

TENDENCIAS Y VARIABILIDAD INTERANUAL EN EXTREMOS ESTACIONALES DE TEMPERATURA EN ESPAÑA

María J. ORTIZ BEVIA¹, Laura ALVAREZ-LEDO, Pablo ESCRIBANO FONTAN
Departamento de Física y Matemáticas, Universidad de Alcalá
ortizbeviamr@gmail.com

RESUMEN

En este trabajo se estudian las tendencias y la variabilidad interanual de la intensidad de los eventos extremos de temperatura diurna y nocturna, en 31 estaciones meteorológicas españolas, para los inviernos entre 1958 y 2005, y también para las primaveras. Se construyen unos índices de intensidad estacionales para los extremos máximos y mínimos de las temperaturas diurnas y para las temperaturas nocturnas en cada localidad. A partir de ellos se identifican tendencias significativas. También se prueba estadísticamente la influencia que en los extremos de intensidad pueden tener las fases positivas o negativas de los principales patrones de teleconexión. Las tendencias identificadas son más importantes en los extremos superiores que en los inferiores, y sus coeficientes de determinación son más satisfactorios. Sin embargo la influencia de los patrones de teleconexión de gran escala sobre los eventos extremos de temperatura mínima analizados es más significativa. En ambos casos, tendencias e influencias son más importantes en primavera. Encontramos además que la mayoría de los extremos fríos en estas dos estaciones puede atribuirse a la influencia de un único patrón.

Palabras clave: Extremos Climáticos, España, Tendencias, Índices, Teleconexión.

ABSTRACT

In this study we investigate the trends and the interannual variability in the intensity of extremes of daily and nightly temperature observations at 31 meteorological stations distributed through Spain, between the years from 1958 to 2005, in winter and spring. At each of these locations, we build two indexes (daily or nightly) to characterize the intensity of the extreme temperature events. From these indexes, we identify significant trends. We also test statistically the influence that the positive or negative phases of the teleconnection patterns might have on the intensity of the extreme events of temperature. We have found trends that are significant, with reasonable determination coefficients and spatially coherent in the upper extremes while significant trends in the lower extreme events can be found only at few locations. Moreover, the statistical proofs indicate that the large scale teleconnection patterns have greater influence on the cold extremes. Both characteristics, trends and influence, are more important in spring than in winter. We have also found that at most of the cold events the significant influence is due only to one pattern at a time.

Key words: Temperature, Extremes, Spain, Winter, Spring, Trends, Teleconnection indexes.

1. INTRODUCCION.

Los eventos meteorológicos extremos tienen un importante impacto socio-económico. En particular se sabe que los eventos extremos de temperatura (EET) influyen en la demanda energética. Por ejemplo las temperaturas extremadamente frías que se dieron en ciertas partes de Europa y Estados Unidos en los inviernos de 2009-2010 y 2010-2011 dispararon el consumo energético (Guirguis et al. 2011). En España, datos del consumo doméstico proporcionados por Iberdrola muestran en las poblaciones analizadas un record absoluto en el invierno 2008-2009. Estos datos se corresponden con los observados en el Hemisferio Norte, y su interpretación es todavía objeto de controversia científica. (Petukhov y Semenov 2009; Zhang et al. 2012; Labitzke y Kunze 2009). La mayoría de las anomalías extremas frías observadas durante los inviernos de 2009-2010 y 2010-2011 pueden ser explicadas por el estado negativo persistente de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, Van Loon y Rogers, 1978) que tienen en común ambos inviernos (Guirguis et al. 2011). Sin embargo su influencia sobre la temperatura de la Península Ibérica en invierno es sólo marginalmente significativa desde el punto de vista estadístico (Castro-Díaz et al. 2002). Este dato puede sorprender si consideramos que se ha demostrado la influencia de la NAO sobre la insolación invernal en España (Sánchez-Lorenzo et al., 2007). Sin embargo, es explicable al considerar que en la temperatura superficial del aire el efecto de la NAO sobre la insolación va acompañado por una mayor radiación (Trigo et al. 2002). El patrón anómalo NAO alcanzó una fuerza sin precedentes durante el invierno 2009-2010 y continuó durante 2010-2011 (Wang et al., 2010). Sin embargo, la NAO no explica el invierno anormalmente frío en la Península en 2008-2009. La variabilidad anómala de la Península Ibérica está también influida por otros patrones de teleconexión (Barnston y Livezey 1987). En particular para la temperatura de la Península Ibérica, un estudio de Rodríguez-Puebla et al (2010) señala la relevancia de los patrones Escandinavo (SCAND) y Atlántico Oriental (EA) en los índices extremos de temperaturas diurnas (máximas) y nocturnas (mínimas). La variabilidad del noreste peninsular está influida por el patrón Atlántico Oriental- Rusia Occidental, EAWR (Menéndez et al., 2004).

Las proyecciones de los modelos del cambio climático muestran periodos de ausencia o de tendencias decrecientes de la temperatura superpuestos a una tendencia de calentamiento global (Easterling y Wehner, 2009) lo que puede explicar la aparición de inviernos muy fríos como los antes descritos, intercalados a su vez con eventos extremos cálidos de importante magnitud y extensión. Una de las aparentes paradojas climáticas de las últimas décadas es que, aunque las regiones continentales del norte (noroeste de Norteamérica y norte de Asia) han mostrado su mayor calentamiento durante el invierno, la incidencia de los eventos extremadamente fríos ha sido al menos tan grande durante las décadas de los 80 y 90 como en las primeras décadas del siglo XXI (Walsh et al. 2001). En la Península Ibérica, según Prieto et al. (2004) y Rodríguez- Puebla et al. (2010), existen tendencias crecientes en el valor del percentil y tendencias decrecientes en el número de extremos de temperaturas frías en los registros históricos para la última parte del siglo XX.

Los objetivos de este estudio son la identificación y caracterización de la intensidad de los diferentes sucesos extremos de temperatura (nocturnos y diurnos) ocurridos en 31 observatorios distribuidos por la España peninsular durante los inviernos y primaveras entre el año 1958 y el 2005 mediante unos índices. Estudiamos las posibles tendencias y valoramos la influencia que los patrones de teleconexión puedan tener sobre los índices.

2. DATOS

Para la caracterización de los eventos extremos fríos y cálidos se ha utilizado una serie de temperaturas diarias invernales, tanto diurnas (máximas) como nocturnas (mínimas), observadas en 31 estaciones meteorológicas ubicadas por España, las cuales se encuentran representadas en la Figura 1. La calidad de los datos obtenidos de dichas estaciones ha sido controlada y homogeneizada de acuerdo con las recomendaciones de Aguilar et al. (2004) y tienen una buena cobertura: menos del 5% de datos ausentes para el periodo de 1958-2005. A partir de las series originales se separan los días correspondientes al invierno, definido como promedio de los meses de Diciembre, Enero y Febrero, para obtener unas series invernales. Las series primaverales se forman con los promedios de los días correspondientes a Marzo, Abril y Mayo.



Figura 1.- Localización de las estaciones meteorológicas cuyas observaciones de temperatura se han utilizado en el presente estudio.

Para conocer la posible dependencia de los eventos fríos, diurnos y nocturnos, respecto de diferentes índices climáticos de teleconexión, se han utilizado datos mensuales de estos índices para el periodo 1957-2005. Entre los índices utilizados se encuentra: el índice NAO definido como la diferencia de anomalías normalizadas de presión a nivel del mar (SLP) entre la estación meteorológica de Gibraltar y la de Reykjavik (Jones et al 1997). Se obtuvo de (). La variabilidad interanual más importante del planeta (ENSO) se caracteriza por el índice de la Oscilación del Sur (SOI) definido como la diferencia entre las presiones normalizadas de Darwin (Australia) y Tahiti (Trenberth 1984). Otros índices de teleconexión se obtuvieron por el procedimiento de Barnston y Livezey (1987) a partir de un análisis estadístico de las anomalías de la altura geopotencial de 500 hPa en el hemisferio Norte. El patrón de temperatura asociado al índice climático EAWR muestra un tripolo, con variabilidad de un signo en la parte occidental de Rusia y de signo opuesto sobre el Himalaya y la parte oriental del Atlántico adyacente a España y las islas Británicas. El índice EA tiene un patrón asociado

de temperaturas con variabilidad del mismo signo en el Atlántico oriental y sobre la costa de China y de signo opuesto en el centro del Atlántico. Por último el patrón de temperatura asociado al índice SCAND tiene, además de un centro principal de anomalías en la Península Escandinava, otros dos de signo contrario, uno sobre el noreste del Atlántico y otro sobre la Siberia central. El patrón de temperatura asociado al índice del Pacífico-Norte América (PNA) muestra variabilidad de un signo en el Pacífico Central, próximo a Hawaii, y de signo opuesto cerca de la baja Aleutiana y en la parte suroriental de los EEUU de América. Estos índices se obtuvieron de la página web del Climate Prediction Centre, USA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>).

Además, se han tenido en cuenta también el índice de la Oscilación Decadal del Pacífico. PDO (Mantua et al., 1997). que caracteriza la variabilidad del Pacífico Norte, dominado por escalas de tiempo decadales. También se utilizaron dos índices oceánicos, el índice del Atlántico Tropical Norte (NTA) y el índice del Atlántico Tropical Sur (STA) obtenidos como promedio de las anomalías de temperatura en superficie del mar en esas regiones (Enfield et al., 1999).

3. METODOLOGIA

Para caracterizar la intensidad de los eventos, se sigue la metodología desarrollada por Gershunov et al. (2009). Para estudiar la influencia de los patrones de teleconexión, se sigue la metodología de OrtizBevia et al. (2012).

Los valores extremos de una muestra son aquellos valores con menor probabilidad de ocurrencia. Para un nivel de probabilidad dado (por ejemplo p), se define el valor umbral de extremo $X(p)$ como aquel que cumple

$$Pr(x \leq X(p)) = p$$

es decir que la probabilidad de que un valor x de la muestra elegido al azar sea menor o igual que el umbral $X(p)$ es precisamente p . En estos términos, los valores cuya probabilidad es p o inferior son todos aquellos que están por debajo del umbral del $X(p)$ y todos aquellos que están por encima de $X(1-p)$. Para un valor dado de p del 5%, éstos serían el $X(5\%)$ y $X(95\%)$.

A partir de un umbral de probabilidad $X(p,i)$ de una estación i , calculamos la variable I_p para el nivel de probabilidad p y el día d partir de la diferencia Δ_1

$$\begin{aligned} \Delta_1(p,i) &= X(p,i) - T(d,i) \\ I_p(d,i) &= \Delta_1 \quad \text{si } \Delta_1 > 0 \\ I_p(d,i) &= 0 \quad \text{si } \Delta_1 \leq 0. \end{aligned}$$

La variable $I_p(d,i)$ es cero cuando los valores de temperatura son superiores a los del umbral y nos da la intensidad de los sucesos de temperatura más bajos (olas de frío). Acumularemos los valores de la intensidad, sumando a todos los días del mes, o a todos los de un invierno, para obtener intensidades mensuales o estacionales. Para el nivel de probabilidad $(1-p)$, tomaremos una diferencia $\Delta_2(p,i) = T(d,i) - X(p,i)$ para definir de forma análoga la variable $I_{(1-p)}$.

La tendencia de la evolución de los índices de Intensidad de Extremos de Temperatura (IET) estacionales se ajusta mediante una recta de regresión. Utilizando el valor de la pendiente a , el del intervalo de confianza Δ_a , y el coeficiente R de la determinación establecemos si la tendencia es o no significativa al nivel de probabilidad elegido.

Luego realizamos una prueba estadística para determinar una posible influencia de los índices de teleconexión sobre los índices IET, de los que se ha eliminado la tendencia. Se considera que la teleconexión está en fase positiva (negativa) cuando el índice excede el valor de una desviación típica positiva (negativa). La prueba de Wilcoxon (Gibbons y Chakraborti, 2010) compara dos muestras de los valores del índice de IET, una de ellas tomada en una fase anómalo (caliente o fría) del índice de teleconexión, y la otra en un estado neutro. Si no se puede aceptar que las muestras provengan de distribuciones de probabilidad idénticas con la misma mediana, consideraremos que hay influencia de la teleconexión sobre la muestra.

4. RESULTADOS.

En la figura 2 hemos representados los puntos en que se detectan tendencias significativas en los índices de IET en invierno (arriba) y primavera (abajo). De los cuatro índices, hemos elegido representar el comportamiento de dos de ellos, en que las diferencias son más evidentes. Como vemos, las tendencias en los índices IET mínimos son sólo significativas en unos pocos puntos. Por el contrario, las tendencias en los índices IET máximos son significativos en la mayoría de las estaciones analizadas.

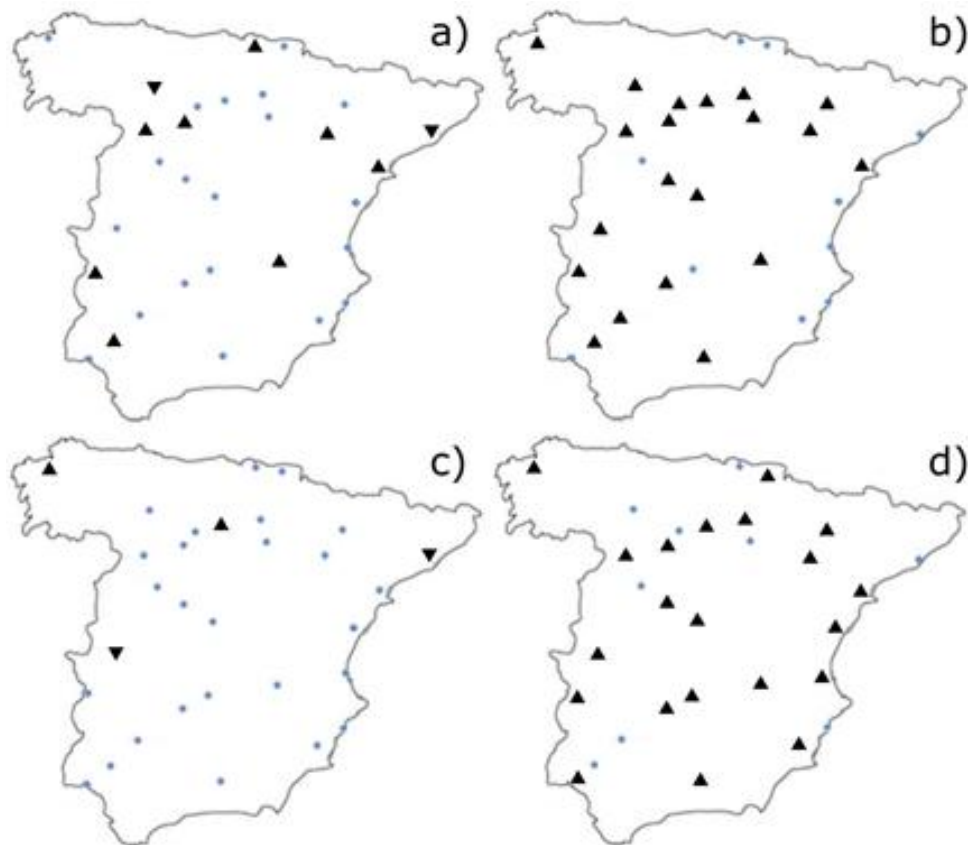


Figura 2. - Tendencias estimadas para los índices estacionales de intensidad de eventos extremos construidos a partir de temperaturas diurnas. a) Intensidad de eventos extremos fríos en invierno. b) Intensidad de eventos extremos cálidos en invierno. c) Intensidad de eventos extremos fríos en primavera. d) Intensidad de eventos extremos cálidos en primavera. Los triángulos indican tendencia significativa (descendente si el triángulo está invertido).

Hemos representado en la Figura 3 la dependencia estacional de las fases de los índices de teleconexión, porque nos puede ayudar a interpretar los resultados de la prueba estadística. Las fases NAO+, PNA+ y PNA- se dan con más frecuencia en invierno, mientras que la NAO- se observa mas en otoño (Figura 3a). Las NTA+ están distribuidas por igual a lo largo de todo el año, mientras que las NTA- se dan más en primavera. Las STA+ tienen signatura de invierno y las STA- de verano (Figura 3b). Los eventos EA+ y EAWR- se observan más en invierno, los EA- son mucho más abundantes en primavera, y los EAWR+ en verano (Figura 3c). La PDO+ se observa más en primavera. El índice SCAND permanece en condiciones neutras en invierno (Figura 3d).

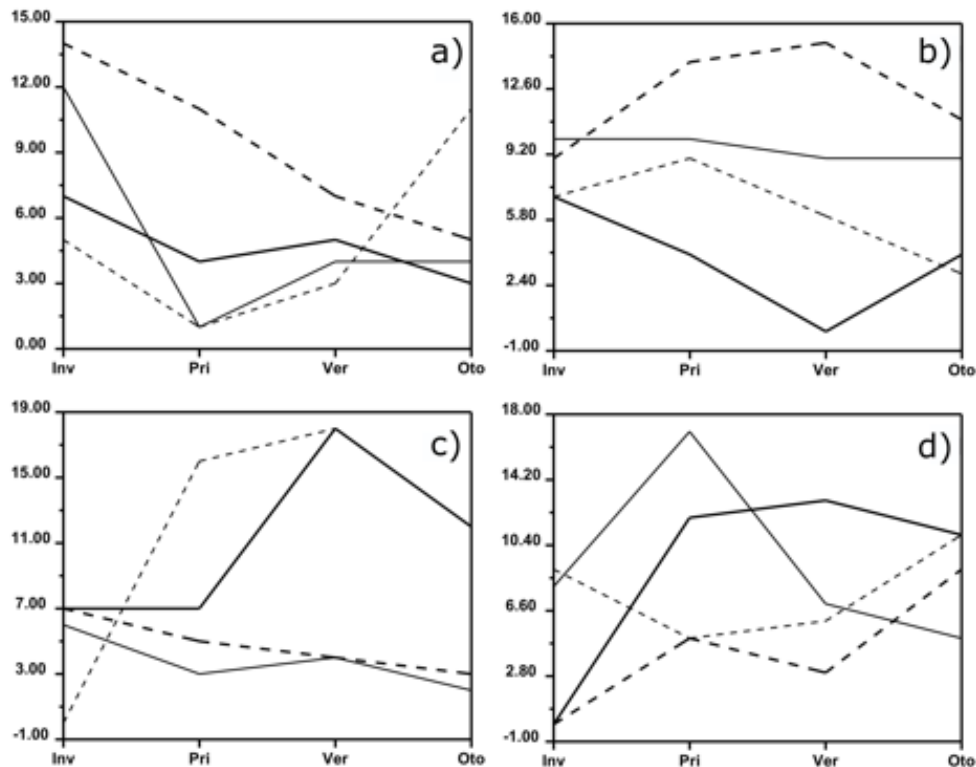


Figura 3.- Dependencia estacional del número de ocurrencias de las fases de los índices de teleconexión. a) Se representa la fase positiva del índice NAO con línea continua fina, la fase negativa del índice NAO con línea discontinua fina, la fase positiva del índice PNA con línea continua gruesa y la fase negativa del índice NAO con línea discontinua gruesa. b) Se representa la fase positiva del índice NTA con línea continua fina, la fase negativa del índice NTA con línea discontinua fina, la fase positiva del índice STA con línea continua gruesa, la fase negativa del índice STA con línea discontinua gruesa. c) Se representa la fase positiva del índice EA con línea continua fina, la fase negativa del índice EA con línea discontinua fina, la fase positiva del índice EAWR con línea continua gruesa, la fase negativa del índice EAWR con línea discontinua gruesa. d) Se representa la fase positiva del índice PDO con línea continua fina, la fase negativa del índice PDO con línea discontinua fina, la fase positiva del índice PDO con línea continua gruesa, la fase negativa del índice PDO con línea discontinua gruesa.

En el caso de invierno, la prueba estadística indica que, en 6 de las 31 estaciones meteorológicas analizadas, los valores del índice de IET nocturno cálido son mayores si el NTA está en un estado frío, y menores si lo está el STA. La influencia de los otros índices de teleconexión sobre los eventos nocturnos cálidos es puntual. Por otro lado, en 4 de los observatorios los valores del índice de IET nocturno frío son más suaves si el NTA está en una fase cálida o si el STA está en una fase fría. La influencia de la fase negativa de otros índices de teleconexión (como el EA, que afecta a 4 de las estaciones) no es consistente.

En el caso de primavera, la teleconexión que más incide es la EAWR. En su fase positiva influye en los IET de 11 de los observatorios considerados, y en la negativa en 13 de ellos (ver Figura 4). La fase cálida del índice PNA (figura 4b) influye en 9 de las estaciones meteorológicas consideradas, y la fase fría en 4 (se da solapamiento en un caso). Igualmente, los valores del IET de 10 estaciones están influidos por EA+, y en 4 estaciones por la EA- (Figura 4c). En 10 estaciones, se detecta una influencia del patrón NAO- sobre los valores del índice IET más frío. Aquí también, según se puede apreciar en la Figura 4d, los solapamientos son puntuales.



Figura 4.- a) Observatorios en donde la prueba estadística detecta una dependencia significativa del índice primaveral de los eventos extremos fríos respecto a las fases del índice de teleconexión EAWR. Los círculos marcan la influencia significativa de la fase cálida, los rombos, de la fase fría. b) Igual, pero para la influencia del índice PNA. c) Lo mismo, pero para la influencia del índice EA. d) Igual, pero para la dependencia en las fases del índice NAO.

En primavera, la fase EAWR+ hace los extremos fríos más fríos y la fase EAWR- hace los extremos cálidos menos cálidos. La fase EA+ hace más cálidos los eventos extremos cálidos. El estado PNA+ hace más fríos tanto los extremos fríos como los cálidos. La misma falta de consistencia se observa para los extremos fríos y las fases de la NAO: en algunos observatorios, cuando la fase es NAO- los extremos fríos son más fríos, y en otros observatorios, los extremos fríos coinciden con la fase NAO+.

5. CONCLUSIONES.

De los análisis llevados a cabo sobre la intensidad de los eventos extremos fríos en invierno resultan tendencias crecientes en algún observatorio y decrecientes otros. En cambio, en el caso de los eventos extremos cálidos, tanto diurnos como nocturnos, las tendencias son crecientes, más importantes que en el caso de los fríos y significativas en casi todas las estaciones.

En lo que respecta a la influencia de los patrones de teleconexión sobre los IET de invierno, los patrones oceánicos STA y NTA ejercen mayor influencia. Otros patrones que ejercen puntualmente influencia son el EAWR, el PNA, el EA y la NAO.

A diferencia de lo que ocurre en las tendencias, la influencia de las señales a gran escala sí que es significativa en primavera, especialmente para los eventos extremos fríos. El patrón más influyente es EAWR, que lo hace por igual en su fase positiva y en la negativa. Sobre la intensidad de los eventos influyen las dos fases del PNA, mientras que sobre los eventos cálidos influyen la fase cálida de EA y EAWR. La NAO en la fase negativa influye sobre las estaciones del norte y el Mediterráneo y en la fase positiva sobre otras estaciones.

6. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a AEMET por la cesión de los datos de las estaciones meteorológicas estudiadas.

7. REFERENCIAS

- Aguilar, A. et al. (2004). "Guidelines on Climate metadata and homogeneization", *WMO, WCDMP*, 53, TD 1186.
- Barnston, A.G. y Livezey, R.E. (1987). "Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns". *Mon. Wea. Rev.*, 115: 1083-1126.
- Castro-Díaz, Y.; Pozo-Vázquez D., Rodrigo F. S. y Esteban-Parra, M.J. (2002). "NAO and winter temperature variability in southern Europe". *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2001GL014042.
- Easterling D. R. y Wehner M. F. (2009) "Is the climate warming or cooling?". *Geophys. Res. Lett.*, 36, doi: 10.1029/2009GL037810.
- Enfield D.B.; Mestas-Núñez AM, Mayer DA y Cid-Serrano L. (1999). "How ubiquitous is the dipole relationship in the Tropical Atlantic sea surface temperatures?". *J. Geophys. Res.*, 104: 7841-7848.
- Gershunov A.; Cayan D. R. y Jacobelli S. F. (2009). "The great 2006 heat wave over California and Nevada: signal of an increasing trend". *J. Climate*, 22:6181-6203. doi: 10.1175/2009jcli2465.1.
- Gibbons J. D. y Chakraborti S. (2010). *Nonparametrics Statistical Inference*. Fifth edition. CRC Press.
- Guirguis K.; Gershunov A., Schwartz R. y Bennett S. (2011). "Recent warm and cold daily winter temperature extremes in the Northern Hemisphere". *Geophys. Res. Lett.*, 38, 10.1029/2011gl048762.
- Jones, P.D.; Jonsson, T. y Wheeler, D. (1997). "Extension of the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland", *Int. J. Climatol.*, 17: 1433-1450.
- Labitzke, K. y Kunze, M. (2009). "Über die unerwartet warme Stratosphere in Winter 2008/2009". *Beiträge zur Berliner Wetterkarte*. 7/04/2009.
- Mantua, N.J.; Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M. y Francis, R. C. (1997). "A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1069-1079.
- Menéndez, M.; Méndez, F.J., Losada, I.J., Medina, R. y Abascal A. J. (2004). "Variaciones del régimen extremal en el clima marítimo en el litoral español en el período 1958-2001". *IV Congreso de la Asociación Española de Climatología*, Santander, 73-83.
- OrtizBeviá, M.J.; Sánchez-López, G., Alvarez-García, F.J. y Ruiz de Elvira, A. (2011). "Evolution of heating and cooling degree-days in Spain: Trends and interannual variability". *Global and Planetary Change*, 92-93: 236-247. doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.05.023
- Overland, J. E.; Wood, K. R. y Wang, M. (2011). "Warm Arctic-cold continents: climate impacts of the newly open Arctic Sea". *Polar Research*, 30, doi: 10.3402/polar.v30i0.15787.
- Petukhov, V. y Semenov, V.A. (2009). "A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents". *J. Geophys. Res. (Atmospheres)*, 115, doi: 10.1029/2009JD013568
- Prieto, L.R.; García-Herrera, R., Díaz, J., Hernández, E. y del Teso, M.T. (2004). "Minimum extreme temperatures over Peninsular Spain". *Global and Planetary Change*, 44, 59-71. doi:10.1016/j.gloplacha.2004.06.05.
- Rodríguez-Puebla, C.; Encinas, A. H., García-Casado. L. A. y Nieto, S. (2010). "Trends in warm days and cold nights over the Iberian Peninsula: relationships to large scale variables". *Climatic Change*, 100, 667-684.

- Sánchez-Lorenzo, A.; Brunetti, M., Calvo, J. y Martín-Vide, J. (2007). "Recent spatial and temporal variability and trends of sunshine duration over the Iberian Peninsula from an homogenized dataset". *J. Geophys. Res. (Atmospheres)*. 112, doi: 10.1029/2007JD008677.
- Solomon, S.; Qin, D., Manning, M., Hen, Z., Marquis, M., Avery, B., Tignor, M., Millert, H. L. (Eds.). (2007). *Contribution of working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge (U. K.).
- Trenberth, K. (1984). "Signal versus Noise in the Southern Oscillation". *Mon. Wea. Rev.* 112: 326-332.
- Trigo, R. M.; Osborn, T. J. y Corte-Real, J. (2002). "The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impact and associated physical mechanisms". *Climate Research*. 20, 9-17.
- Walsh, J. E.; Phillip, A.S., Portis, D. H. y Chapmann, W.L. (2001). "Extreme cold outbreaks in the United States and Europe, 1948-1999". *J. Climate*, 14, 2642-2657.
- Wang, C.; Liu, H. y Lee, S. (2010). "The record breaking cold temperatures during the winter of 2009-2010 in the Northern Hemisphere". *Atmos. Sci. Lett.*, doi: 10.1002/asl.278.
- Zhang, X.; Lu, C. y Guan, Z. (2012). "Weakened cyclones, intensified anticyclones and recent extreme cold winter weather events in Eurasia". *Environ. Res. Lett.*, doi: 10.1088/1748-9326/7/4/0444044.