

La Transición Climática y la Variabilidad Climática en la región Mediterránea.

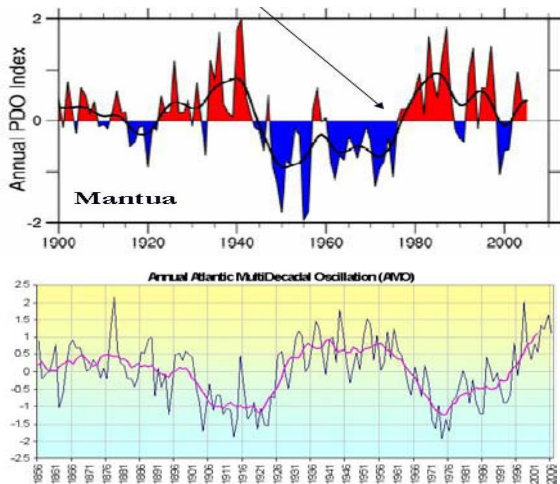
Jorge López Parages⁽¹⁾, Belén Rodríguez de Fonseca⁽²⁾

⁽¹⁾ Dpto. de Geofísica y Meteorología. Universidad Complutense de Madrid. Madrid
(parages@fis.ucm.es)

1. Introducción

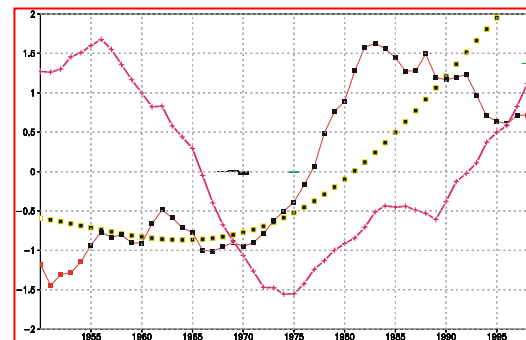
El conocimiento del clima reciente es el mejor laboratorio para poder llevar a cabo una buena modelización del clima futuro. Por ello es importante distinguir entre la variabilidad natural del clima de aquella de origen antropogénico, dos realidades que afectan rotundamente al sistema climático y que pueden interferir constructiva o destructivamente.

La llamada Transición Climática (TC) se ha definido como un cambio drástico en el estado básico del Pacífico tropical y en la dinámica del fenómeno ENSO en 1976-77 (Fedorov y Philander, 2000). No obstante, el impacto de este cambio se ha observado en el comportamiento del clima global del planeta, sin demostrarse a día de hoy si esta transición está asociada al cambio climático antropogénico o se debe a cambios de origen natural en el que están involucradas oscilaciones multidecadales como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO¹) (Mantua et al., 1997; Minobe, 1997). En la misma línea, existe otro cambio drástico del clima en 1968, que coincide con un cambio de fase de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO²), un cambio en el índice de lluvia en el Sahel, en la circulación zonal controlada por la célula de Walker, en la circulación meridional vía célula de Hadley, etc. (Baines y Folland, 2006).



¹ PDO: Acrónimo del término inglés Pacific Decadal Oscillation

² AMO: Acrónimo del término inglés Atlantic Multidecadal Oscillation



La variabilidad del clima en la región Mediterránea está determinada por la llamada Oscilación del Atlántico Norte (NAO, Hurrell, 2003), cuya fase positiva ha sufrido un incremento en frecuencia e intensidad sin precedentes dentro del período instrumental en las décadas posteriores a la TC, coincidiendo con condiciones severas de sequía en la región mediterránea y con una fuerte variabilidad. Existen evidencias de que este cambio en el clima del Atlántico Norte en la segunda mitad del siglo XX está ligado a un progresivo calentamiento de los océanos tropicales (Hoerling et al., 2001). El aumento de la temperatura oceánica altera el patrón de precipitación en los trópicos, mientras que el calentamiento atmosférico asociado parece el responsable de cambios en la NAO. Asimismo, se ha documentado la no estacionariedad de los impactos de la NAO (Vicente-Serrano y López-Moreno, 2008b), lo cual implica cambios en la dinámica subyacente, de gran utilidad en el avance del conocimiento de los mecanismos que originan la variabilidad del intercambio de presión entre el cinturón de bajas subpolares y la alta subtropical.

La Variabilidad del Atlántico Tropical (VAT) y el fenómeno de *El Niño* son otros factores importantes a la hora de predecir el clima del sector Euro-Atlántico y Mediterráneo. En relación al fenómeno de *El Niño*, y en la línea de la TC, diversos trabajos han mostrado cómo la influencia del ENSO³ en la región mediterránea tampoco ha sido estacionaria,

³ ENSO: Acrónimo del término inglés El Niño-Southern Oscillation.

con máximas correlaciones a principios del siglo XX y desde los años 70, coincidiendo con el periodo posterior a la TC (Mariotti et al. 2002), y en concordancia con la evolución del índice AMO. Asimismo, desde finales de los años 60 *El Niño* (*Niña*) del Atlántico en verano está relacionado con una *Niña* (*Niño*) en el Pacífico en el invierno siguiente (Rodríguez de Fonseca et al. 2009), resultando ambos fenómenos capaces de coexistir en los meses de verano. Además, este mismo trabajo demuestra, con experimentos realizados con la ayuda de un modelo acoplado en el Pacífico, como las anomalías de temperatura superficial del mar observadas en el Atlántico desde los años 50 son capaces de generar a partir de 1968 una *Niña* en el Pacífico, aumentando con ello la predictabilidad de ENSO. Las consecuencias de este hallazgo afectan a los estudios de variabilidad climática global, con aplicaciones importantes en los sistemas de predicción estacional y decadal.

Con todo ello, el objetivo de este trabajo es doble. Por un lado, se pretende realizar el estudio de la variabilidad climática interanual en Europa antes y después de la transición climática. Por otro lado se pretende estudiar la variabilidad climática interanual durante el siglo XX, descartando paulatinamente la influencia de cada uno de los factores decadales comentados con objeto de esclarecer la influencia de los mismos sobre la variabilidad interanual. Para ello se investigará la influencia de los índices multidecadales AMO y PDO, así como la señal de cambio climático antropogénico (GW).

Se pretende filtrar la influencia oceánica, tanto multidecadal de origen natural como la debida al cambio climático antropogénico, con fines predictivos, ya que es la SST la variable clave a la hora de realizar una buena predicción estacional, anual o decadal.

Los datos empleados y la metodología se describen brevemente en la sección 2, para pasar a analizar los resultados (sección 3) y llevar a cabo una discusión de los mismos en el entorno de la transición climática.

2. Objetivos y metodología

En la primera parte de este trabajo se pretende revisar si la transición climática de los 70 o el cambio drástico de 1968 han afectado de alguna forma a la variabilidad climática en Europa y, en concreto, en la región mediterránea. Para ello se aplicará el método estadístico de funciones empíricas ortogonales (EOF) a los campos de anomalías estacionales de precipitación en la región de interés, correspondientes a dos periodos de tiempo de 21 años, antes (1950-1970) y después (1979-1999) de la década de los 70s. Nos referiremos a éstos en lo que sigue como primer y segundo período respectivamente. El análisis EOF

determina las direcciones principales de variabilidad de un campo mediante la diagonalización de la matriz de varianzas. La comparación de las EOFs de cada periodo permitirá identificar las diferencias existentes en los modos que explican el mayor porcentaje de variabilidad de la precipitación, así como entre sus proyecciones sobre otros campos de interés, como son la presión en superficie, la altura geopotencial a 500 y 200 hPa, o la temperatura de la superficie del mar (SST). De esta manera se pretende identificar si el origen de los cambios en la precipitación en Europa antes y después de la TC se debe a un forzamiento externo o a la propia variabilidad interna del sistema. La elección de los periodos, con un total de 8 años entre uno y otro, no ha sido arbitraria. Al no existir consenso acerca de los cambios asociados a la TC, se ha decidido elegir dos periodos temporales suficientemente separados como para poder identificar, si se da el caso, variaciones en los modos de precipitación asociadas a este fenómeno.

Este análisis se ha realizado para las estaciones de invierno (EFM), primavera (MAM) y otoño (SON), calculando anomalías respecto a la media estacional. Se han empleado datos de la base de datos GPCC (Schneider et al., 2008)

Para la segunda parte de este estudio, se ha repetido el análisis EOF pero para todo el siglo XX, tanto para la serie anómala sin filtrar, como tras eliminar las señales de PDO, AMO y GW. Los índices de PDO y AMO se han tomado de NOAA PSD y la señal de GW esta calculada a partir de la base de datos HadISST1 (Rayner et al. 2003), con un filtro butterworth de orden 10 y una frecuencia de corte de 40 años.

El trabajo se ha completado con el análisis de las proyecciones asociadas sobre el campo de SST y geopotencial, a partir de registros instrumentales (bases de datos) de SST (NOAA Extended Reconstructed SST V3b Data) y productos derivados, como reanálisis (NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996).

3. Resultados

3.1. Cambios en los modos interanuales tras la TC

La figura 1 representa, tras el análisis EOF, los dos primeros modos de variabilidad de la precipitación correspondientes al primer y segundo período para primavera (explicando 17% y 12% en el primer caso y 19% y 13% en el segundo). También se muestran las proyecciones asociadas en diferentes niveles de la atmósfera. Se aprecian cambios significativos entre los dos periodos. El primer modo mantiene una estructura dipolar, pero con un desplazamiento de las regiones significativas al suroeste, que tiene

también impacto en los principales centros de acción atmosféricos. Así, el centro de acción sobre Escandinavia que en el primer periodo aparece con una estructura barotrópica y rodeado de anomalías de distinto signo sobre el océano Atlántico y sobre el continente euroasiático, aparece desde los 70 sobre las Islas Británicas y con una menor importancia de las anomalías que le circundan. Este cambio en el patrón de precipitación es importante sobre la PI ya que en el primer periodo es significativo en el suroeste mientras que en el segundo periodo aparece significativo al noroeste y al sureste peninsular.

El segundo modo de precipitación también muestra variaciones de una misma estructura tripolar centros al norte y sur de Europa y sobre el Norte de África. En este caso, los cambios en la atmósfera se hacen incluso más evidentes, con una influencia polar muy superior en el segundo periodo, y con la aparición de nuevos centros de acción, destacando dos sobre el Océano Pacífico que tienen repuesta en superficie con un incremento significativo de anomalías de temperatura del mar en la franja ecuatorial. Estos resultados señalan posibles variaciones en los mecanismos de teleconexión que podrían estar provocando a su vez las diferencias significativas encontradas en la precipitación sobre la región de interés. De hecho, aunque la señal atmosférica sobre el sector euro-atlántico es similar en ambos periodos, la señal global indica que la estructura atmosférica asociada es más regional antes de los 70.

Los resultados para otoño (no mostrados) e invierno (figura 2) indican nuevamente la no estacionariedad en los modos de precipitación estudiados antes y después de los 70s, presentando, asimismo, proyecciones atmosféricas y oceánicas diferentes.

En el caso del invierno, las diferencias entre los dos periodos se acrecientan, respecto a las otras dos estaciones estudiadas, tanto para el primer como para el segundo modo. De hecho, el primer modo del segundo periodo, que muestra una estructura dipolar de precipitación asociada a un patrón anómalo atmosférico dipolar, aparece como segundo modo en las décadas del primer periodo. Este modo, que representa la Oscilación del Atlántico Norte aparece con los centros de acción desplazados hacia el suroeste en el segundo periodo en comparación con el primero, resultado que también aparecía en primavera. Además, este modo (primero después de los 70, y segundo antes de los 70) proyecta en una estructura de carácter mucho más global después de los 70 que en las décadas previas.

Como se verá más adelante, el análisis de la estación invernal es el que merece más atención, por haberse encontrado altamente influido por la variabilidad multidecadal del clima.

3.2. Análisis de los modos interanuales durante el S XX

Tras repetir el mismo análisis EOF para un periodo temporal mucho mayor (1902-2003) encontramos una característica común para las tres estaciones: los modos encontrados, aunque parecen mantenerse respecto a los identificados antes y después de los 70s, presentan diferencias en la extensión de las regiones significativas. En todos los casos podrían incluso reproducirse, de manera aproximada, los modos principales de precipitación de este nuevo periodo sumando las contribuciones de los modos identificados anteriormente para cada periodo. Este resultado parecería indicar que cada periodo está dominado por una variabilidad diferente de manera que, cuando se repite el análisis para un periodo mayor, aparecen modos que son combinación lineal de los modos de periodos diferentes. Los resultados para invierno correspondientes a este último análisis EOF se muestran en la figura 3. Por tanto, en el caso de que se hayan producido cambios en el estado base del océano durante este nuevo periodo extendido (que involucren variaciones de frecuencia mucho menor) se podrían estar mezclando, en un mismo modo, dos diferentes que subyazcan mecanismos físicos distintos. Este comportamiento podría señalarnos la necesidad de aplicar filtros multidecadales a la hora de analizar los resultados correspondientes a un periodo de tiempo tan largo.

Teniendo en cuenta lo expuesto en la introducción, en la siguiente sección se va a analizar la contribución de dos patrones de variabilidad natural multidecadal (AMO y PDO) junto con los patrones fruto de la modulación multidecadal.

3.3. Modulación multidecadal de la señal interanual

Tal y como se ha señalado con anterioridad, la segunda parte del estudio pretende investigar la influencia que puede tener la señal de SST correspondiente a cambio climático antropogénico de aquella correspondiente a la propia variabilidad natural de baja frecuencia en la precipitación sobre Europa. Para ello se ha calculado el mapa de precipitación asociado a cada una de estas señales en cada estación y se ha eliminado la variabilidad inmersa en estos mapas de los campos originales de anomalías de precipitación. Posteriormente se ha llevado a cabo un nuevo análisis EOF para el periodo 1902-2003 para comprobar si esta manipulación de los datos iniciales tiene impacto en los modos encontrados.

Se ha calculado la primera EOF para primavera, otoño e invierno, para seis casos distintos en los que se ha eliminado variabilidad de diferente naturaleza: la debida a los índices AMO y PDO por separado y en conjunto, la introducida por la señal de calentamiento global (GW), y la combinación de variabilidad natural y antropogénica

(AMO+PDO+GW). Asimismo, también se han obtenido las proyecciones asociadas a cada uno de los mapas de precipitación sobre la temperatura de la superficie del mar. La comparación de los resultados originales obtenidos sin ningún tipo de manipulación en los datos con estos últimos, nos permite inferir la influencia que los índices multidecadales señalados y la señal de SST de cambio climático, tienen sobre la precipitación en Europa. En primavera y otoño no se distinguen cambios apreciables al eliminar la variabilidad asociada a AMO, PDO y GW por separado. Es necesario combinar estas señales para distinguir algunos cambios significativos. Así, al eliminar la influencia de (AMO+PDO) y (AMO+PDO+GW) se reducen ligeramente las regiones significativas sobre la Península Ibérica (PI) y el norte de África. De modo parecido, es en estos últimos casos donde se distinguen variaciones apreciables en las proyecciones oceánicas, con un incremento de las anomalías de temperatura en los océanos Pacífico, Atlántico e Índico en el caso de la primavera y en los océanos Atlántico y Pacífico en el caso del otoño. No obstante, es invierno la estación que presenta las mayores variaciones, mostrándose los resultados correspondientes en la figura 4. Al eliminar la señal asociada a AMO y PDO por separado se aprecian diferencias significativas en la EOF1, de manera especialmente clara en este último caso, en donde desaparece casi por completo las regiones significativas sobre la PI y la cuenca Mediterránea.

Los mapas de regresión sobre la temperatura del mar indican, tanto para los casos sin variabilidad natural de la SST (AMO+PDO) como para el caso sin GW, un notable incremento de la amplitud de las anomalías en las cuencas oceánicas, principalmente de las regiones tropicales.

La respuesta oceánica resulta coherente con los cambios encontrados en los modos de precipitación, señalando nuevamente una influencia ligeramente mayor de la PDO, respecto a la ejercida por la AMO, vía océano Pacífico. No obstante, la influencia de esta última señal oceánica sobre la precipitación en Europa muestra incrementos superiores a los de la PDO en los océanos Atlántico e Índico.

Para visualizar con mayor claridad la influencia oceánica debida a variabilidad natural y antropogénica por separado, se han calculado las diferencias entre los mapas de regresión correspondientes a los datos íntegros y a los obtenidos una vez filtrada la señal (AMO+PDO) en un caso (mapa 4a-4e), y GW en el otro (mapa 4a-4d). Asimismo, se ha optado también por obtener el incremento relativo experimentado por las regiones significativas obtenidas inicialmente para la EOF1 invernal al filtrar estas señales, natural y antropogénica. Los resultados, mostrados en la figura 5, señalan una mayor influencia de la

variabilidad natural, frente a la antropogénica, en el forzamiento oceánico asociado al primer modo de la precipitación en la región de interés. Las variaciones relativas de las regiones significativas iniciales alcanzan valores en torno al 80% debidas a la señal natural combinada AMO+PDO, mientras que para la señal antropogénica (GW), los incrementos, si bien se mantienen altos, no superan el 60%. Por otro lado, es posible apreciar un impacto muy similar de ambas señales en las cuencas oceánicas tropicales, mientras que en latitudes medias del hemisferio norte la respuesta de los océanos resulta opuesta.

3.4. Relevancia de las señales estudiadas en la TC

Bajo la hipótesis (anteriormente comentada en 3.1.) de que los modos correspondientes a cada uno de los períodos estudiados (1950-1970 y 1979-1999) corresponden al modo encontrado para el período completo (1902-2003), modificado según la propia variabilidad del estado base (AMO+PDO+GW), se ha realizado un último análisis para ver el impacto asociado a posibles modificaciones de dicho estado base, antes y después de la TC, sobre la precipitación en nuestra área de estudio. Para ello se han calculado las diferencias entre cada uno de los modos de los dos períodos señalados (1950-70 y 1979-1999) y los modos que hemos ido construyendo para el período extendido al filtrar paulatinamente las señales natural y antropogénica. Los resultados se muestran en la figura 6, donde, a los mapas nuevos se han añadido algunos anteriormente expuestos con el propósito de facilitar la comprensión de la misma.

La influencia del estado base natural (AMO+PDO) varía de manera muy significativa en la Europa central y mediterránea (ver figuras 6g y 6h), pasando de valores negativos a positivos en el primer caso e introduciendo regiones nuevas de significatividad en el segundo. En la costa norte de la península escandinava también se distinguen nuevas zonas significativas con valores positivos.

La influencia debida al GW (figuras 6i y 6j) parece afectar, de manera aproximada, a las mismas regiones que en el caso anterior (Europa central y mediterránea, y norte de Escandinavia) aunque la intensidad de las variaciones antes y después de la TC parecen menores en este último caso. Este resultado está en concordancia con los anteriores deducidos para el período extendido (1902-2003) en los que se veía una mayor influencia de la variabilidad natural (en especial en el caso de la PDO) frente a la antropogénica (GW) en el comportamiento de la EOF1 en invierno para Europa. Por otro lado, a la vista de los resultados mostrados en la figura 6, el norte de África parece mostrarse menos vulnerable que el continente europeo a variaciones multidecadales en el estado base.

4. Conclusiones

1. Los modos de variabilidad interanual han cambiado antes y después de la TC

2. Estos cambios son significativos en primavera e invierno, y apuntan como causas fundamentales:

- un desplazamiento de los centros de acción de la señal atmosférica hacia el suroeste desde las décadas previas a la TC a las décadas posteriores.
- un fortalecimiento de la intensidad de los centros de acción sobre Europa.
- una señal de carácter global en niveles medios y altos mucho más clara desde la TC.

3. El modo de variabilidad que muestra un mayor cambio es el modo 1 en invierno, que caracteriza la influencia de la Oscilación del Atlántico norte tras la TC pero no así en las décadas anteriores.

4. La señal de SST, diferente antes y después de la TC, señala la necesidad de investigar la modulación multidecadal de la influencia de SST en los modos interanuales de precipitación. Estos cambios en los modos de variabilidad interanual invernal en el sector EuroAtlántico no parecen estar debidos únicamente a la influencia antropogénica, ya que la eliminación de la influencia de dos índices naturales de variabilidad multidecadal de la SST (AMO y PDO) produce variaciones significativas en los modos de precipitación identificados en la región de interés.

5. La respuesta oceánica asociada a la precipitación en el sector Euro-Atlántico, debida a la señal de cambio climático antropogénico, presenta características comunes a las debidas a la variabilidad de los índices AMO y PDO. Ambas señalan un impacto similar en las cuencas oceánicas tropicales, no siendo así en los extratropicos. Este comportamiento parece señalar la importancia que puede tener en el contexto de TC la propia variabilidad natural multidecadal del sistema climático, que podría, según en que períodos, minimizar o amplificar el impacto debido al cambio climático antropogénico.

REFERENCIAS

Baines, G. P. and Folland, C. K.,(2006): Evidence for a Rapid Global Climate Shift across the Late 1960s. *Journal of Climate*, 20, 12, pp. 2721-2744.

Fedorov, A. V. and G. Philander, (2000): Is El Niño changing? . *Science*, 288 , 5473, pp. 1997 – 2002.

Hurrell, J.W., Kushnir Y., Ottersen G. and Visbeck M., (2003): An overview of the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation* (Eds. Hurrell, J.W., Kushnir Y., Ottersen G. and Visbeck M.) AGU.

Kalnay, E., et al., (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*.

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.

Mariotti, A., Zeng, N. and Lau, K.-M.,(2002): Euro-Mediterranean rainfall and ENSO- a seasonally varying relationship, *Geophysical Research Letters*, 29, 12. 10.1029/2001GL014248.

Minobe, S. (1997): A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophysical Research Letters*, 24, pp 683-686.

Rodriguez-Fonseca B., I. Polo, J. Garcia-Serrano, T. Losada, E. Mohino, C. R. Mechoso and F. Kucharski, (2009): Are the Atlantic Ninos enhancing Pacific ENSO events in recent decades?. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 36, L20705, doi:10.1029/2009GL040048

Vicente-Serrano SM, López-Moreno JI, (2008b): Nonstationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 113.

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

Schneider et al., (2008): Global Precipitation Analysis Products of the GPCC. Global Precipitation Climatology Centre.

AGRADECIMIENTOS

*Proyecto financiado por el MMA, con referencia 200800050084028. Modelización de la variabilidad climática global mediante una jerarquía de modelos climáticos. Relevancia en el clima de la Península Ibérica (MOVAC)

*Proyecto financiado por el MEC, con referencia CGL2009-10285, TRACS: Variabilidad del Atlántico Tropical y la Transición Climática.

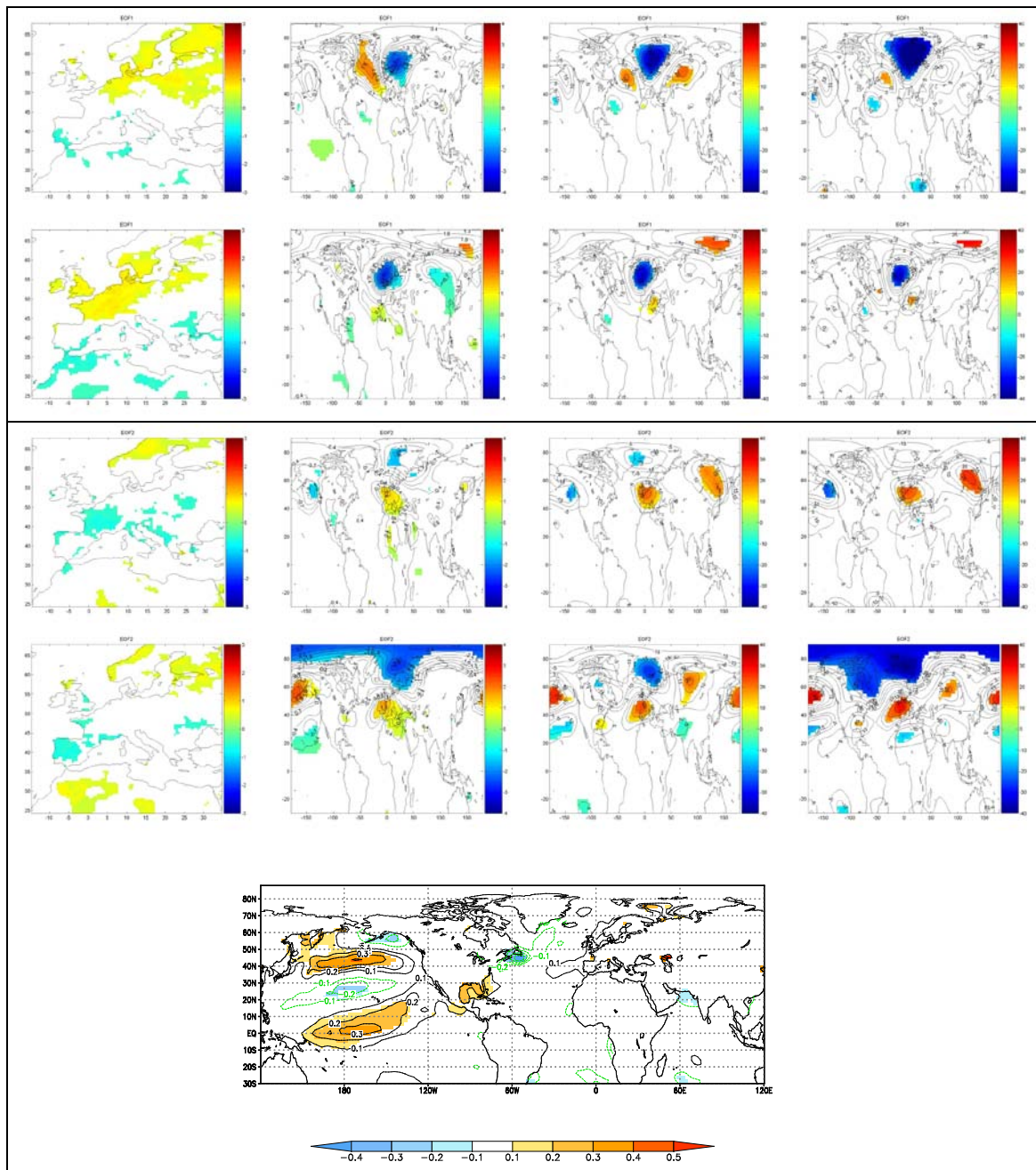


Figura 1. De izquierda a derecha: 1) mapa de regresión significativo de la precipitación anómala en Europa sobre su primera/segunda componente principal en primavera (MAM), 2) proyección sobre la presión a nivel del mar (slp), 3) proyección sobre la altura geopotencial a 500 hPa, 4) proyección sobre la altura geopotencial a 200 hPa. De arriba abajo: 1) EOF1 (1950-1970), 2) EOF1 (1979-1999), 3) EOF2 (1950-1970) y 4) EOF2 (1979-1999). En la parte inferior de la figura se muestra la proyección sobre la temperatura del mar en superficie (SST) de la EOF2 (1979-1999)

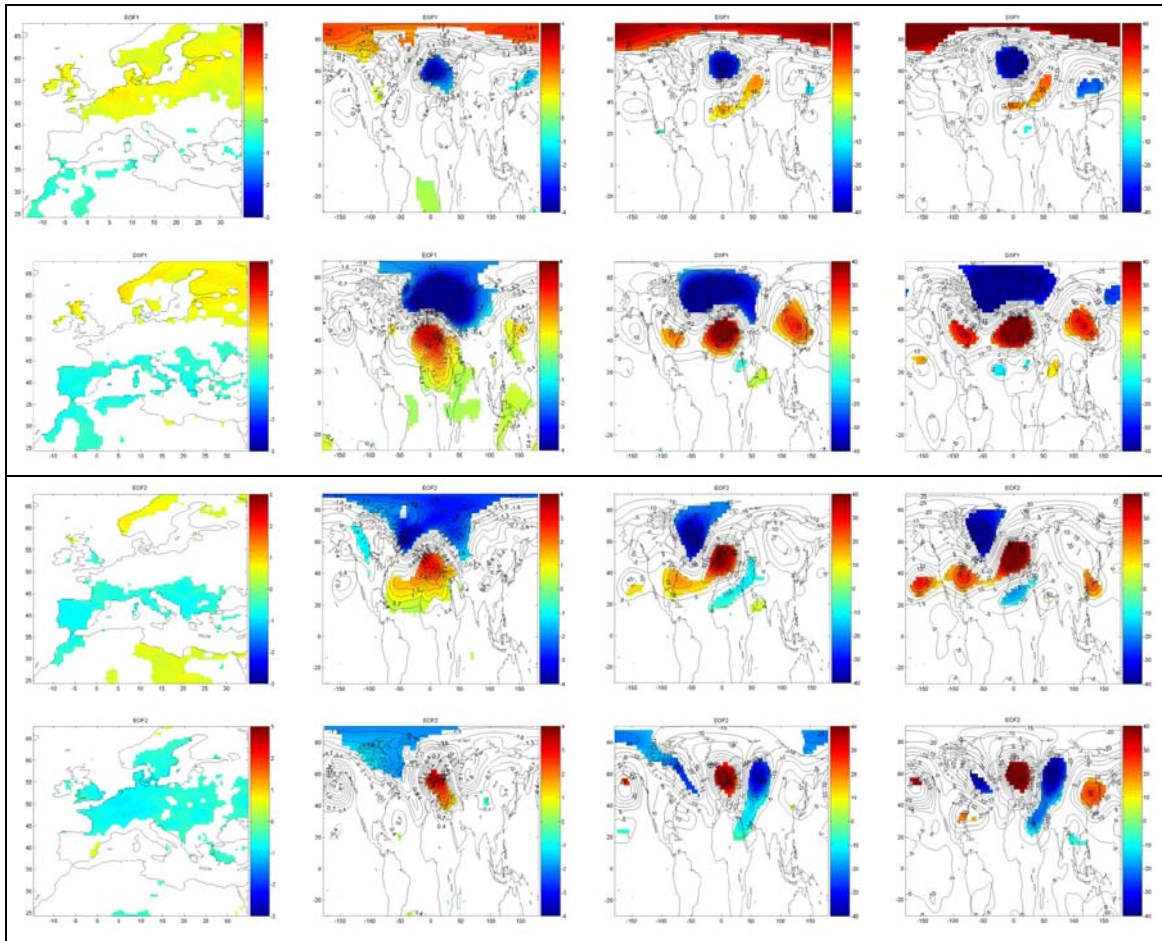


Figura 2. De izqda a dcha: 1) mapa de regresión significativo de la precipitación anómala en Europa sobre su primera/segunda componente principal en invierno (EFM) , 2) proyección sobre la presión a nivel del mar (slp), 3) proyección sobre la altura geopotencial a 500 hpa, 4) proyección sobre la altura geopotencial a 200 hPa. De arriba abajo: 1) EOF1 (1950-1970), 2) EOF1 (1979-1999), 3) EOF2 (1950-1970) y 4) EOF2 (1979-1999).

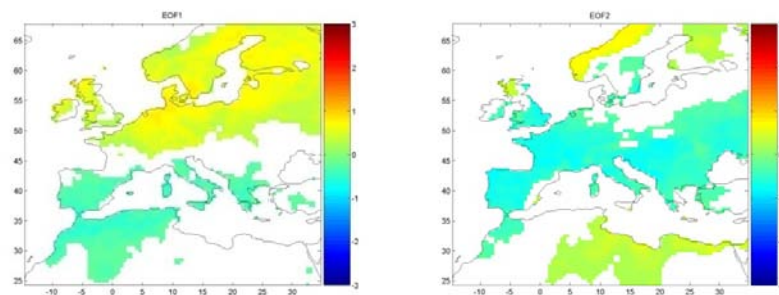


Figura 3. Mapa de regresión significativo para el período 1902-2003 de la precipitación anómala en invierno en Europa sobre:
 a) su primera componente principal (EOF1)
 b) su segunda componente principal (EOF2)

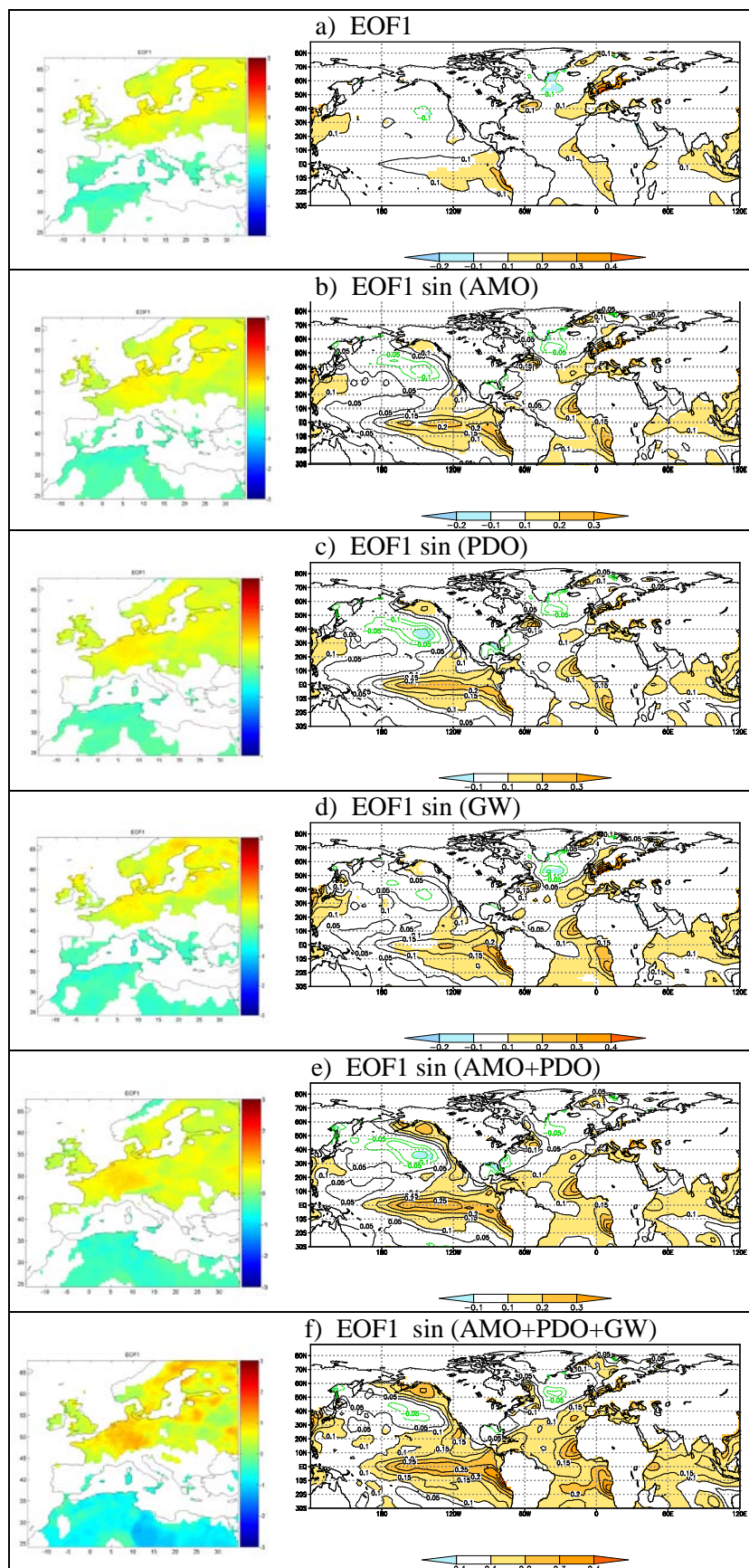


Figura 4: De izq. a dcha.: 1) mapa de regresión significativo de la precipitación anómala en Europa sobre su primera componente principal en invierno (EFM), 2) proyección sobre la SST.

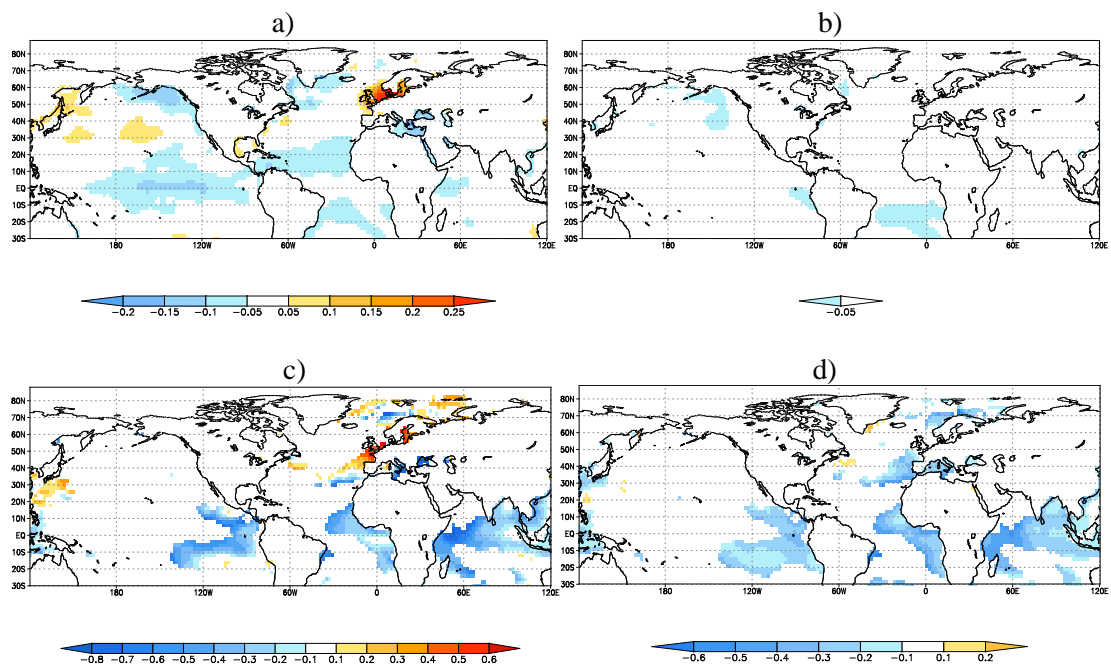


Figura 5: Para invierno en el período 1902-2003: a) diferencias entre la proyección oceánica de la EOF1 y la proyección de EOF1 sin (AMO+PDO), b) diferencias entre la proyección oceánica de la EOF1 y la proyección de EOF1 sin (GW), c) incremento experimentado por las regiones significativas de la EOF1 al eliminar la señal de (AMO+PDO), d) incremento experimentado por las regiones significativas de la EOF1 al eliminar la señal de (GW).

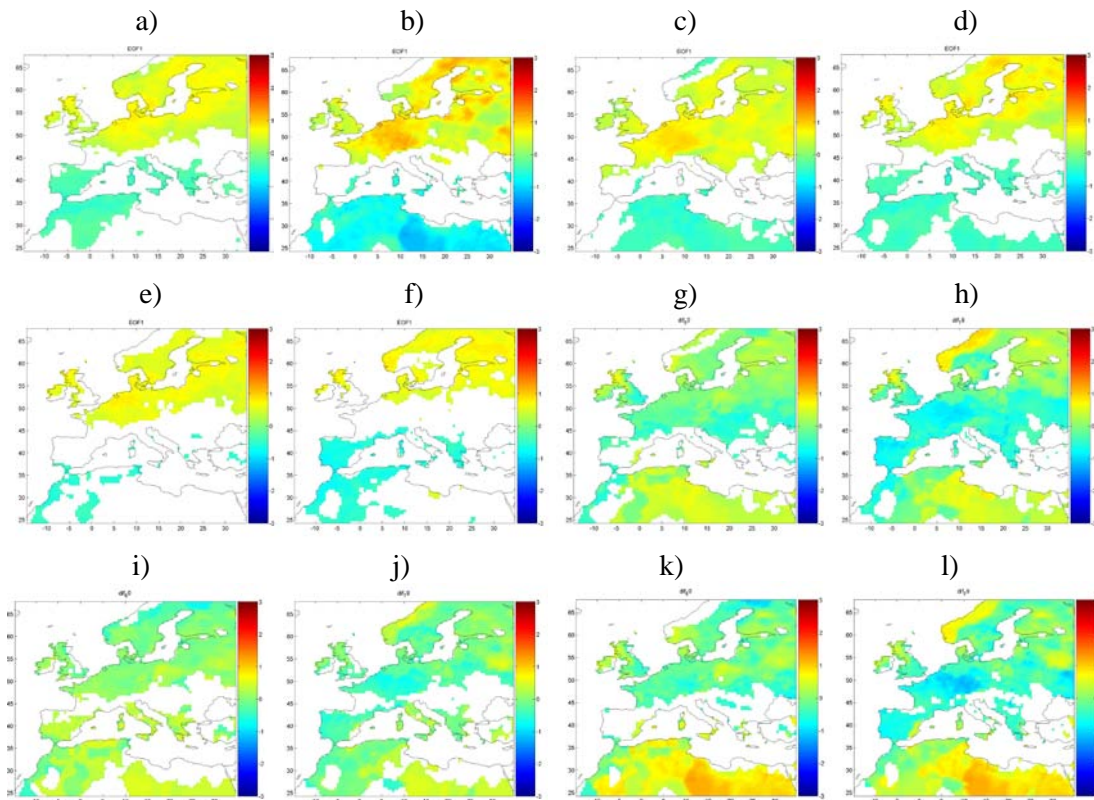


Figura 6: Mapa de regresión significativo de la precipitación anómala en Europa sobre su primera componente principal en invierno (EFM) en los siguientes casos:

- a) EOF1 (1902-2003),
- b) EOF1 (1902-2003) sin (AMO+PDO+GW),
- c) EOF1 (1902-2003) sin (AMO+PDO),
- d) EOF1 (1902-2003) sin (GW),
- e) EOF1 (1950-1970),
- f) EOF1 (1979-1999),
- g) EOF1 (1950-1970) - EOF1 (1902-2003) sin (AMO+PDO),
- h) EOF1 (1979-1999) - EOF1 (1902-2003) sin (AMO+PDO),
- i) EOF1 (1950-1970) - EOF1 (1902-2003) sin (GW),
- j) EOF1 (1979-1999) - EOF1 (1902-2003) sin (GW),
- k) EOF1 (1950-1970) - EOF1 (1902-2003) sin (AMO+PDO+GW),
- l) EOF1 (1979-1999) - EOF1 (1902-2003) sin (AMO+PDO+GW).