

INFLUENCIA DE LOS PATRONES DE TELECONEXIÓN DEL ATLANTICO NORTE EN LA PRECIPITACIÓN DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

A. Morata¹, M. L. Martín², F. Valero³, M. Y. Luna¹

¹ Servicio de Desarrollos Climatológicos. Instituto Nacional de Meteorología. Spain.

Dirección: Leonardo Prieto Castro, 8, E-28040 Madrid

Tfno.: 91 5819 703

Fax: 91 5819 767

Correo electrónico: Email: abmorata@inm.es

² Dpto. Matemática Aplicada a la Ingeniería. EITIG. Campus de Segovia. Universidad de Valladolid, Spain.

³ Dpto. Astrofísica y CC. de la Atmósfera, Facultad de CC. Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Spain.

Resumen

Un análisis de descomposición en valores singulares se ha sido realizado para investigar la relación existente entre la circulación atmosférica del Atlántico Norte y la precipitación primaveral en el Mediterráneo Occidental. El primer modo obtenido del análisis indica que las anomalías positivas de precipitación están relacionadas con la existencia de un patrón de geopotencial de bloqueo caracterizado por un flujo de estructura romboidal ya que divide la corriente en chorro subpolar alrededor de una alta localizada al norte de las Islas Británicas y una baja sobre la Península Ibérica. Este patrón atmosférico a gran escala es muy similar y presenta una correlación significativa con el patrón de teleconexión EAJet, el cual es el tercer modo de variabilidad de baja frecuencia en el Atlántico Norte. El segundo modo obtenido del análisis de descomposición singular establece una relación entre la precipitación en el Mediterráneo Occidental y el primer modo de variabilidad de baja frecuencia en el Atlántico Norte, el patrón de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). La configuración de geopotencial muestra una zona de anomalías positivas extendiéndose por el Océano Atlántico Norte flanqueada por dos zonas de anomalías negativas sobre Groenlandia y las Islas Canarias. Esta configuración atmosférica a gran escala induce advección del norte y favorece el desarrollo de sistemas de precipitación al sur de la zona en estudio. Estos resultados indican que el segundo modo da cuenta de la diferente respuesta del Mediterráneo Occidental a la NAO: una intensificación (debilitamiento) del índice NAO en primavera está relacionada con anomalías positivas (negativas) de precipitación sobre el sur (norte) del Mediterráneo Occidental.

Palabras clave

Mediterráneo Occidental, Precipitación, Patrones de teleconexión, Descomposición en valores singulares

Abstract

A singular value decomposition analysis is carried out to assess the dynamical relationship between the North Atlantic atmospheric circulation and the springtime Western Mediterranean precipitation. The first mode indicates that above-normal precipitation values are determined by the presence of a long-lived blocking geopotential pattern characterised by split flow around a high located northward British Isles and a low over Iberia. This large-scale pattern matches the EAJet teleconnection pattern, which is the third primary mode of low frequency variability in the North Atlantic. The second mode establishes a clear

relationship between the geopotential and the North Atlantic Oscillation (NAO) patterns resembling a configuration with the positive zone spanning central latitudes of the North Atlantic Ocean flanked by two negative centres located over Greenland and Canary Islands, respectively. This large-scale atmospheric distribution promotes advection of northerly air over the Western Mediterranean area favouring the development of precipitating systems, which can result in rainfall over south of the study area. These results indicate that the second mode would explain the inverse response of the study area to the NAO pattern, that is, an intensification (weakening) of the spring NAO index is linked with positive (negative) precipitation anomalies over the southern (northern) area of study.

Keywords

Western Mediterranean, Precipitation, Teleconnection patterns, Singular Value Decomposition.

1. INTRODUCCIÓN

La variabilidad de la circulación atmosférica es uno de los factores principales que determinan la distribución espacial de elementos climatológicos tales como la precipitación o la temperatura. El clima de Europa occidental está influenciado, especialmente en invierno, por la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) siendo ésta el primer patrón de teleconexión de baja frecuencia (Barnston and Livezey, 1987). Aunque la influencia de la NAO sobre la zona del Mediterráneo Occidental ha sido discutida por muchos autores (van Loon and Roger, 1978; Hurrell and van Loon, 1997; Corte-Real et al. 1995; Esteban-Parra et al., 1998; González-Rouco et al., 2000; Maheras et al., 2001), existen otros patrones de teleconexión que pueden tener influencia sobre los elementos climatológicos de esta zona. Rogers (1990) identificó otros patrones tales como el *East Atlantic* (EA) y el *East Atlantic Jet* (EAJet), los cuales son el segundo y tercer patrones de teleconexión en la zona del Atlántico Norte y pueden afectar a la zona del Mediterráneo occidental.

El área de influencia mediterránea en la Península Ibérica está prácticamente confinada a una zona estrecha paralela a la costa que se extiende desde el suroeste de Francia hasta el oeste de la costa mediterránea del norte de África pasando por todo el este de Iberia. Debido a la complicada orografía que la rodea esta zona presenta un comportamiento climático singular. El régimen de precipitación de la zona está caracterizado por un máximo absoluto en otoño y uno secundario en primavera con ausencia de la misma en verano. Existe una relación consistente entre la precipitación en la Península Ibérica y las anomalías de circulación atmosférica en el Atlántico Norte, especialmente en invierno (Luna et al., 2001). Valero et al. (2003) han encontrado una relación entre la precipitación en la cuenca del Mediterráneo occidental y las anomalías de circulación atmosférica a gran escala en otoño identificando dos patrones que gobiernan la precipitación en esta zona. Sin embargo, la relación existente entre circulación atmosférica a gran escala y precipitación en el máximo secundario de primavera ha sido menos analizado. El propósito de este estudio es identificar patrones de circulación que ocurren simultáneamente con configuraciones de anomalías de precipitación en primavera en la zona del Mediterráneo occidental a partir de datos observacionales. Para ello se utilizará la técnica estadística multivariante denominada descomposición en valores singulares que permitirá analizar la covariabilidad entre los patrones de circulación a gran escala y la precipitación. El análisis se aplica a anomalías de precipitación mensual acumulada y de medias mensuales de altura geopotencial en el nivel de 300 hPa. Este nivel atmosférico ha sido seleccionado para representar la circulación a gran escala debido a que la ciclogénesis está íntimamente relacionada con el flujo atmosférico en niveles altos y la posición de la corriente en chorro. La existencia de corrientes en chorro con fuerte componente meridional asociadas a la presencia de bajas presiones en niveles altos (*cut-off lows*) es uno de los

mecanismos dinámicos a gran escala que favorecen el desarrollo de sistemas de precipitación en el Mediterráneo occidental (Valero et al., 1997).

2. DATOS

La variable de circulación a gran escala empleada ha sido extraída de los reanálisis del National Centre for Atmospheric Research, *NCEP / NCAR* (Kalnay et al., 1996). Los datos son valores medios mensuales de altura geopotencial en el nivel de 300 hPa (Z300) organizados en una malla de 2.5° x 2.5° (longitud x latitud) que comprende un dominio espacial que abarca el Atlántico Norte, el mar Mediterráneo y Europa, desde 20°N a 85°N de latitud y desde 100°W a 40°E de longitud, y un periodo temporal entre 1948 y 1989. Esta región contiene 1755 nodos con 42 años de recorrido temporal. La variable regional consiste en 26 series de precipitación mensual acumulada correspondientes a observatorios del sur de Francia, costa Mediterránea Peninsular y norte de África, extraídas de la base de datos observacional *Southwestern Europe Dataset (SED)*. Las series fueron sometidas a un exhaustivo control de calidad consistente en corrección de datos anómalos, homogeneización e interpolación de datos inexistentes que se describe en detalle en González-Rouco et al. (2001). Los intervalos de muestreo seleccionados para esta memoria son promedios anuales de cada una de las variables y promedios estacionales para la estación de primavera, entendiéndose ésta como marzo, abril y mayo.

3. DESCOMPOSICIÓN EN VALORES SINGULARES

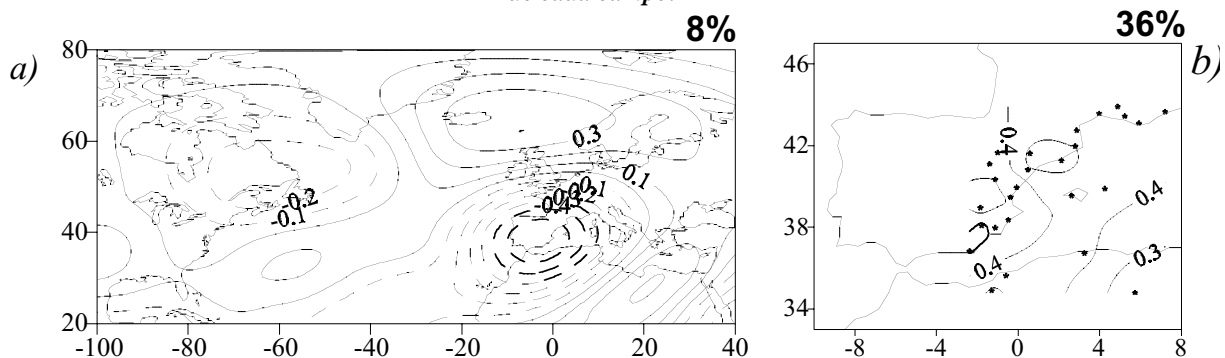
El método de descomposición en valores singulares (DVS) se fundamenta en el álgebra matricial y fue introducido en el campo de la meteorología por Prohaska, 1976. Se trata de un método multivariante que constituye una técnica muy útil para analizar simultáneamente dos campos en el espacio y en el tiempo detectando de forma objetiva patrones de variabilidad acoplada entre ellos (Bretherton et al., 1992). Este método estadístico puede ser entendido como una generalización del análisis de componentes principales ya que consiste básicamente en la diagonalización de la matriz de covarianza entre dos variables obteniéndose pares de patrones que explican máxima covarianza cuadrada existente entre ambas. La matriz de covarianza se construye a partir de las anomalías de las variables respecto a sus valores medios tras eliminar previamente las tendencias a largo plazo y el ciclo estacional para detectar con mayor claridad la variabilidad intraestacional de los patrones obtenidos. Los datos han sido corregidos del efecto de latitud modificados por el coseno de la misma. Los autovectores resultantes de la diagonalización de esta matriz rectangular se denominan vectores singulares ‘derechos’ e ‘izquierdos’, que corresponden a cada una de las variables de manera respectiva, ordenados con respecto al valor del autovalor correspondiente de forma que el primer par de vectores da cuenta de la máxima cantidad de covarianza cuadrada total entre los campos (significado análogo al de los autovectores en el análisis de componentes principales). Proyectando el campo original sobre el vector singular, se obtiene la serie temporal de coeficientes de expansión. La correlación existente entre las series temporales de coeficientes de expansión de cada variable mide la intensidad de la relación entre ellas. Si los patrones espaciales obtenidos de la DVS se escalan multiplicándolos por el correspondiente valor singular y se dividen por la desviación estándar de sus correspondientes coeficientes temporales de expansión, representan correlaciones entre la serie temporal de coeficientes de expansión de un campo y los datos observacionales del otro; si además, se multiplican por la desviación estándar de las series de datos observacionales, los patrones representan anomalías.

4. ANÁLISIS ESPACIAL DE LOS MODOS DE VARIABILIDAD

El primer modo DVS de covariabilidad entre los campos Z300 y PCP da cuenta aproximadamente del 55% de covarianza cuadrada. En la Figura 1a se muestra la fase positiva del patrón Z300 que presenta estructura dipolar con un centro de anomalías positivas centrado en la Península Ibérica y un centro de anomalías negativas sobre latitudes altas del este del Atlántico Norte y Escandinavia. Esta configuración, que se encuentra generalmente asociada con la presencia en niveles altos de una dorsal sobre el suroeste de Europa y un centro de altas presiones en superficie localizado sobre la Península Ibérica determina condiciones de déficit de precipitación en la región peninsular estudiada. Por el contrario, la fase negativa del patrón corresponde a una configuración de bloqueo, con un centro de anomalías negativas sobre el suroeste de la Península Ibérica y un centro de anomalías positivas sobre la Península Escandinava. Esta configuración que recibe el nombre de ‘alta-sobre-baja’, se da con mayor frecuencia sobre el oeste de Europa y se conoce también como configuración de *split flow* o de estructura romboidal, ya que divide la corriente en chorro alrededor del bloqueo (Bluestein, 1993). En niveles altos, este tipo de configuración se caracteriza por una vaguada situada sobre el suroeste de la Península Ibérica que transporta aire frío sobre el oeste del Mediterráneo y por una dorsal sobre Europa central y Escandinavia. Esta situación promueve advección de aire frío favoreciendo el desarrollo de sistemas de precipitación en el oeste de la cuenca Mediterránea (Figura 1b).

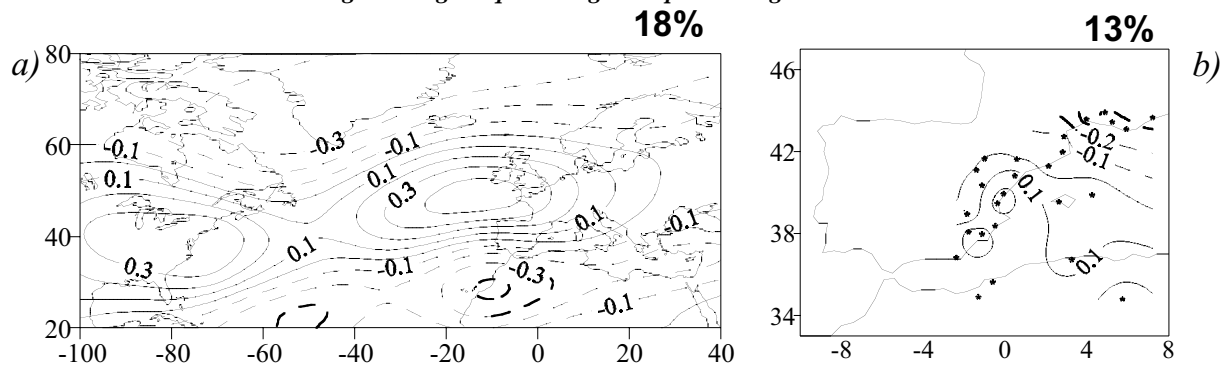
El patrón de precipitación descrito por este primer modo da cuenta del 36% de la varianza total de la precipitación y es similar al primer patrón del análisis de componentes principales (no mostrado) del campo de precipitación que explica también el 36% de la variabilidad de la precipitación; de hecho, la correlación entre las series de coeficientes de expansión del campo de PCP de este primer modo y la primera componente principal del mismo campo es 0.98. Por otro lado, el patrón obtenido por el primer modo DVS del campo Z300 da cuenta del 8% de su varianza y se asemeja, razonablemente, con su correspondiente tercer patrón del análisis de componentes principales, el cual, se identifica con el patrón de teleconexión conocido como *East Atlantic Jet* (EAJet) que constituye el tercero de los modos primarios de variabilidad de la circulación en el Atlántico Norte. El patrón EAJet se caracteriza por un nodo negativo sobre el este del Atlántico Norte y Escandinavia y otro centro que se extiende sobre la Península Ibérica y es especialmente intenso entre los meses de abril y agosto. El valor absoluto de correlación entre la serie de coeficientes de expansión del primer modo del campo Z300 y la serie temporal del patrón EAJet es 0.6 manifestando la relación entre el primer modo DVS en la cuenca Mediterránea Occidental y la variabilidad del patrón EAJet.

Figura 1: Patrones heterogéneos de anomalías de las variables de circulación a gran escala correspondientes al primer modo: (a) Z300; (b) PCP. Los contornos de Z300 indican anomalías positivas (negativas) de geopotencial en trazo continuo (discontinuo) en unidades m_gp y los contornos de PCP en mm. En la esquina superior derecha aparece el porcentaje de varianza individual dado por las series de coeficientes de expansión de cada campo.



El segundo modo DVS da cuenta del 27% de FCC entre los campos Z300 y PCP. El patrón heterogéneo de Z300 (Figura 2a) consiste en un dipolo de anomalías con un centro negativo localizado sobre Groenlandia y otro positivo que se extiende sobre latitudes centrales del Atlántico Norte, entre 40°N y 45°N. Este patrón presenta una gran semejanza con el patrón de la NAO, caracterizado por presiones por debajo de lo normal en latitudes altas y por encima de lo normal sobre la franja de latitudes medias a través del Atlántico Norte. La correlación entre la serie de coeficientes de expansión del segundo modo de Z300 y el índice NAO es de 0.5. Esta configuración de geopotencial favorece advección de flujos fríos y secos sobre la Península Ibérica promoviendo anomalías positivas de precipitación en el sur del área en estudio y negativas en el nordeste de la Península y sureste de Francia (Figura 2b) como consecuencia de la notable actividad ciclogénica en esta parte del Mediterráneo.

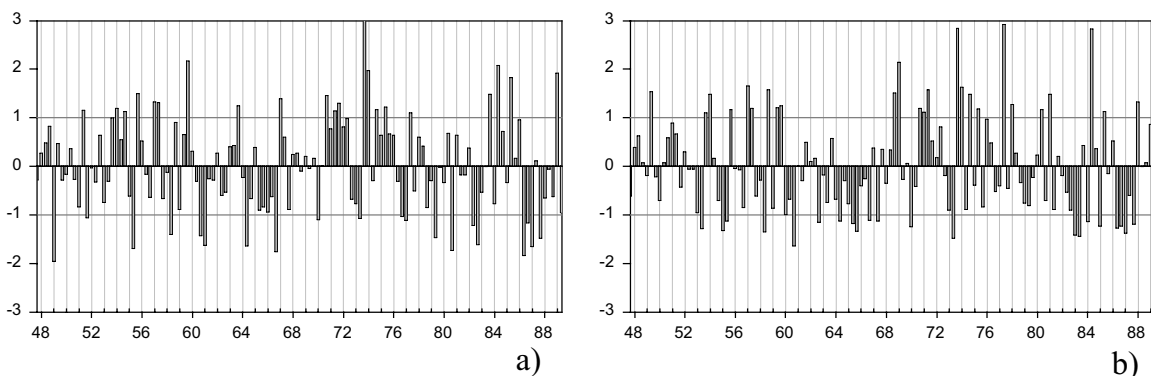
Figura 2. Igual que la Figura 1 para el segundo modo.



5. ANÁLISIS TEMPORAL DE LOS MODOS DE VARIABILIDAD

Las series de coeficientes de expansión del primer modo se muestran en la Figura 3. En general, se observa una fluctuación consistente del campo Z300 y la precipitación. Se aprecia que a partir de la década de los 70 la fase negativa del campo de PCP se intensifica. Aplicando un análisis espectral se obtiene una distribución de la varianza en función de la frecuencia característica de ruido blanco, indicativo de una evolución sin persistencia.

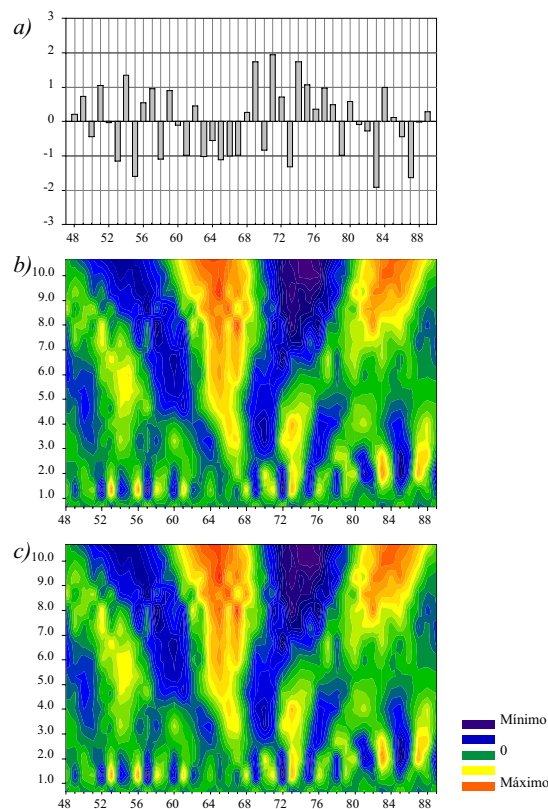
Figura 3: Series temporales estandarizadas de coeficientes de expansión del primer modo DVS (a) Z300; (b) PCP.



El valor de correlación entre el par de series temporales de coeficientes de expansión es de 0.71 lo que pone de manifiesto el alto grado de acoplamiento entre el campo de circulación a gran escala y la PCP. Como se ha mencionado en la sección anterior, el primer modo se identifica con el patrón EAJet y el valor de correlación entre la serie temporal de Z300

asociada a este modo y el índice EAJet es de 0.56. Para analizar la variabilidad temporal de los coeficientes de expansión, se ha llevado a cabo el análisis wavelet continuo Morlet (Mallat, 1998) de las series ya que estas no presentan un comportamiento regular. La ventaja fundamental que presenta este tipo de análisis *wavelet* frente a la transformada de Fourier en el estudio de la variabilidad temporal de una señal, es que el análisis *wavelet* representa funciones locales en tiempo y en frecuencia obteniéndose una descomposición óptima de la señal en términos de localización en tiempo y frecuencia, mientras que la transformada de Fourier presenta funciones locales en frecuencia pero globales en el tiempo. La Figura 4 muestra la serie de precipitación media normalizada en la cuenca, así como el resultado de su análisis *wavelet*, y el análisis *wavelet* de la serie de coeficientes de expansión promediados del análisis DVS. Puede observarse como el poder espectral *wavelet* de ambas series muestra características similares, localizando nodos coherentes en ambos casos de máximos y mínimos que muestran una evolución similar y aparecen centrados en las mismas escalas de tiempo-frecuencia. El espectro *wavelet* de las series temporales muestra variabilidad con una señal importante agrupada en el torno de 5-7 años (en el eje de ordenadas), que se identifica con centros a lo largo de prácticamente todo el registro alternándose los períodos secos y húmedos.

Figura 4: (a) Serie de precipitación promediada espacial y temporalmente (Marzo-Abril) estandarizada sobre el área de estudio. El eje ordenadas corresponde a unidades de desviación estándar de la precipitación y el eje de abscisas a tiempo; Poder espectral wavelet de: (b) la serie de precipitación estandarizada de la figura (a) y (c) la serie de coeficientes de expansión de la serie de la Figura 2b, el eje de ordenadas representa la escala (años) y el eje de abscisas el tiempo.



Las series de coeficientes de expansión del segundo modo (Figura 5) muestran una evolución temporal análoga, poniendo de manifiesto, como se tenía en el primer modo, alto grado de acoplamiento entre la variable de circulación a gran escala y la serie de coeficientes

del campo de PCP. Tanto la fase positiva como la negativa se presentan más intensas en la primera mitad del registro estudiado; sin embargo, no se detectan tendencias significativas en ninguno de los casos.

Figura 5. Igual que la Figura 3.3 para el segundo modo.

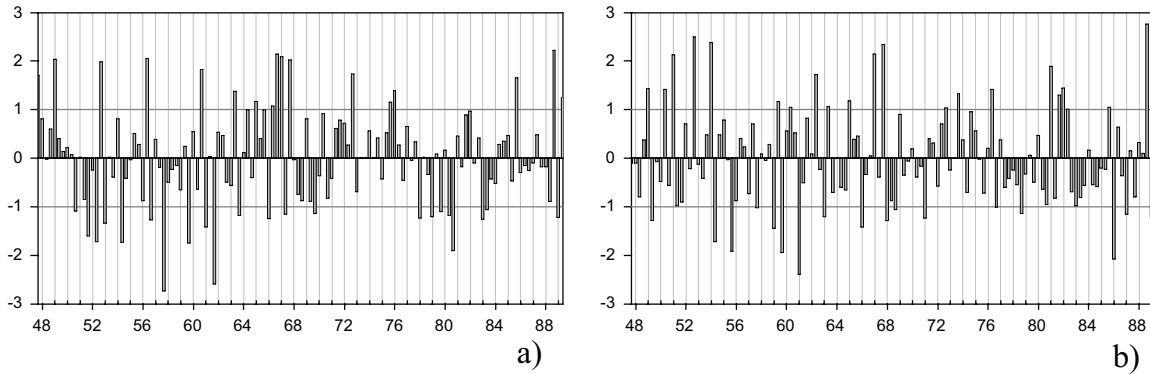
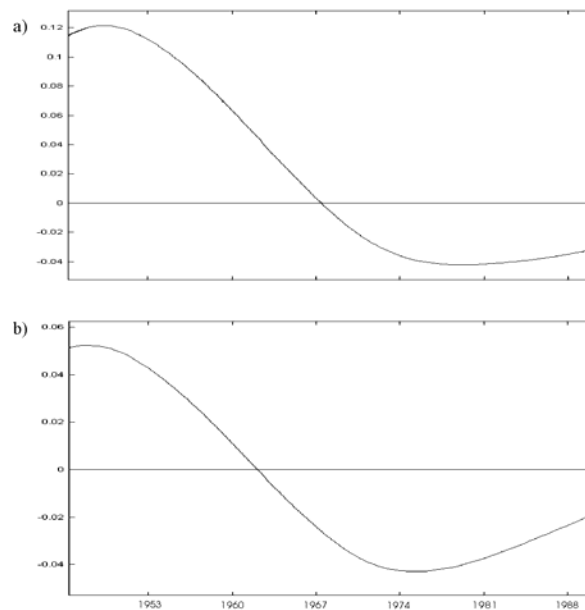


Figura 6: Coeficientes del análisis wavelet discreto de baja frecuencia de las series: (a) índice NAO y (b) coeficientes de expansión del primer modo Z300. El eje de ordenadas es adimensional y el eje de abcisas corresponde a los años del registro.



La transformada wavelet continua de la serie de coeficientes de expansión del campo de PCP (no mostrado) da resultados menos significativos que en el caso anterior ya que la intensidad de los nodos es menor. Sin embargo, es destacable que la varianza se concentra en escalas de aproximadamente 7 años, de forma intermitente a lo largo del registro. Estas fluctuaciones se intensifican durante la segunda mitad del registro. Por esto se consideró conveniente realizar un análisis wavelet discreto a dicha serie para estudiar su comportamiento en baja frecuencia con más detalle. La Figura 6 muestra dicho análisis junto con el análisis wavelet discreto del índice NAO de primavera. Ambos análisis exhiben una evolución similar en su espectro de baja frecuencia, mostrando un marcado decrecimiento hasta mediados de la década de los 70, alcanzando el mínimo en torno a los años 1975-1976, y manteniendo posteriormente en valores bajos. Este mínimo en el índice NAO, ha sido

asociado por diversos autores con la denominada *gran anomalía de salinidad* (Dickinson et al., 1988), durante la cual el valor medio del flujo del oeste se intensificó por encima de lo normal. Nakamura (1996) asocia estos valores a una intensificación de la polaridad de la NAO y a temperaturas por debajo de lo normal en el Atlántico Norte. Por otra parte, Xoplaki et al. (2003) encuentran anomalías negativas de temperatura el Mediterráneo y positivas en las Islas Británicas localizadas en 1976 se que relacionan con la citada intensificación de la polaridad de la NAO.

6. CONCLUSIONES

La relación existente entre la precipitación primaveral en el Mediterráneo occidental y la circulación atmosférica a gran escala ha sido investigada por medio de una análisis de descomposición en valores singulares. Para caracterizar dicha circulación, se utilizaron valores medios mensuales de altura geopotencial en el nivel de 300 hPa de 42 primaveras (marzo-mayo) desde 1948 a 1989. Para el mismo periodo temporal, se han utilizado 26 series de precipitación mensual acumulada en la zona del Mediterráneo occidental cubriendo el sur de Francia, el norte de Afrecha y gran parte de la costa Mediterránea española.

Los modos obtenidos se describen en el marco de referencia de los patrones de teleconexión del Atlántico Norte. Los dos modos más significativos son diferentes entre sí tanto por su escala temporal como por su distribución espacial. Conjuntamente explican más del 80% de la covariabilidad entre la circulación atmosférica a gran escala y la precipitación regional y casi el 50% de la variabilidad de la precipitación en sí misma. Los resultados de este estudio indican que las condiciones atmosféricas en el Atlántico Norte interactúan con la precipitación en el mediterráneo occidental de dos maneras:

1. Valores de precipitación por encima de la media en todo el área están determinados por la presencia de un patrón de geopotencial de bloqueo caracterizado por una división del flujo alrededor de una alta situada al norte de las Islas Británicas y una baja situada sobre la península Ibérica. Esta distribución espacial es similar al patrón de teleconexión EAJet. La correlación entre ambos es significativa y se puede afirmar que este primer modo captura la parte de la variabilidad de la precipitación regional que esta relacionada con la variabilidad de este patrón de teleconexión.
2. El segundo modo establece una clara relación entre la precipitación en el Mediterráneo occidental y la Oscilación del Atlántico Norte. La configuración de geopotencial muestra una zona de anomalías positivas extendiéndose por el Océano Atlántico Norte flanqueada por dos zonas de anomalías negativas sobre Groenlandia y las Islas Canarias y presenta correlación significativa con el índice NAO. Los resultados indican que este modo da cuenta de la diferente respuesta del Mediterráneo Occidental a la NAO: una intensificación (debilitamiento) del índice NAO en primavera está relacionada con anomalías positivas (negativas) de precipitación sobre el sur (norte) del Mediterráneo Occidental.

Aunque varios autores han encontrado correlaciones negativas entre la fase positiva de la NAO y la precipitación en muchos lugares de la Península Ibérica (Corte-Real et al., 1998; Rodríguez-Puebla et al., 1998; Ulbrich et al., 1999; Rodrigo et al., 2000), nuestros resultados, de acuerdo con Rodo et al. (1997) y Esteban-Parra et al. (1998), indican que esta relación no es clara en la zona de la costa mediterránea española y que de hecho, la relación es local o geográficamente dependiente.

El análisis temporal de las series de coeficientes de expansión de los modos muestra que el primer modo es responsable de las fluctuaciones interanuales de la precipitación en el Mediterráneo occidental; la precipitación promediada y las series de coeficientes del primer modo evolucionan de forma similar en tiempo y frecuencia como se observa en los resultados de una transformación wavelet continua. Para el segundo modo, por medio de una

transformada wavelet discreta, se observó un comportamiento análogo entre las series del índice NAO de primavera y la serie de coeficientes de expansión en baja frecuencia

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al *NOAA-CIRES* Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA (<http://www.cdc.noaa.gov/>) los datos de reanálisis *NCEP* de altura geopotencial. Agradecen al Dr. F. González-Rouco los datos de precipitación *SED*.

REFERENCIAS

- Barnston A G, Livezey R E, 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*. **115**: 1083-1126.
- Bluestein H B, 1993. *Synoptic Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Vol. II. Observations and Theory of Weather Systems*. Oxford University Press. pp594.
- Bretherton C S, Smith C, Wallace J M, 1992. An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate*. **5**: 541-560.
- Corte-Real J, Zhang X, Wang X, 1995. Large-scale circulation regimes and surface climatic anomalies over the Mediterranean. *International Journal of Climatology*. **15**: 1135-1150.
- Corte-Real J, Qian B, Xu H, 1998. Regional climate change in Portugal: precipitation variability associated with large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*. **18**: 619-635.
- Dickson R R, Meincke J, Malmberg S A, Lee A J, 1988. The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982. *Progress in Oceanography*. **20**: 103-151.
- Esteban-Parra M J, Rodrigo F S, Castro-Diez Y, 1998. Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *International Journal of Climatology*. **18**: 1557-1574.
- González-Rouco J F, Heyen H, Zorita E, Valero F, 2000. Agreement between observed rainfall trends and climate change simulations in the Southwest of Europe. *Journal of Climate*. **13**: 3057-3065.
- González-Rouco J F, Jimenez J L, Quesada V, Valero F, 2001. Quality control of monthly precipitation data in the Southwest of Europe. *Journal of Climate*. **14**: 964-978.
- Hurrell J W, van Loon H, 1997. Decadal variations in climate associated with the north Atlantic Oscillation. *Climate Change*. **36**: 301-326.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins D, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woolen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo K C, Kopelewski C, Wang J, Leetmaa A, Reynolds R, Jeene R and Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-years Reanalysis, Project. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. **77**, No. 3: 437-471.
- Luna M Y, Martín M L, Valero F, González-Rouco F, 2001. *Wintertime Iberian Peninsula precipitation variability and its relation to North Atlantic Atmospheric circulation*. In: M. Brunet and D. López (eds) Detecting and modelling regional climate change and associated impacts. Springer-Verlag, Berlin, pp 369-376.
- Maheras P, Flocas H A, Patrikas I, Anagnostopoulou C, 2001. A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *International Journal of Climatology*. **21**:109-130.
- Mallat S, 1998. *A wavelet tour os signal processing*. Academic Press. pp 637.
- Nakamura H, 1996. Year-to-year and interdecadal variability in the activity of intraseasonal fluctuations in the Northern Hemisphere wintertime circulation. *Theoretical and Applied Climatology*. **55**: 19-32.
- Prohaska J, 1976. A technique for analyzing the linear relationships between two meteorological fields. *Mon. Weather Rev.*, **104**: 1345-1353.
- Rodo X, Baert E, Comin FA, 1997. Variations in seasonal rainfall in southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño Southern Oscillation. *Climate Dynamics*. **13**: 275-284.
- Rodrigo FS, Esteban-Parra MJ, Pozo-Vazquez D, Castro-Diez Y, 2000. Rainfall variability in southern Spain on decadal to centennial time scales. *International Journal of Climatology*. **20**: 721-732.
- Rodríguez-Puebla C, Encinas A H, Nieto S, Garmendia J, 1998. Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*. **18**: 299-316.
- Rogers J C, 1990. Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies. *Journal of Climate* **3**: 1364-1379.
- Ulbrich U, Christoph M, Pinto JG, Corte-Real J, 1999. Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity. *International Journal of Climatology*. **19**: 379-390.
- Valero F, Luna M Y, Martín M L, Morata A, González-Rouco F, 2003. Coupled modes of large-scale climatic variables and regional precipitation in the Western Mediterranean in autumn. *Climate Dynamics*. (In Press).

- Valero F, Luna M Y, Martin M L. 1997. An overview of a heavy rain event in southeastern Iberia: the role of large-scale meteorological conditions. *Annales Geophysicae*. **15**: 494-502.
- van Loon H, Roger J C, 1978. Seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. I. General description. *Monthly Weather Review*. **106**: 296-310.
- Xoplaki E, González-Rouco J F, Luterbacher J, Wanner H, 2003. Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate Dyn.*, **20**: 723-739.