

# NOTICIAS Y COMENTARIOS

---

## **LA OSCILACIÓN DEL ATLÁNTICO NORTE: ORIGEN, CARACTERÍSTICAS E IMPACTOS CLIMÁTICOS**

### *Introducción*

La última década del siglo xx ha protagonizado una sucesión de eventos climáticos extremos y aparentemente contradictorios como inundaciones y olas de frío en Europa Occidental, excepcionales nevadas sobre Anatolia y Oriente Medio, ausencia de nieve en los Alpes y avances de los glaciares escandinavos. En la Península Ibérica, la sequía padecida hasta 1995, que afectó a múltiples sectores económicos y sociales (incremento del precio de productos básicos, incendios forestales, restricciones al consumo de agua), fue bruscamente sustituida por episodios lluviosos de excepcional intensidad.

Muchos de esos eventos han sido asociados con la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, North Atlantic Oscillation) que, junto con la ENSO (El Niño-Southern Oscillation), constituye uno de los ejemplos más significativos de las teleconexiones que caracterizan al sistema climático global y que tiene implicaciones muy directas sobre los ciclos climáticos observados en el Hemisferio Norte.

El objetivo de este trabajo es mostrar y describir las características y variaciones de la circulación atlántica en términos de la NAO y su influencia sobre la evolución climática de Europa. El trabajo se centra en el período diciembre-marzo, ya que sus efectos son más nítidos en ese momento del año que cualquier otro.

### *Características generales*

La NAO es una alternancia de la circulación atmosférica entre las regiones subtropicales y subpolares del Atlántico Norte, cuyos dos prin-

Estudios Geográficos  
Tomo LXI, 2000, n.º 239, abril-junio

principales centros de acción, la Depresión de Islandia y el Anticiclón de Azores, están sometidos a variaciones de intensidad casi simultáneas. Es uno de los mecanismos más importantes del sistema climático global y la principal fuente de variabilidad interanual sobre el Atlántico Norte. La NAO adopta una estructura dipolar N-S con pequeñas alteraciones de detalle según las estaciones astronómicas, particularmente en verano, momento en el que el centro negativo se desplaza hacia los 45° de latitud sobre el Atlántico y los 55° sobre Europa Occidental (fig. 1).

Las primeras referencias indirectas se remontan a los siglos XVII y XVIII y proceden de viajeros que llamaron la atención sobre la relación inversa existente entre la severidad de los inviernos en Groenlandia y Dinamarca. En 1897, Hildebransson la describió como una oposición entre la tendencia de la presión en Azores e Islandia, pero no será hasta comienzos de los setenta cuando las investigaciones sobre la NAO adquieran su actual relevancia. La estrecha relación entre el calentamiento global de los años veinte y treinta, que alcanzó sus valores máximos en el Atlántico Norte y el Ártico, con un período de ponientes intensos, dio un impulso definitivo a esas investigaciones, plasmado en una abundante bibliografía y en un creciente número de referencias dentro de los manuales de Climatología. La necesidad de resumir las complejas modificaciones experimentadas por la circulación atmosférica y relacionarlas con variables como precipitación y temperatura dio como resultado la búsqueda de un índice numérico que reflejase las variaciones de intensidad y fase de la oscilación. Un primer intento, combinando presión y temperatura (Walker y Bliss, 1930), fue simplificado utilizando las diferencias de temperatura entre Jakobshavn, en Groenlandia, y Oslo, en Noruega (Van Loon y Rogers, 1978) y sustituido más tarde por la diferencia en las anomalías normalizadas de presión a nivel del mar en Punta Delgada, en las Azores, y Akurey, en Islandia (Rogers, 1984), Hurrell y Van Loon (1996) prolongaron ese índice hasta 1864 seleccionando Lisboa y Stykkisholmur, recientemente se ha extendido hasta 1821 usando los registros de presión de Gibraltar, y se intenta retroceder hasta 1780 si prospera la posibilidad de utilizar San Fernando (Jones *et al.*, 1998). Fuera del período instrumental, se ha reconstruido usando dendrocronología (Cook *et al.*, 1998) e isótopos del casquete polar de Groenlandia (Barlow *et al.*, 1993).

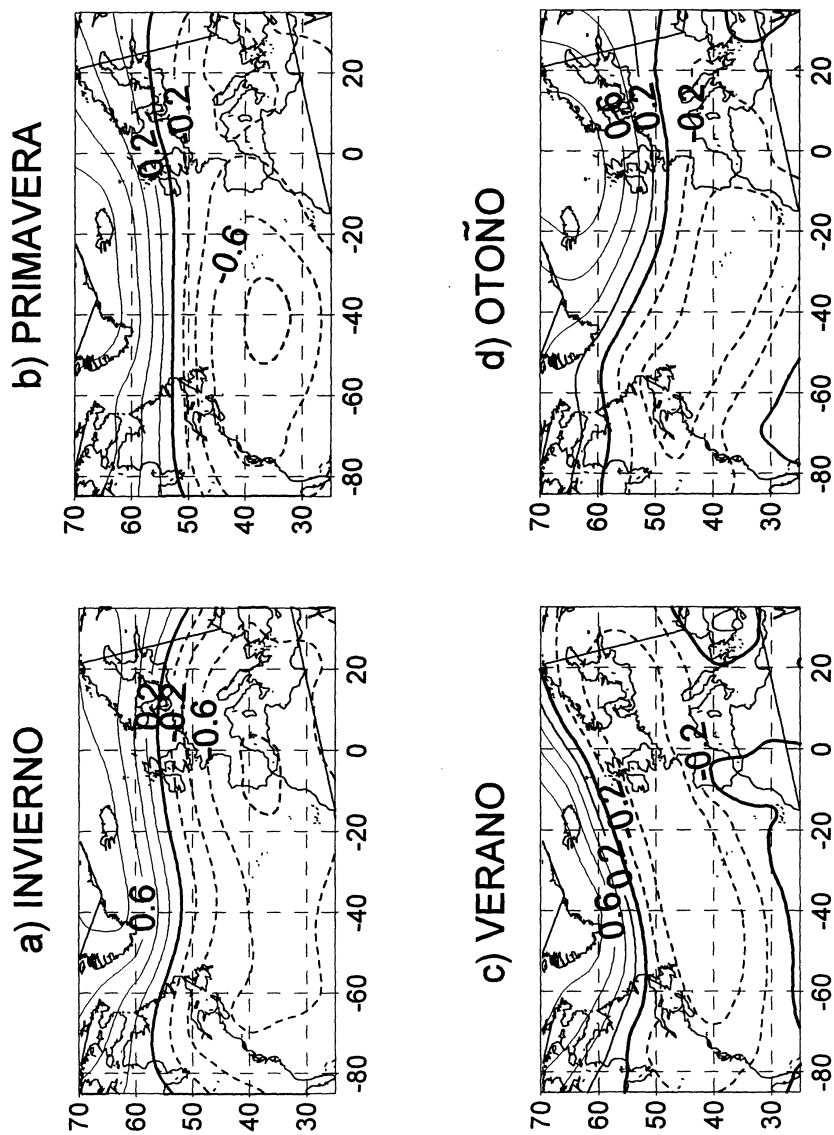


FIG. 1. Patrón espacial del 1.<sup>er</sup> componente principal (NAO) de la presión al nivel del mar 1901-98 (elaboración propia).

Las características de la circulación atlántica cuantificadas por el índice NAO pueden sintetizarse en tres fases (fig. 2):

- Una normal, en la que los valores oscilan entre -1 y +1.
- Una fase alta (NAO > 1), cuando el Anticiclón de Azores y la Depresión de Islandia están más desarrollados de lo normal, desplazados hacia el N y, ocasionalmente, acompañados de un seno de bajas presiones sobre Italia.
- Una fase baja (NAO ≤ 1) presenta ambos centros de acción debilitados y desplazados al S: el primero por debajo del paralelo 30° N y la segunda a la altura de Terranova, con Westerlies muy débiles. La manifestación extrema de esta fase, conocida como «reversal» (Moses *et al.*, 1987), combina un anticiclón de bloqueo sobre Groenlandia e Islandia y una depresión sobre las Azores.

El campo de anomalías de la presión a nivel del mar ratifica que una de las zonas más afectadas por las variaciones de intensidad de esta oscilación es la Península Ibérica, donde la diferencia de presión entre fases extremas supera los 6 mb.

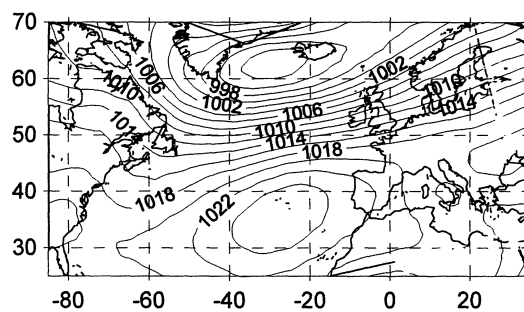
Su serie temporal (fig. 3) disfruta de una débil autocorrelación (del orden de 0,148, aunque ha aumentado desde 0,08 entre 1861-1920 a 0,37 a partir de 1920), y por ello, una notable variabilidad interanual, sobreimpuesta a oscilaciones de diversa duración. Análisis espectrales han mostrado que las frecuencias de los ciclos mejor definidos abarcan 2-3, 6-10, y 70 años, habiendo experimentado las superiores un reforzamiento desde fines del siglo pasado (Hurrell y Van Loon, 1997). En su evolución es posible distinguir cinco períodos.

1. El último tercio del siglo xx se caracterizó por valores en torno a la media y una alta variabilidad interanual.

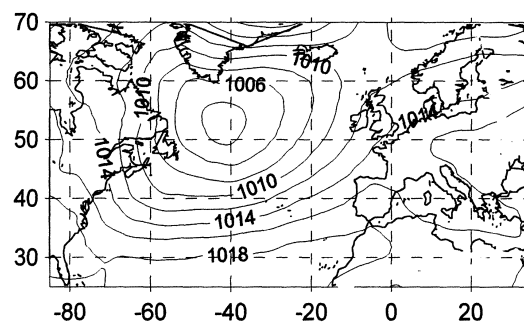
2. Desde el comienzo del presente siglo hasta mediada la década de los treinta la intensidad de la Depresión de Islandia aumentó al tiempo que se produjo un ascenso de la presión sobre el Atlántico Subtropical. Como resultado, el gradiente de presión fue particularmente intenso y el índice se mantuvo por encima de lo normal.

3. Entre mediados de los treinta y finales de los sesenta se registraron los valores sostenidos más bajos de toda la serie histórica merced

### FASE POSITIVA



### FASE NEGATIVA



### ANOMALIAS DE LA PRESION A NIVEL DEL MAR

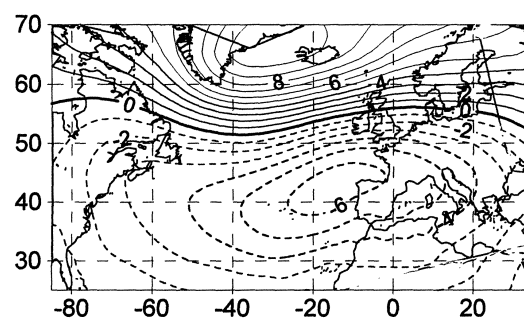


FIG. 2. Campo medio de presión y altura del geopotencial de 500 hPa durante las fases extremas de la NAO (elaboración propia).

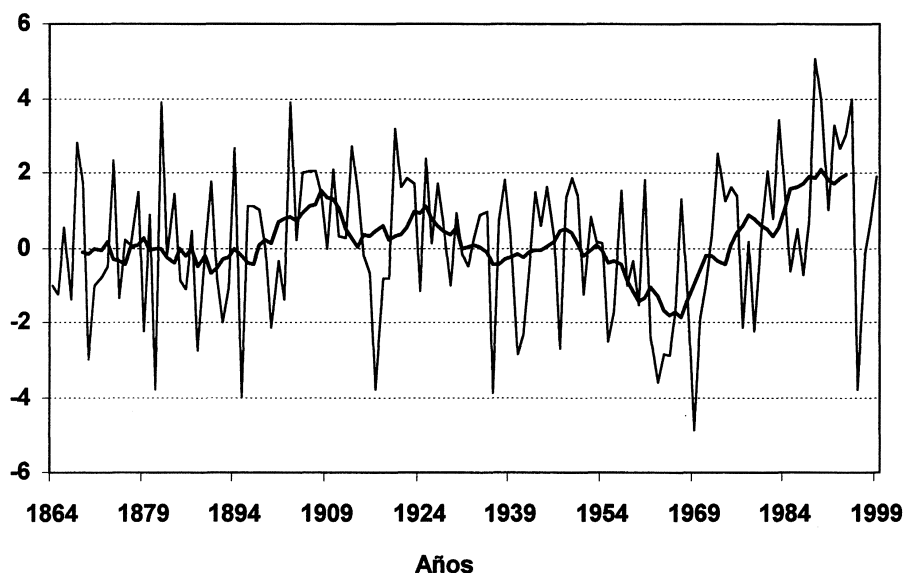


FIG. 3. Evolución temporal del índice NAO (en trazo grueso media móvil de 7 años) (elaboración propia).

a una gran variabilidad en la posición e intensidad de la Baja de Islandia, consecuencia de la proliferación de «reversals».

4. A partir de los años setenta el índice no sólo retornó a las condiciones iniciales del presente siglo, sino que durante ciertos inviernos alcanzó valores desconocidos hasta la fecha, como consecuencia de un reforzamiento del Anticiclón de las Azores y su expansión hacia el E (Zhang *et al.*, 1997).

5. La segunda mitad de los noventa ha experimentado oscilaciones de una amplitud extrema: 1995 fue el segundo invierno con mayor índice positivo, mientras que el de 1996 ha sido el tercero más bajo.

#### *Origen e importancia de la NAO dentro del sistema climático*

Las mayores incertidumbres en la predicción del cambio climático se producen a escala regional, por ello adquieren especial relevancia los es-

tudios tendentes a caracterizar los mecanismos que controlan la estructura de la circulación atmosférica en diferentes zonas de la Tierra, su influencia sobre la variabilidad climática regional y sus interrelaciones con la circulación atmosférica general.

La influencia de los modelos anómalos de convección en áreas tropicales sobre el comportamiento de la circulación a escala planetaria es uno de los principales focos de interés en la predicción climática a medio y largo plazo. El Océano Pacífico presenta grandes variaciones interanuales en la interrelación entre océano y atmósfera, cuyos extremos configuran la ENSO (El Niño-Southern Oscillation): desplazamientos en la localización e intensidad de las áreas de convección asociadas a esa oscilación proporcionan fuentes adicionales de calentamiento adiabático, vorticidad y divergencia a la circulación extratropical. Su influencia se expresa en el Hemisferio Norte a través de las variaciones de intensidad del «Pacific-North American pattern» (PNA, Díaz y Kilandis, 1992); más compleja es la relación de la ENSO con la circulación atmosférica invernal sobre el Atlántico (Fraedrich, 1990; Wilby, 1993).

Cada vez mayor número de investigadores mantienen que la NAO es uno de los modos «naturales» de inestabilidad atmosférica, cuya localización y estructura están ligada a la posición de las ondas de Rossby y del Jet Polar, en razón de mecanismos orográficos y térmicos (p. e., localización de la Depresión de Islandia a sotavento de Groenlandia y sobre las aguas cálidas de la Corriente del Golfo, el Anticiclón de Azores bajo la rama descendente de la célula de Hadley). Esta hipótesis parece confirmarse a partir de las simulaciones realizadas con Modelos de Circulación General de la Atmósfera (CGMs). Éstos han mostrado que muchas de las teleconexiones extratropicales no reciben su energía de los trópicos, sino de la propia circulación atmosférica de las latitudes medias (Simmons *et al.*, 1983), y que, aun en ausencia de estímulos adicionales, la atmósfera genera variaciones similares a las de la NAO (Osborn *et al.*, 1997). Es decir, que aunque dichas teleconexiones pudieran ser afectadas por fenómenos tropicales, cualquier perturbación en el flujo medio atmosférico es suficiente por sí misma para generar esas anomalías de la circulación: en este sentido, la estructura dipolar de la NAO es muy apropiada para extraer momento y energía del flujo atmosférico, pues al flanquear la posición media del Jet Polar lo acelera en las regiones de velocidad más baja, al E del Jet, y lo ralentiza sobre el mismo Jet.

En consecuencia, su evolución interanual podría ser explicada por la componente estocástica interna del sistema climático. La intensidad y dirección del viento estratosférico ecuatorial (la conocida como QBO o Quasi-biennial Oscillation) ha sido citado como uno de los procesos que podrían excitar los cambios de fase de la NAO a corto plazo (Perlitz y Graf, 1995; Kodera *et al.*, 1997), hipótesis avalada al compartir un ciclo de aproximadamente dos años, con tendencia a coincidir las fases positivas de la NAO con un predominio de vientos del W en el vórtice estratosférico y viceversa.

Sin embargo, periodicidades superiores y tendencias seculares serían producto de factores externos a la propia atmósfera, que actuarían a escalas temporales más amplias atribuibles a la interacción entre la circulación oceánica y la atmósfera, mediante disrupciones de la Circulación Termohalina Atlántica. Esta última es el constante proceso de renovación de las aguas en el Océano Atlántico a distintas profundidades, que conduce a la formación de la llamada masa profunda del Atlántico N (NADW). Su origen es el hundimiento de las masas superficiales que se dirigen hacia latitudes septentrionales, arrastradas por la Gulf Stream, fluyendo posteriormente en las profundidades hacia el S. Este mecanismo se retroalimenta a través de las interrelaciones entre los cambios de temperatura de la superficie del Atlántico y del campo de presión a nivel del mar y las variaciones de intensidad de los Westerlies. En efecto, una circulación termohalina intensa refuerza el flujo de aguas cálidas hacia el N, lo cual reduce los gradientes térmicos oceánicos, mientras que períodos de circulación débil incrementan esas diferencias. Una intensa advección de aguas cálidas debilita tanto la Depresión de Islandia como el Anticiclón de Azores (Manabe y Stouffer, 1988), pudiendo conducir a un bloqueo de la circulación zonal (Bjerknes, 1964). A su vez, los cambios de circulación asociados a fases persistentes de uno de los estados extremos de la NAO afectarían a la cantidad de calor latente extraído del océano, al balance entre evaporación y precipitación a escala continental, así como al equilibrio de los casquetes glaciares, principalmente sobre Groenlandia, Islandia y Escandinavia, pudiendo repercutir, en consecuencia, en la advección de aguas con baja salinidad y en la perturbación de la circulación termohalina (Held, 1993). Esta interacción tiene lugar a diferentes escalas temporales, a causa de la amplia capacidad térmica y memoria selectiva del océano (Deser y Blackmon, 1993); la temperatura



de la superficie del Atlántico experimenta dos tipos de fluctuación, una interanual, estrechamente relacionada con la circulación atmosférica, y otra interdecadal, que reflejaría cambios en la circulación oceánica a gran escala (Kushnir, 1994).

*Variabilidad climática asociada a la oscilación del Atlántico norte*

Los cambios de signos de la oscilación explican una parte sustancial de la variabilidad climática invernal en ambas márgenes del Atlántico y en el Ártico. La modificación del gradiente de presión sobre el Atlántico N afecta a la intensidad y dirección de los Westerlies, a la evolución a escala sinóptica representada por la trayectoria de las depresiones y por la posición y persistencia de los anticiclones, así como de la dirección de las advecciones atlánticas y del transporte y convergencia de humedad atmosférica.

Rogers (1990) y Ueno (1993) mostraron que durante las fases positivas las borrascas se desplazan en dirección al Ártico, localizándose un máximo cercano a la posición media de la Depresión de Islandia; mientras que en gran parte de Europa Central y Septentrional los inviernos son templados y lluviosos, la succión de la Depresión de Islandia atrae masas árticas que provocan olas de frío sobre Groenlandia y Labrador. Asimismo, el reforzamiento del Anticiclón de las Azores corta el flujo marítimo sobre la Península Ibérica, N de África y el Mediterráneo Occidental, provocando sequías muy acusadas. Durante las negativas un anticiclón sobre Europa Central o el Atlántico N no sólo reduce el flujo oceánico hacia latitudes septentrionales, sino que además dirige aire continental o ártico que conduce a un inmediato descenso de las temperaturas en amplias áreas por encima del paralelo 50, especialmente Islas Británicas, Europa Central y Occidental y Escandinavia, con abundantes nevadas y formación de hielo en las costas del Báltico y Mar del Norte (Koslowski y Loewe, 1994). Por su parte, las borrascas pueden contornear el flanco occidental del anticiclón, templando los inviernos en Groenlandia (modo GA, Grenland Above), desplazarse más al S de su trayectoria habitual (aproximadamente hacia los 45-50° N) desencadenando intensas precipitaciones en el SW en Europa y el Mediterráneo Occidental.

La persistencia de uno de los dos estados de la NAO ayuda a comprender la evolución climática de Europa Occidental durante el presente siglo. La fase cálida de principios de siglo, cuyo cénit se alcanzó en los años veinte y afectó incluso a latitudes árticas (Fu *et al.*, 1999), se relaciona con un período de ponientes intensos, que finalizó a mediados de los treinta, mientras los duros inviernos de las décadas de los cincuenta y sesenta coincidieron con una circulación en la que predominaron bloqueos anticiclónicos en latitudes septentrionales. Las causas de la extrema fase positiva de la Oscilación del Atlántico Norte en los últimos veinticinco años y su posible relación con la tendencia ascendente de las temperaturas del Hemisferio N, detectada en invierno y primavera (Folland *et al.*, 1990), ha despertado considerable interés, pues pueden precisar si ese calentamiento ha sido producto de cambios naturales en la circulación atmosférica a nivel global, y si, a su vez, dicho aumento de las temperaturas, al reducir los gradientes térmicos meridianos, podría amplificar alguno de los modos de variabilidad atmosférica. Algunas hipótesis sostienen que la intensificación de los centros de acción atlánticos sería atribuible a un proceso de realimentación derivado del aumento de la evaporación sobre los océanos tropicales causado por el incremento de CO<sub>2</sub> y al transporte de ese calor latente hacia latitudes medias (Flönh *et al.*, 1993), pero inserto en cambio global de la circulación atmosférica, caracterizado por significativos incrementos de la presión en Europa Central y el Pacífico, simultáneos a su descenso sobre latitudes árticas (Serreze *et al.*, 1997). Y aunque estos cambios, cuantificados mediante los índices de diversas teleconexiones, particularmente la NAO, explican una fracción sustancial de la evolución térmica reciente del Hemisferio Norte (Hurrell, 1996), las anomalías térmicas recuerdan las proporcionadas por los modelos de la circulación general a los que se suministraban incrementos paulatinos de CO<sub>2</sub> y otros gases invernaderos, si bien estas simulaciones sólo han sido capaces de reproducir la intensidad de la fase positiva de la NAO cuando los modelos fueron acondicionados con variaciones en la concentración de aerosoles sulfatados (Mitchell *et al.*, 1995; Osborn *et al.*, 1998). Cabe reseñar, finalmente, que aún persisten numerosas incertidumbres respecto al papel que podrá jugar la NAO en la futura evolución climática del Hemisferio Norte, dadas las importantes divergencias en su evolución futura (Zorita y González Rouco, 1999), ya que mientras algunos modelos predicen la intensificación de la fase positiva actual, con des-

plazamiento hacia la Península Ibérica y el Mediterráneo de su nodo meridional (Ulbrich y Christoph, 1999), otros parece indicar una tendencia secular hacia valores negativos. Por su parte, reconstrucciones dendrocronológicas del índice NAO abarcando unos 1000 años sugieren que el reciente período de valores positivos puede no haber sido tan excepcional como sugieren los datos instrumentales (Stockton y Gluek, 1999).

La influencia de la NAO en la Península Ibérica ha sido analizada en diversos artículos, fundamentalmente a través de la precipitación (Zorita *et al.*, 1992; Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998; Almarza y López, 1996, Valero *et al.*, 1996; Rodó *et al.*, 1997). Más reducida es la producción analizando su posible influencia en las características de la circulación atmosférica a escala sinóptica y las temperaturas (Rasilla y Fernández García, 1998).

### *Conclusiones*

La NAO es uno de los componentes de un sistema acoplado en el que circulación oceánica y atmosférica evolucionan sometidos a múltiples sinergias, influyendo en las condiciones climáticas del Hemisferio Septentrional mediante alteraciones en el equilibrio radiativo y advectivo. En este sentido, las variaciones interanuales de la NAO estarían provocadas por mecanismos esencialmente atmosféricos, mientras que las de mayor escala (décadas y siglos) se relacionarían con la interacción entre la circulación oceánica y la atmosférica que definirían fases persistentes de uno de sus estados extremos.

Los cambios experimentados por la Oscilación del Atlántico Norte han contribuido a sustanciales variaciones climáticas sobre Europa Occidental y el Ártico en las últimas décadas, complicando el análisis de la respuesta del sistema climático al incremento de los gases del efecto invernadero, pues es difícil discernir si son una respuesta a este último fenómeno o parte de una variación natural en la circulación atmosférica.

Felipe FERNÁNDEZ GARCÍA y  
Domingo RASILLA

Departamento de Geografía.  
Facultad de Filosofía y Letras.  
Universidad Autónoma. Madrid

## BIBLIOGRAFÍA

- ALMARZA, C. y LÓPEZ, J. (1996): «Variability of the precipitation in Spain and its relation to the North Atlantic Oscillation», *6th Conf. on Appl. Climatology*, Noruega.
- BJERJNES, J. H. (1964): «Atlantic air-sea interaction», *Adv. Geophys.*, 10, pp. 1-82.
- COOK, E. R.; D'ARRIGO, R. D. y BRIFFA, K. R. (1998): «The North Atlantic Oscillation and its expression in circum-atlantic tree-ring chronologies from North America and Europe», *The Holocene*, 1, pp. 9-17.
- DESER, C., y BLACKMON, M. L. (1993): «Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter, 1899-1989», *J. Climate*, 6, pp. 1743-1753.
- DÍAZ, H. F., y KILANDIS, G. N. (1992): «Atmospheric teleconnections associated with the extreme phase of the Sothern Oscillation», en Díaz, H. F. y Markgraf, V. (eds.), *El Niño. Historical and Paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation*, Cambridge Univ. Press, pp. 7-28.
- FRAEDRICH, K. (1990): «European Grosswetter during the warm and cold extremes of El Niño-Sothern Oscillation», *Int. J. Climatol.*, 10, pp. 21-31.
- FLOHN, H.; KAPALA, A.; KNOCHE, M. R. y MACHEL, H. (1993): «Water vapour as an amplifier of the greenhouse effect: new aspects», *Meteor. Z.N.F.*, 1, pp. 122-138.
- FOLLAND, C. K.; KARL, T., y VINNIKOV, K. (1990): «Observed climate variations and change», en *Climate change: the IPCC Scientific Assessment*, Cambridge University Press, pp. 195-238.
- FU, C.; DÍAZ, H.; DONG, D., y FLETCHER, J. (1999): «Changes in atmospheric circulation over Northern Hemisphere Oceans associated with the rapid warming of the 1920s», *Int. J. Climatol.*, 19, pp. 581-606.
- HELD, I. H. (1993): «Large-scale Dynamics and Global Warming», *Bull. Ame. Met. Soc.*, 74, pp. 228-241.
- HILDEBRANSSON, H. (1897): «Quelque recherches sure les centres d'action de l'atmosphere», *K. Sven. Vetenskaps Akad.*, 29, pp. 1-33.
- HURREL, J. (1996): «Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature», *Geophys. Res. Lettr*, 23, pp. 665-668.
- HURREL, J., y VAN LOON, H. (1996): «Analysis of low-frequency climate variations over the North Atlantic using historical atmospheric data», *6th Symp. on Global Change Studies*, AMS, pp. 174-179.
- (1997): «Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation», *Climate Change*, 36, pp. 301-326.
- JONES, P. D.; JOHNSON, T., y WHEELER, D. (1997): «Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland», *Int. J. Climatol.*, 17, pp. 1433-1450.
- KODERA, K.; CHIBA, M.; KOLDE, H. y KITO, A. (1997): «Interannual variability of winter stratosphere and troposphere in the Northern Hemisphere», *J. Meteorol. Soc. Japan*, 45, pp. 124-140.
- KOSLOWSKI, G., y LOEWE, P. (1994). «The western Baltic sea ice season in terms of a mass-related severity index: 1879-1992. Part I. Temporal variability and association with the North Atlantic Oscillation», *Tellus*, 46A, 66-74.
- KUSHNIR, Y. (1994): «Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions», *J. Clim.*, 7, 141-157.
- LAMB, P. J., y PEPLER, R. A. (1987): «Nort Atlantic Oscillation: Concept and an application», *Bull. Am. Met. Soc.*, 68, 1218-1225.
- MANABE, S., y STOUFFER, R. J. (1988): «Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model», *J. Clim.*, 1, pp. 841-866.
- MITCHELL, J.; JOHNS, G.; GREGORY, J. M., y TETT, S. (1995): «Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulphate aerosols», *Nature*, 376, pp. 501-504.

- MOSES, T.; KILANDIS, G.; DÍAZ, H. F., y BARRY, R. G. (1987): «Characteristics and frequency of reversals in mean sea level pressure in the North Atlantic sector and their relationship to long term temperature trends», *J. Climatol.*, 7, 13-30.
- OSBORN, T.; BRIFFA, K.; JONES, P.; TETT, S., y SCHWEINGRUBER, F. (1998): «Relationships between European climate and the North Atlantic Oscillation: observation, models and paleodata», *Final Report for Natural Environment Research Council*, 8 pp.
- PERLWITZ, J., y GRAF, H. (1995): «The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter», *J. Climate*, 8, pp. 2281-2295.
- RASILLA, D., y FERNÁNDEZ GARCÍA, F. (1998): «The NAO pattern and winter temperatures over Spain», *Abstracts of the Pre-regional Conference Meeting of the Commission on Climatology (Climate and Environmental Change)*, International Geographical Union, Evora, 1998.
- RODO, X.; BAERT, E., y COMIN, F. A. (1997): «Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation», *Clim. Dynam.*
- RODRÍGUEZ-PUEBLA, C.; ENCINAS, A. H.; NIETO, S., y GARMENDIA, J. (1998): «Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula», *Int. J. Climatol.*, 18, pp. 299-316.
- ROGUERS, J. C. (1984): «The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere», *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1999-2015.
- (1990): «Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies», *J. Climate*, 3, pp. 1364-1379.
- y van Loon, H. (1979): «The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part II: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high altitudes», *Mon. Wea. Rev.*, 107, pp. 509-519.
- SERREZE, M. C.; CARSE, F.; BARRY, R. G., y ROGERS, J. (1997): «Icelandic Low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere Circulation», *J. Climate*, 10, pp. 453-467.
- SIMMONS, A. J.; WALLACE, J., y BRANSTATOR, G. (1983): «Barotropic wave propagation and instability and atmospheric teleconnection patterns», *J. Atmos. Sci.*, 40, pp. 1363-1392.
- UENO, K. (1993): «Inter-annual variability of surface cyclone tracks, atmospheric circulation patterns and precipitation patterns, in winter», *J. Meteorol. Soc. Japan*, 71, pp. 655-671.
- VALERO, F.; DOBLAS, F. J., y GONZÁLEZ, J. F. (1996): «On long term evolution of seasonal precipitation in southwestern Europe», *Ann. Geophysicae*, 7, pp. 976-985.
- VAN LOON, H., y ROGERS, J. C. (1978): «The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General description», *Mon. Wea. Rev.*, 106, pp. 296-310.
- WALKER, G. T., y BLISS, E. W. (1930): «World weather IX. Some applications to seasonal foreshadowing», *Mem. Ind. Meteorol. Dep.*, 91, pp. 490-506.
- WILBY, R. (1993): «Evidence of ENSO in the synoptic climate of the British Isles since 1880», *Weather*, 48, pp. 234-239.
- ZHANG, X.; WANG, X. y CORTE-REAL, J. (1997): «On the relationship between daily circulation patterns and precipitation in Portugal», *J. Geophys. Res.*, 102, pp. 13495-13507.
- ZORITA, E.; KHARIN, V., y VON STORCH, H. (1992): «The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation», *J. Climate*, 5, pp. 1097-1108.
- ZORITA, E., y GONZÁLEZ-ROUZO, F. (1999): «Divergencias en las predicciones de la futura intensidad de la Oscilación del Atlántico N», *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología*, serie A, núm. 1, pp. 579-587.