1
			control pi.	500	0001-0500	1
GFDL-ESM2M	144	90	histórico	145	1861-2005	1
			control pi.	500	0001-0500	1
GISS-E2-H	144	90	histórico	156	1850-2005	5
			control pi.	531	2490-3020	1
HadGEM2-ES	192	145	histórico	145	1860-2004	1
			control pi.	575	1860-2434	1
inmcm4	180	120	histórico	156	1850-2005	1
			control pi.	500	1850-2349	1
IPSL-CM5A-LR	96	96	histórico	156	1850-2005	4
			control pi.	1000	1800-2799	1
MIROC5	256	128	histórico	163	1850-2012	1
			control pi.	670	2000-2669	1
MIROC-ESM-CHEM	128	64	histórico	156	1850-2005	1
			control pi.	255	1846-2100	1
MPI-ESM-LR	192	96	histórico	156	1850-2005	3
			control pi.	1000	1850-2849	1
MRI-CGCM3	320	160	histórico	156	1850-2005	3
			control pi.	500	1851-2350	1

Tabla 1.- Relación y características de los modelos de CMIP5 analizados.

Todos los datos de las simulaciones hechas con modelos que se han utilizado en este trabajo están disponibles en la página web de CMIP ([cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/index.html](http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/index.html)).

Los datos observados (tabla 2) utilizados para comparar los resultados obtenidos a partir de los datos de los modelos son la TSM de la base de datos HadISST1 (Rayner *et al.*, 2003) y de precipitación sobre los continentes de la reconstrucción GPCP (Rudolf *et al.*, 2003).

Base de datos	variable	resolución	N años	periodo
HadISST1	TSM	1° x 1°	140	1870 - 2009
GPCP	precipitación	1° x 1°	107	1901 - 2007

Tabla 2.- Características de los datos observados utilizados.

### 3. Metodología

Para trabajar con la variabilidad del Atlántico puramente interna, se debe eliminar la señal de gran escala que está asociada a procesos globales (Meehl *et al.*, 2004). Trenberth y Shea (2006) utilizan un método que consiste en calcular la anomalía de TSM media anual promediada en todo el globo (entre 60°N y 60°S para evitar problemas con los cambios en el hielo marino), que llamaremos índice de calentamiento global (GW, acrónimo en inglés de *Global Warming*), y restársela a la anomalía de la TSM promediada en el Atlántico Norte (de 0 a 60°N y de 0 a 80°W) en lugar de sencillamente eliminar la tendencia lineal, como hacen algunos autores (Enfield *et al.*, 2001). De este modo se obtiene el índice AMO, que se suaviza con un filtro paso bajo de 13 años para eliminar la variabilidad de más alta frecuencia.

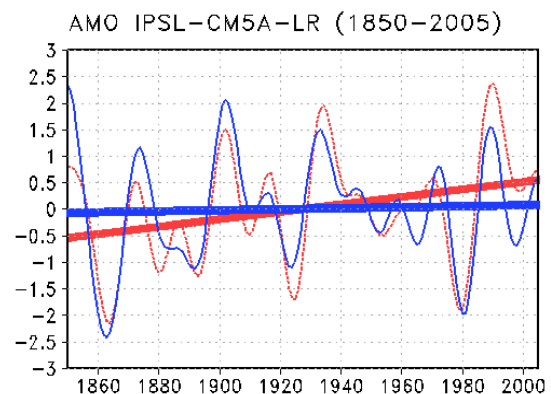


Fig. 1.- Índices AMO, estandarizados y suavizados con un filtro de 13 años, y sus tendencias lineales: en rojo el calculado sustrayendo el índice GW y en azul la obtenida del residuo de la TSM. Ejemplo representativo de todos los modelos analizados.

En este trabajo se ha visto que, utilizando el método de Trenberth y Shea (2006) con los datos de TSM simulados en el experimento histórico por los modelos del CMIP5, el índice AMO que se obtiene tiene una tendencia remanente que indica que el efecto del GW producido por el forzamiento externo no se ha eliminado adecuadamente (Fig. 1). Por eso se propone un método alternativo para separar las variaciones de la TSM inducidas por el forzamiento externo de la variabilidad interna del sistema similar al utilizado en Mohino *et al.* (2011).

Primero se calcula el índice GW estandarizado ( $GW_{in}^j$ ), de la misma forma que Trenberth y Shea (2006), utilizando la media de la anomalía de TSM

de todos los miembros del *ensemble* que se dispongan, y, asumiendo que el GW no es espacialmente uniforme, se calcula la regresión de todo el campo de la anomalía media anual de TSM de un solo miembro del *ensemble*, sobre el índice GW. De esta manera se obtiene el patrón espacial ( $GW_{pat_i}$ ) de la variabilidad debida al forzamiento externo.

$$GW_{pat_i} = \sum TSM_i^j \cdot GW_{in}^j \quad (1)$$

donde  $i$  y  $j$  son los índices espacial y temporal, respectivamente, y  $TSM_i^j$  en la anomalía de TSM. Si  $TSM_o$  es el campo original y  $nt$  el número de años de los que se tienen datos, el campo de anomalías se obtiene de la siguiente manera:

$$TSM_i^j = TSM_{o_i}^j - \overline{TSM_{o_i}} \quad (2)$$

con

$$\overline{TSM_{o_i}} = \frac{1}{nt} \sum_{j=1}^{nt} TSM_{o_i}^j \quad (3)$$

Si ahora se multiplica el patrón  $GW_{pat_i}$  por el índice  $GW_{in}^j$  se obtiene la secuencia temporal año a año de la anomalía de TSM en todo el globo inducida por el forzamiento externo. Finalmente, restándosele a la anomalía de TSM original, se obtiene el residuo de la anomalía de TSM en todo el globo ( $TSM_{res_i}^j$ ):

$$TSM_{res_i}^j = TSM_i^j - GW_{pat_i} \cdot GW_{in}^j \quad (4)$$

Una vez se ha obtenido el residuo del campo de anomalía de TSM, se hace el promedio espacial en el Atlántico Norte (de 0 a 60°N y de 0 a 80°W) para obtener la evolución temporal, es decir, el índice AMO.

El índice AMO calculado de esta forma con los datos simulados en el experimento histórico ya no muestra una tendencia lineal significativa (Fig. 1).

Dado que en el experimento de control preindustrial no se introduce forzamiento externo en los modelos, no hay que calcular el residuo del campo de anomalías de TSM y el índice AMO se obtiene haciendo el promedio directamente de la anomalía media anual de la señal de TSM dada por el modelo en el Atlántico Norte.

Con el fin de aislar la variabilidad de escala multidecadal, los índices AMO han sido filtrados con un filtro paso bajo *Butterworth* de orden 10 con una frecuencia de corte de 13 años.

La contribución de la AMO sobre la variabilidad de la temperatura en superficie y la precipitación en todo el globo, simulada por cada modelo de CMIP5, se ha obtenido mediante mapas de regresión y se ha promediado entre los doce modelos para poder analizar el comportamiento medio coherente en cada experimento. Teniendo en cuenta únicamente el signo de la anomalía de temperatura o precipitación y que esta información aportada por los puntos de cada mapa de regresión tiene el mismo peso, como propone la metodología de "un modelo, un voto" (Santer *et al.*, 2009), se consideran como regiones con resultados consistentes entre los modelos aquellas donde al menos ocho de los doce modelos coinciden en el signo de la regresión.

Con el fin de encontrar alguna fluctuación con periodicidad de escala multidecadal que sea característica de la variabilidad interna de cada modelo, en este trabajo se ha hecho un análisis de frecuencias de la serie temporal de los índices AMO sin filtrar, obtenidos a partir de los datos observados y de las dos simulaciones diferentes en cada modelo, y se calcula su poder espectral. Para determinar qué picos del poder espectral son significativos, con un nivel de confianza del 95%, se ha comparado el espectro obtenido con el de ruido rojo (Torrence y Compo, 1998).

## 4. Resultados

### 4.1. Patrón de temperatura en superficie de la AMO

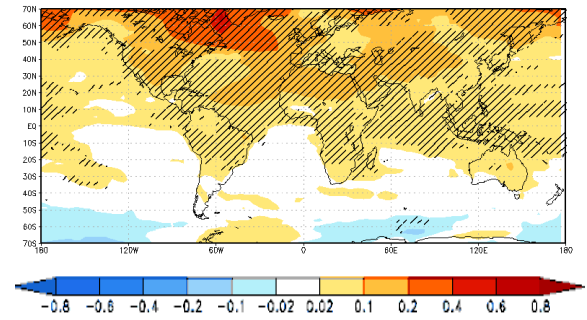


Fig. 2.- Promedio de los doce modelos de la regresión de la anomalía de la temperatura media anual en superficie (°C/desv.estándar) sobre el índice AMO obtenido a partir del residuo de la TSM del experimento histórico. La superficie rallada indica las regiones donde el índice de regresión de al menos 8 de los 12 modelos tiene el mismo signo.

Las figuras 2 y 3 muestran la media de los mapas de regresión de la anomalía de temperatura media anual en superficie sobre el índice AMO del experimento histórico y de control preindustrial, respectivamente, obtenidos para cada modelo.

En la figura 2, se aprecia un patrón con un calentamiento del Atlántico Norte, asociado a la AMO, consistente entre los distintos modelos, en forma de coma y con un máximo en la anomalía de

TSM al sur de Groenlandia, así como anomalías positivas en la superficie continental del Hemisferio Norte, especialmente al noreste de Norteamérica. También se aprecia un calentamiento generalizado y común entre los modelos, sobre todo en el Hemisferio Norte, y muy consistente entre los diferentes modelos sobre las regiones continentales y el Océano Índico (Fig. 2). Sin embargo, lejos de la cuenca norte del Atlántico se pierde el consenso entre los modelos.

En la simulación de control preindustrial (Fig. 3), nuevamente se aprecia un patrón de anomalía positiva de la TSM, consistente entre los distintos modelos, en forma de coma en el Atlántico Norte y un calentamiento anómalo de los continentes en latitudes altas, asociado a la AMO, especialmente marcado sobre el este de Norteamérica.

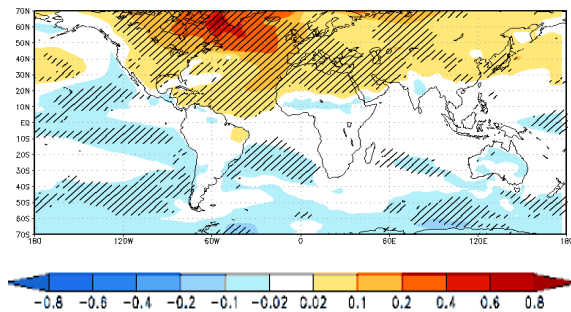


Fig. 3.- Promedio de los doce modelos de la regresión de la anomalía de la temperatura media anual en superficie (°C/desv. estándar) sobre el índice AMO del experimento de control. La superficie rallada indica las regiones donde el índice de regresión de al menos 8 de los 12 modelos tiene el mismo signo.

Comparando los dos tipos de experimentos, en las simulaciones sin forzamiento externo, es decir, en el experimento de control (Fig. 3) no se aprecia un calentamiento sobre los continentes, asociado a la AMO, tan acusado y generalizado en todo el globo como se observa en las simulaciones históricas (Fig. 2). Este resultado sugiere que, a pesar de utilizar el método alternativo al que utilizan Trenberth y Shea (2006), en el que se obtiene el residuo de la anomalía de la TSM para calcular el índice AMO, no se ha conseguido aislar completamente la variabilidad interna de baja frecuencia de la TSM del forzamiento externo en las simulaciones históricas, que aparentemente provoca un aumento de la temperatura de la superficie de todo el globo (Fig. 2). Esto pone de manifiesto la necesidad de utilizar otro método para aislar la variabilidad interna del forzamiento externo que da el calentamiento global y aplicárselo tanto a las simulaciones históricas como a las observaciones para obtener una señal de variabilidad interna natural más depurada.

En el mapa correspondiente a la anomalía de temperatura en superficie del experimento de control

compuesto por todos los modelos (Fig. 3), se obtiene un patrón de la anomalía de TSM muy similar al de las observaciones (Fig. 4), que también muestra un patrón de anomalía de TSM, sobre el Atlántico Norte, asociado a la AMO parecido al que se obtiene en ambas simulaciones (Figs. 2 y 3).

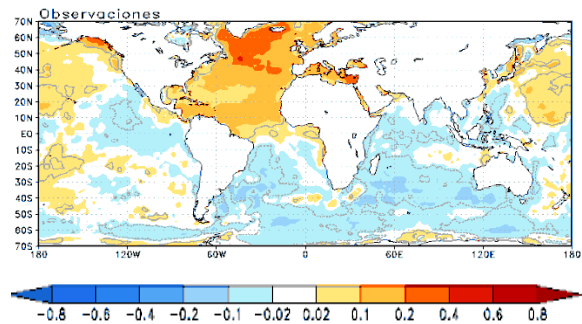


Fig. 4.- Regresión de la anomalía de la TSM (°C/desv. estándar) observada sobre el índice AMO obtenido a partir del residuo de las observaciones de TSM de la base de datos HadISST1. Los contornos grises indican las regiones donde la correlación es significativa con un nivel de significación 0.05 (a partir de un test-t).

#### 4.2. Impacto de la AMO sobre la precipitación en los modelos

En la figura 5 se muestra el promedio de los mapas de regresión del campo de anomalía de la precipitación media en verano (julio, agosto y septiembre). Por lo general, los modelos dan una respuesta frente a una AMO positiva de abundantes lluvias sobre el Sahel y de sequía relativa a la climatología al sur de esta región características del desplazamiento anómalo del cinturón de precipitación tropical hacia el norte (Giannini *et al.*, 2003). Esta respuesta de la precipitación tropical es consistente con el patrón de TSM que tiene la AMO (Fig 2): como el Atlántico Norte se calienta más que el Sur con índice AMO positivo, el gradiente de temperatura que aparece de sur a norte favorece el desplazamiento hacia el norte de la ZCIT (Ting *et al.*, 2011), incrementando las precipitaciones en una delgada franja centrada en unos 15°N y disminuyéndolas en torno a 5°N respecto de la climatología. Por el mismo hecho, la mayoría de los modelos reproducen precipitaciones anómalamente escasas sobre el norte de Brasil y abundantes sobre Centroamérica (Fig. 5). En general, los modelos también muestran un aumento débil pero generalizado de las precipitaciones al norte del Atlántico, que llega a afectar al oeste de Europa (Knigh *et al.*, 2006; Sutton y Hodson, 2005), y anomalías negativas sobre el sureste de Estados Unidos y al norte de México (Fig. 5).



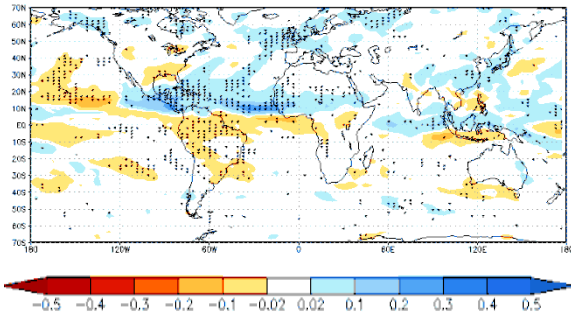


Fig. 5.- Promedio de los doce modelos de la regresión de la anomalía de precipitación (mm/día/desv.estándar) media en verano (julio, agosto y septiembre) sobre el índice AMO obtenido a partir del residuo de la TSM del experimento histórico. La superficie punteada indica las regiones donde el índice de regresión de al menos ocho de los doce modelos tienen el mismo signo.

Pero el consenso entre las distintas simulaciones se pierde a medida que nos alejamos de la cuenca atlántica (Fig. 5). Sobre el Océano Índico, donde se esperaría una respuesta coherente y común en los distintos modelos de la precipitación frente a la AMO de anomalía positiva sobre la India en verano (Zhang y Delworth, 2006), no se aprecia una señal clara y común a los modelos que reproduzca ese patrón de incremento de las lluvias vinculadas al monzón hacia el norte.

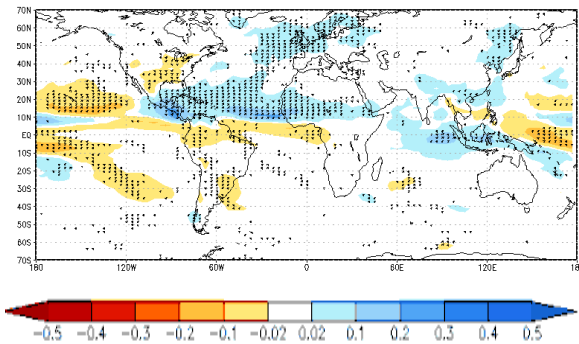


Fig. 6.- Promedio de los doce modelos de la regresión de la anomalía de precipitación (mm/día/desv.estándar) media en verano (julio, agosto y septiembre) sobre el índice AMO obtenido a partir de la TSM del experimento de control. La superficie punteada indica las regiones donde el índice de regresión de al menos ocho de los doce modelos tienen el mismo signo.

En el conjunto de las simulaciones de control (Fig. 6) se obtiene también un desplazamiento hacia el norte de las precipitaciones en el Atlántico tropical y un aumento sobre el noroeste de Europa, asociados a la AMO, más consistentes que en la histórica (Fig. 5). En general, el patrón de anomalía de precipitación obtenido en el experimento de control es similar al obtenido en el experimento histórico con la excepción de la región de Indonesia, donde el de control (Fig. 6) da anomalías positivas sobre todo

el archipiélago y el histórico (Fig. 5) da positivas al norte y negativas al sur.

Comparando estos resultados con el patrón de precipitación sobre los continentes obtenido como respuesta de la AMO observada (Fig. 7), se puede decir que, tanto en la simulación histórica (Fig. 5) como en la de control (Fig. 6), los modelos reproducen el aumento de precipitaciones sobre el Sahel, Centroamérica y el noroeste de Europa y disminución sobre el norte de Brasil, la costa del golfo de Guinea y parte de la cuenca del Mississippi de acuerdo con lo observado (Enfield *et al.*, 2001; McCabe *et al.*, 2004). Pero no se reproduce el aumento de las precipitaciones vinculadas al monzón en la India en condiciones de AMO positiva, como se sugiere en el trabajo de Zhang y Delworth (2005), ni la señal de anomalía negativa al sureste de Australia observada (Fig. 7). A diferencia de la simulación de control (Fig. 6), la histórica (Fig. 5) reproduce la señal positiva de las anomalías de precipitación observadas al sur de Alaska, al norte de la península del Labrador y al norte de Indonesia y negativas al sur del archipiélago.

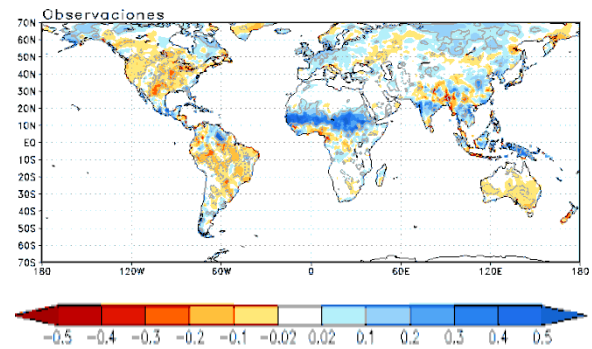


Fig. 7.- Regresión de la anomalía de precipitación (mm/día/desv.estándar) observada sobre los continentes sobre el índice AMO obtenido a partir del residuo de las observaciones de TSM de la base de datos HadISST1. Los contornos grises indican las regiones donde la correlación es significativa con un nivel de significación 0.05 (a partir de un test-t).

#### 4.3. Análisis de frecuencias de los índices AMO

Para analizar las periodicidades de los índices AMO obtenidos en las observaciones y en las simulaciones de todos los modelos, se representa el poder espectral.

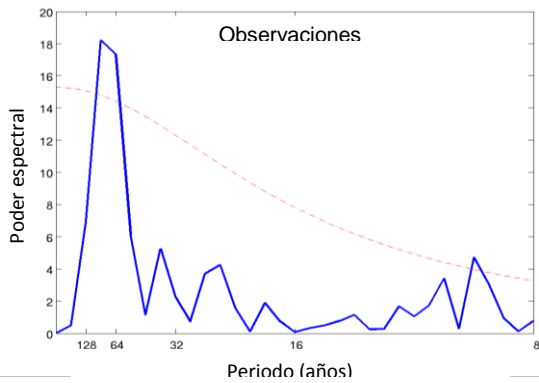


Fig. 8.- Poder espectral del índice AMO obtenido a partir de las observaciones (azul) y nivel de confianza del 95% (rojo), expresado en unidades de la varianza del índice AMO estandarizado (unidades estándar), en función del periodo.

La figura 8 muestra el poder espectral, calculado a partir de la transformada de Fourier, del índice AMO obtenido a partir de las observaciones. Se puede apreciar que hay un pico significativo con un periodo de unos 65 o 70 años, que es el periodo de oscilación de la AMO encontrado en otros estudios sobre la variabilidad interna de la TSM en el Atlántico (Kerr, 2000).

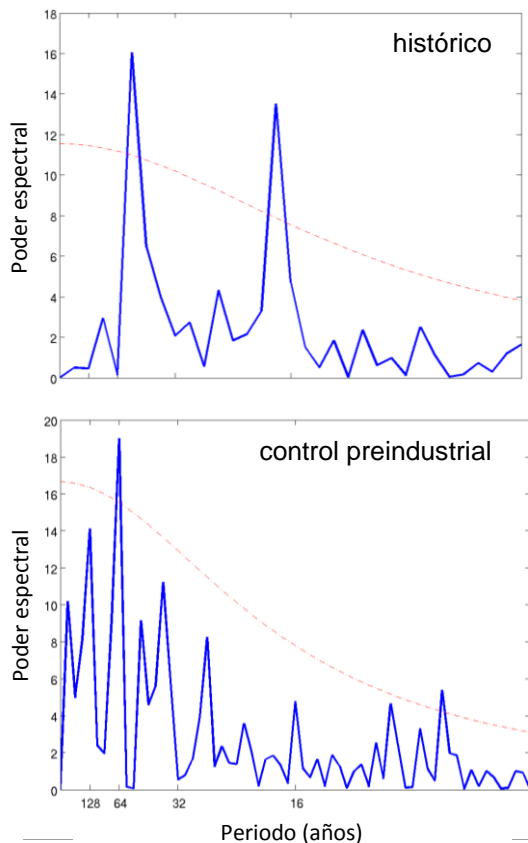


Fig. 9.- Poder espectral de los índices AMO calculados del modelo CSIRO-Mk3-6-0 para el experimento histórico (arriba), de control preindustrial (abajo) y nivel de confianza del 95% (línea roja discontinua), expresado en unidades de la varianza del índice AMO estandarizado (sin unidades), en función del periodo.

En general, los espectros de cada modelo son muy diferentes y no existe un consenso respecto a la periodicidad característica de la AMO entre todos. Sin embargo hay modelos (CSIRO-Mk3-6-0, IPSL-CM5A-LR y MRI-CGCM3) que muestran una periodicidad significativa comparable a la observada (entre unos 60 y 80 años) tanto en la simulación histórica como en la de control preindustrial (Fig. 9, muestra solo el caso de CSIRO-Mk3-6-0 como ejemplo). Hay otros modelos, como CNRM-CM5 y HadGEM2-ES, que simulan una señal de variabilidad con un periodo de en torno a 100 años en la simulación de control preindustrial que no se registra en la simulación histórica (Fig. 10, muestra solo el caso de CNRM-CM5 como ejemplo) ni en las observaciones. Esto puede ser debido a que el registro de datos observados y simulados en el experimento histórico, de unos 150 años, no es suficiente para poder evaluar la naturaleza oscilatoria de la AMO a periodos tan altos (Delworth y Mann, 2000). En el trabajo de Gray *et al.* (2004) se reconstruyen los datos de TSM de los tres últimos siglos a partir de *proxies*, se analiza el espectro de frecuencias de la variabilidad del Atlántico Norte y se encuentra una señal robusta con un periodo de hasta 100 años.

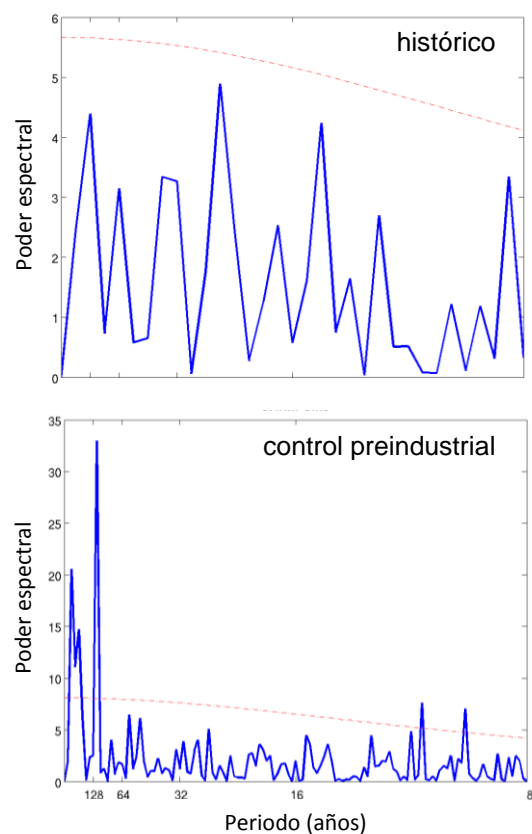


Fig. 10.- Poder espectral de los índices AMO calculados del modelo CNRM-CM5 para el experimento histórico (arriba), de control preindustrial (abajo) y nivel de confianza del 95% (línea roja discontinua), expresado en unidades de la varianza del índice AMO estandarizado (sin unidades), en función del periodo.

## 5. Conclusiones

En este trabajo se ha analizado la variabilidad interna del Atlántico a escala multidecadal simulada por modelos climáticos de última generación del CMIP5, tanto con forzamiento externo (experimento histórico) como sin él (experimento de control preindustrial) y se ha obtenido un patrón de TSM asociado a la AMO de anomalías positivas en el Atlántico Norte similar en las dos simulaciones que, además, es consistente con las observaciones. La diferencia principal obtenida en la respuesta de la anomalía de temperatura en superficie entre las dos simulaciones es la señal de anomalías positivas generalizadas en todo el globo en el experimento histórico, que no se obtienen en el de control preindustrial. Esto sugiere que aún queda un remanente de forzamiento externo que no se ha podido extraer de la variabilidad interna con el método empleado del cálculo del residuo de la anomalía de TSM.

La mayoría de los modelos muestran una gran influencia de la AMO sobre el campo de anomalía de precipitación en verano simulado en ambos experimentos, especialmente en las regiones continentales colindantes al Atlántico Norte y tropical, donde las simulaciones son consistentes con el patrón de precipitación de las observaciones.

También se ha visto que los modelos no simulan índices AMO con una periodicidad bien definida.

## 6. Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado gracias a los proyectos MICINN CGL2011-13564-E, CGL2009-10285 y MARM MOVAC 200800050084028.

## 7. Referencias

Delworth TL, Mann ME (2000) Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere, *Clim. Dyn.* 16:661–676

Delworth TL, Greatbatch RJ (2000) Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing, *J. Clim.* 13:1481–1495

Enfield DB, Mestas-Núñez AM, Trimble PJ (2001) The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S., *Geophys. Res. Lett.* 28:2077–2080

Giannini A, Saravanan R, Chang P (2003) Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales, *Science* 302:1027–1030

Gray ST, Graumlich LJ, Betancourt JL, Pederson GT (2004) A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation 1567 A.D. *Geophys Res Lett* 31 doi:10.1029/2004GL019932

Kerr RA (2000) A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, *Science* 288:1984–1985

Knight JR, Allan RJ, Folland CK, Vellinga M, Mann ME (2005) A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate, *Geophys Res Lett* 32. doi:10.1029/2005GL024233

Knight JR, Folland CK, Scaife AA (2006) Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophys Res Lett* 33. doi:10.1029/2006GL026242

McCabe GJ, Palecki MA, Betancourt JL (2004) Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 01:4136–4141

Meehl GA, Washington WM, Ammann CM, Arblaster JM, Wigley TML, Tebaldi C (2004) Combinations of natural and anthropogenic forcings in twentieth-century climate, *J. Clim.* 17:3721–3727

Mohino E, Janicot S, Bader J (2011) Sahel rainfall and decadal and multi-decadal sea surface temperature variability, *Clim Dyn* 37:419–440. doi:10.1007/s00382-010-0867-2

Rayner NA, Parker DE, Horton EB, Folland CK, Alexander LV, Rowell DP (2003) Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the nineteenth century, *J Geophys Res* 108. doi:10.1029/2002JD002670

Rudolf B, Fuchs U, Schneider U, Meyer-Christoffer A (2003) Introduction to the global precipitation Climatology Centre (GPCC), *Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M.* pp. 16

Santer BD, Taylor KE, Gleckler PJ, Bonfils C, Barnett TP, Pierce DW, Wigley TML, Mears C, Wentz FJ, Brüggemann W, Gillett NP, Klein SA, Solomon S, Stott PA, Wehner MF (2009) Incorporating model quality information in climate change detection and attribution studies, *PNAS* doi: 10.1073/pnas.0901736106

Sutton, RT, Hodson DLR (2005) Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate, *Science* 309:115–118

Ting M, Kushnir Y, Seager R, Li Cuihua (2009) Forced and internal 20th century SST trends in the North Atlantic, *J Clim* 22:1469–1481

Ting M, Kushnir Y, Seager R, Li Cuihua (2011) Robust features of Atlantic multi-decadal variability and its climate impacts, *Geophys. Res. Lett.* 38, L17705, doi:10.1029/2011GL048712

Torrence C, Compo GP (1998) A Practical Guide to Wavelet Analysis, *Bull Amer Meteor Soc* 79:61–78

Trenberth KE, Shea DJ (2006) Atlantic hurricanes and natural variability in 2005, *Geophys Res Lett* 33. doi:10.1029/2006GL026894

Zhang R, Delworth TL (2005) Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation, *J. Clim.* 18:1853–1860

Zhang R, Delworth TL (2006) Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes, *Geophys Res Lett* 33. doi:10.1029/2006GL026267