

# ANOMALÍAS DE LA PRECIPITACIÓN INVERNAL EN LA PENÍNSULA IBÉRICA Y BALEARES DESPUÉS DE GRANDES ERUPCIONES VOLCÁNICAS TROPICALES (1901-1996)

Marc J. PROHOM\* y Raymond S. BRADLEY\*\*

\* *Grup de Climatologia, Parc Científic de Barcelona, Universitat de Barcelona*

\*\* *Climate System Research Center, University of Massachusetts, Amherst*

## RESUMEN

En este artículo se analizan las anomalías de precipitación sobre la Península Ibérica y Baleares durante los inviernos posteriores a grandes erupciones volcánicas tropicales del siglo XX. Para ello, se utiliza el método del Análisis de Épocas Superpuestas para resaltar la señal volcánica del ruido de fondo. Los resultados obtenidos muestran significativas anomalías negativas de precipitación en el extremo noroeste de la Península, durante los dos primeros inviernos posteriores a grandes eventos volcánicos, mientras que anomalías de signo contrario son perceptibles en el área próxima al Mediterráneo para el mismo período. Estos resultados parecen estar en consonancia con anomalías de circulación sobre las latitudes medias previamente detectadas, constatándose un incremento de los vientos del oeste alrededor del paralelo 60°N.

**Palabras clave:** variabilidad climática, erupciones volcánicas, Península Ibérica y Baleares, precipitación media mensual, invierno, análisis de épocas superpuestas.

## ABSTRACT

*Winter precipitation anomalies over the Iberian Peninsula and the Balearic Islands following major tropical volcanic eruptions of the 20<sup>th</sup> century are discussed. A Superposed Epoch Analysis method is applied in order to identify the volcanic signal from the background noise. The results obtained show significant negative rainfall anomalies in the north-western sector of Iberia within the first two winters after large eruptions, while positive anomalies are detected in the area close to the Mediterranean Sea. These results are in agreement with circulation anomalies over the mid-latitudes previously reported, in the sense of increased tropospheric westerlies at 60°N.*

**Key words:** *climatic variability, volcanic eruptions, Iberian Peninsula and Balearic Islands, monthly mean precipitation, winter, superposed epoch analysis.*

## 1. INTRODUCCIÓN

La variabilidad natural del clima tiene en las erupciones volcánicas a uno de sus mayores pilares, por sus conocidos efectos sobre la turbidez atmosférica y sobre el balance de radiación terrestre. A pesar de tratarse de una incidencia episódica y puntual (una gran erupción cada dos décadas, en promedio), su señal sobre los registros térmicos puede ser considerable. En este sentido, se han podido constatar significativos descensos de temperatura en los dos años posteriores a grandes

eventos volcánicos, tanto a escala global como a escala hemisférica (SEAR *et al.*, 1987; JONES y KELLY, 1996) e incluso a escala regional (PROHOM, 2001), todo ello ligado a la reducción de la radiación solar incidente. Pero a pesar de esta constatación, también se han identificado respuestas de signo contrario a la señalada, en función de la estación del año y de la región. Así, un calentamiento invernal post-eruptivo es perceptible sobre el sector occidental de Norte América (LOUGH y FRITTS, 1987) y Eurasia (GROISMANN, 1992; ROBOCK y MAO, 1992, 1995). Todo ello pues indica que, además de los consabidos efectos sobre la radiación terrestre, existen otros procesos de naturaleza dinámica que determinan la respuesta climática invernal ante la presencia de aerosoles volcánicos en la atmósfera. Estos aerosoles, procedentes mayoritariamente de erupciones tropicales, calientan la baja estratosfera tropical provocando una alteración en el gradiente térmico e incrementando el vórtice polar en la baja estratosfera. Este proceso resulta en un reforzamiento de los vientos del oeste durante los meses más fríos del año, efecto que también se manifiesta en la troposfera (GRAF *et al.*, 1994; KODERA, 1994; KIRCHNER *et al.*, 1999).

Constatada pues la presencia de anomalías de circulación en la troposfera y sobre las latitudes medias en los inviernos post-volcánicos, el presente artículo intenta identificar las posibles consecuencias de este impacto de origen natural sobre la distribución de la precipitación en la Península Ibérica y Baleares durante el citado período. La necesidad de un mayor conocimiento de los mecanismos reguladores de la precipitación en este sector tan sensible a fenómenos extremos (sequías e inundaciones), justifica de por sí el análisis.

## 2. FUENTES DE DATOS Y METODOLOGÍA

### 2.1. Fuente de datos

Para este estudio, se ha utilizado una malla de puntos con una resolución espacial de  $0.5^\circ$  de latitud por  $0.5^\circ$  de longitud, conteniendo datos mensuales de precipitación para el período 1901-1996. El procedimiento de interpolación así como la cobertura espacial de la malla está descrita con detalle en NEW *et al.* (2000). Para el presente análisis, la ventana espacial escogida comprende un total de 324 puntos de malla incluidos dentro del espacio  $35.75^\circ\text{N} - 43.75^\circ\text{N} / 9.75^\circ\text{W} - 3.25^\circ\text{E}$ . Esta ventana engloba la Península Ibérica, el extremo africano más próximo al estrecho de Gibraltar, las islas Baleares y el sector más meridional de Francia. La figura 1 muestra la cobertura espacial de los datos.

### 2.2. Selección de los eventos volcánicos

Las erupciones explosivas suelen ocurrir con bastante frecuencia pero, como se ha indicado anteriormente, los eventos con presumible impacto climático son mucho más esporádicos. Se ha constatado que, más que la magnitud de la erupción, es la cantidad de azufre inyectado en la estratosfera el elemento clave (SIGURDSSON, 1990). Por ello, una buena cronología de vulcanismo explosivo puede obtenerse a partir de los depósitos ricos en azufre presentes en los registros glaciológicos de ambos casquetes polares (ROBOCK y FREE, 1995; ZIELINSKI, 1995). Pero además existen otras fuentes de información paralelas que pueden ayudar a la identificación de los grandes eventos volcánicos, tales como el *Dust Veil Index* (LAMB, 1970, 1983) o el *Volcanic*

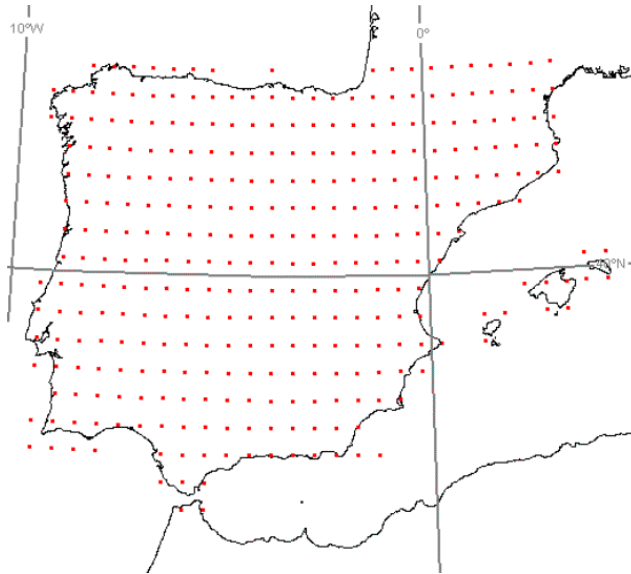


Figura 1: Cobertura espacial de la fuente de datos.

*Explosivity Index* (NEWHALL y SELF, 1982), así como registros indirectos basados en perturbaciones detectadas en el crecimiento anual de los anillos de los árboles (BRIFFA *et al.*, 1998). Gracias a la información proporcionada por todos estos índices y teniendo en cuenta la cobertura temporal de la fuente de datos, se seleccionaron cinco eventos volcánicos localizados en la franja tropical y que se muestran en la tabla 1.

Se incorporaron al análisis aquellas erupciones con mayor cantidad de gases sulfurosos emitidos (>3 Tg). Se ha descartado la erupción del volcán Santa María (octubre de 1902), en Guatemala, que emitió una cantidad de azufre aproximado de 30 Tg, debido a la proximidad con el inicio de la fuente de datos utilizada y a la metodología empleada que seguidamente se detalla.

Tabla 1: Listado de las erupciones volcánicas incluidas en el análisis.

Evento	Latitud	Longitud	Fecha	Azufre emitido
Paluweh (Indonesia)	8.3°S	121.7°E	Agosto, 1928	3 Tg
Agung (Indonesia)	8.3°S	115.5°E	Marzo, 1963	15-20 Tg
Fuego (Guatemala)	14.5°N	90.8°W	Octubre, 1974	2-5 Tg
El Chichón (México)	17.4°N	93.2°W	Abril, 1982	12-15 Tg
Pinatubo (Filipinas)	15.1°N	120.5°E	Junio, 1991	30 Tg

### 2.3. Metodología de análisis

Inicialmente, los valores de las medias mensuales de precipitación para cada uno de los 324 puntos de malla fueron transformados a anomalías estandarizadas ( $z$ ) respecto al período de referencia 1961-90.

Posteriormente se aplicó el método del Análisis de Épocas Superpuestas (AES) (CONRAD y POLLACK, 1962; PANOFSKY y BRIER, 1965) con el objetivo de aislar la incidencia volcánica sobre, en este caso, la variable precipitación y resaltarla del ruido de fondo. Esta misma técnica ya se utilizó en anteriores estudios para determinar la respuesta térmica (SEAR *et al.*, 1987; BRADLEY, 1988; PROHOM, 2001). Puesto que el objetivo es detectar el posible impacto volcánico sobre la precipitación invernal, se seleccionó como mes clave o mes cero, el mes de enero del año de la erupción para así realzar el comportamiento estacional. En el AES, los valores  $z$  mensuales de los cinco años posteriores se expresan como anomalías respecto al correspondiente promedio mensual de los cinco años precedentes al mes cero. De esta manera, cada evento analizado muestra la desviación con respecto a la situación climática de aquellos momentos y no con respecto a una media escogida arbitrariamente. Finalmente, para evaluar la significación de los cambios en la precipitación, se emplea una técnica Monte Carlo, en la que se generan 10.000 iteraciones seleccionando fechas al azar para así fijar el nivel de significación del 5 y el 95 por ciento.

### 3. RESULTADOS

Se aplicó el método AES con la combinación de los cinco eventos volcánicos tropicales mostrados en la tabla 1, y se analizó la respuesta pluviométrica en los tres inviernos posteriores a los mismos, a resolución mensual. Así, para el primer año se estudiaron los meses de diciembre (D0), enero (E+1) y febrero (F+1), entendiéndose por 0 el año de la erupción y por +1 el primer año posterior. Se siguió el mismo procedimiento para los dos inviernos restantes.

La figura 2 muestra la distribución espacial de las  $z$  de la precipitación mensual correspondientes a los meses D0 (2a), E+1 (2b) y F+1 (2c) una vez aplicado el método AES. El sombreado indica las áreas que superan el nivel de significación del 5 % fijado por la técnica Monte Carlo.

En primer lugar es destacable la presencia de anomalías negativas sobre toda la región en los meses D0 y E+1, siendo este último el que registra valores más extremos, con prácticamente la totalidad de la malla superando el umbral de significación. Asimismo, en los tres meses es posible detectar un mismo patrón espacial: (a) anomalías negativas extremas en el sector noroeste peninsular y (b) anomalías negativas menos acentuadas a lo largo del litoral mediterráneo. Precisamente es en este último sector donde se registran anomalías positivas de cierta entidad en el mes F+1, centradas en el cuadrante sureste.

La figura 3 muestra la distribución de las anomalías para el segundo invierno. A grandes rasgos tiende a repetirse el mismo patrón apuntado para el primer invierno post-eruptivo. Así, el mes de enero (E+2) (3b) sigue siendo el mes globalmente más sensible, registrándose anomalías negativas en toda la región de análisis. Igualmente, el extremo noroeste presenta las mayores desviaciones negativas en los tres meses (superándose en algunos casos el umbral de significación) y, de nuevo, las anomalías positivas son perceptibles en buena parte de la fachada mediterránea peninsular y el archipiélago balear.

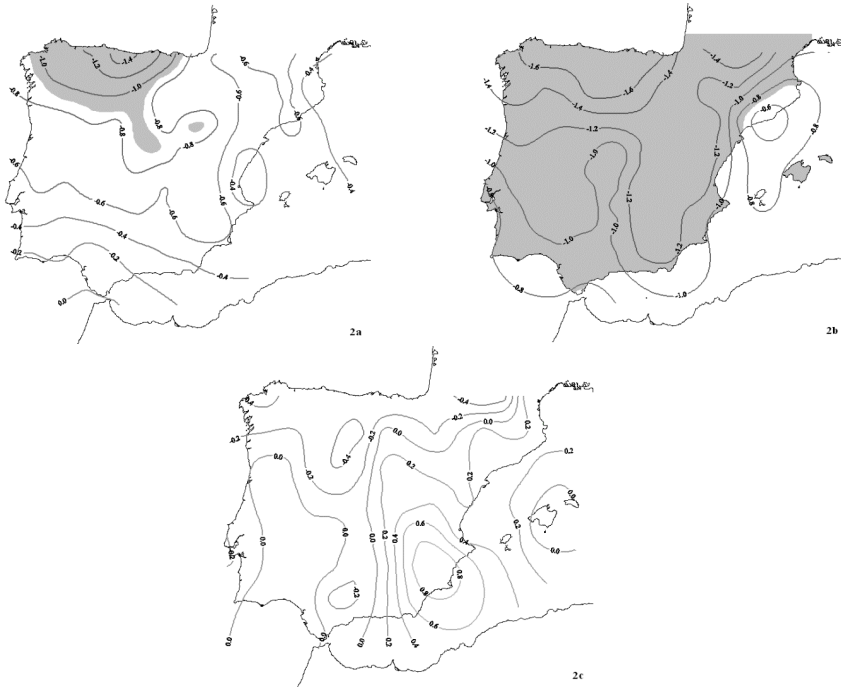


Figura 2: Mapas de isolíneas de anomalías estandarizadas de precipitación correspondientes al primer invierno posterior a las cinco erupciones tropicales consideradas y tras aplicar el método AES. Diciembre (0) (2a), Enero (+1) (2b) y Febrero (+1) (2c). El sombreado indica las áreas que superan el umbral de significación del 5 % tras la aplicación de la técnica Monte Carlo.

Aun así, es posible apreciar que las anomalías negativas no son en general tan extremas como las registradas en el primer invierno post-eruptivo, mientras que las positivas tienden a ser más frecuentes y extensas. Es destacable el evidente y pronunciado dipolo pluviométrico en F+2 (3c) entre los extremos noroeste y el levante peninsular.

Finalmente, la figura 4 recoge los mapas de isolíneas de las  $z$  de precipitación para el tercer invierno post-eruptivo. Si bien diciembre (D+2) (4a) continua mostrando anomalías negativas en buena parte de la Península y Baleares, los meses de enero (E+3) (4b) y febrero (F+3) (4c) parecen mostrar un cierto retorno al patrón pluviométrico más frecuente para la época invernal, registrándose un máximo al noroeste peninsular y un mínimo en la costa mediterránea (ZORITA *et al.*, 1992). Pero al igual que en los dos inviernos precedentes, tiende a repetirse una misma pauta espacial, aunque con el signo de las anomalías invertido: anomalías positivas en el extremo noroeste, y negativas en el sector sureste y próximo al golfo de Valencia. En este caso, las anomalías positivas incluso rebasan el umbral del 95 % fijado por Monte Carlo (áreas con sombreado más intenso).

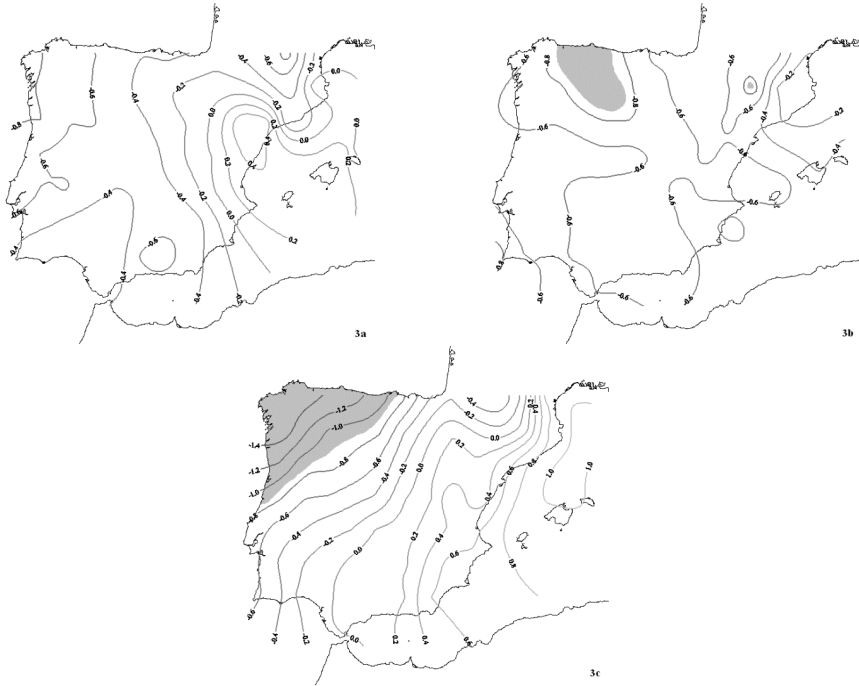


Figura 3: Mapas de isóneas de anomalías estandarizadas de precipitación correspondientes al segundo invierno posterior a las cinco erupciones tropicales consideradas y tras aplicar el método AES. Diciembre (+1) (3a), Enero (+2) (3b) y Febrero (+2) (3c). El sombreado indica las áreas que superan el umbral de significación del 5 % tras la aplicación de la técnica Monte Carlo.

#### 4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Con posterioridad a la gran erupción del volcán Pinatubo, en junio de 1991, proliferaron los estudios sobre los efectos del vulcanismo de gran magnitud en la circulación atmosférica, más allá de los consabidos efectos sobre el balance de radiación terrestre. Así, buena parte de estas investigaciones concluyeron que, efectivamente, la circulación en las latitudes medias queda alterada, sobre todo durante los dos primeros inviernos posteriores a grandes eventos explosivos (GRAF *et al.*, 1993, 1994; KODERA, 1994; KIRCHNER *et al.*, 1999). Dicha alteración consiste en un reforzamiento de la circulación zonal sobre la latitud de  $60^{\circ}$  N, fruto del fuerte gradiente térmico creado entre la franja estratosférica tropical y el vórtice polar, como consecuencia del calentamiento ejercido por los aerosoles volcánicos en la estratosfera tropical.

Los resultados obtenidos en el presente estudio parecen confirmar la presencia de estas alteraciones y que tienen su reflejo en el comportamiento de la precipitación invernal sobre la Península Ibérica y Baleares. Así, fuertes anomalías negativas de precipitación son perceptibles durante el primer y



Figura 4: Mapas de isóneas de anomalías estandarizadas de precipitación correspondientes al tercer invierno posterior a las cinco erupciones tropicales consideradas y tras aplicar el método AES. Diciembre (+2) (4a), Enero (+3) (4b) y Febrero (+3) (4c). El sombreado indica las áreas que superan el umbral de significación del 5 % (sombreado ligero) y del 95 % (sombreado más intenso) tras la aplicación de la técnica Monte Carlo.

el segundo invierno post-eruptivo, siendo éstas más acentuadas en el extremo noroeste peninsular. Estas desviaciones se traducen para el citado sector en una reducción aproximada de un 40 % en la precipitación durante el primer y el segundo invierno. A pesar de que es este ámbito el más sensible, el oeste y suroeste peninsular también muestran anomalías negativas destacables y que se traducen en un descenso en promedio de aproximadamente un 30-35 % de la precipitación invernal. Este hecho, junto a la constatación de que es la estación invernal la más lluviosa en este sector, hacen que los déficits pluviométricos detectados sean comparables, si no de mayor relevancia, a los de la región antes señalada. Las perturbaciones indicadas parecen estar ligadas con el desplazamiento hacia el norte del anticiclón de las Azores detectado durante el primer y segundo invierno post-volcánico (GRAF *et al.*, 1993) y que generaría un efecto de bloqueo sobre los flujos zonales en el área peninsular (fase positiva del patrón NAO). Por su parte, la fachada mediterránea, sobre todo en los sectores sureste y el más cercano al golfo de Valencia, es la que presenta desviaciones negativas menos acentuadas e incluso positivas en algunos de los meses

invernales. Este extremo podría estar en consonancia con la presencia de flujos del este más o menos frecuentes, al ser este tipo de circulación la mayor generadora de precipitación para este sector.

Durante el tercer invierno, el patrón citado para los dos primeros experimenta un evidente cambio de signo, con marcadas anomalías positivas en el noroeste y negativas en el Mediterráneo. En este caso, el patrón NAO evolucionaría hacia una fase negativa. Este proceso, es decir, dos primeros inviernos con un índice NAO positivo y el tercero negativo, también ha sido detectado con posterioridad a la erupción del volcán Krakatau (Indonesia), en 1883 (C. Ammann, comunicación personal).

Por otro lado, es posible establecer una cierta relación entre la proximidad a la fecha de la erupción y las mayores anomalías detectadas, es decir, el primer invierno es más sensible que el segundo. En el mismo sentido es plausible un cierto paralelismo entre el volumen de material emitido por la erupción y sus efectos. Así, la erupción más potente del siglo, la del volcán Pinatubo, provoca las mayores perturbaciones en la precipitación invernal, pero sin enmascarar la señal de las otras cuatro erupciones consideradas (no mostrado).

A pesar de los concluyentes resultados obtenidos, el corto número de eventos considerados puede limitar su fiabilidad final. Por ello, son de vital importancia la proliferación de estudios encaminados a detectar el impacto volcánico sobre, no sólo el parámetro temperatura, sino también sobre la precipitación, haciendo hincapié en sus efectos a escala regional. Sin duda alguna, y por la naturaleza puntual del impacto, el uso de los registros *proxy* debe proporcionar más y mejor información sobre sus consecuencias.

## 5. AGRADECIMIENTOS

Esta comunicación se ha llevado a cabo gracias al proyecto REN2001-2865-C02-01 (Ministerio de Ciencia y Tecnología) y en el marco de las actividades del Grup de Climatologia (Generalitat de Catalunya). Asimismo, uno de los autores disfruta de una beca pre-doctoral F.P.I. del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Los autores agradecen al Dr. P.M. Kelly (*Climatic Research Unit, University of East Anglia*) la cesión del programa informático SEA utilizado en este análisis y al Dr. C. Ammann (*National Center for Atmospheric Research, NCAR*) por sus útiles comentarios. Finalmente, la fuente de datos utilizada ha sido proporcionada gracias al proyecto Climate Impacts LINK (UK Department of the Environment Contract EPG 1/1/16) en nombre de la *Climatic Research Unit, University of East Anglia*.



## 6. REFERENCIAS

- BRADLEY, R.S. (1988): The explosivity volcanic eruption signal in Northern Hemisphere continental temperature records. *Climatic Change*, 12, pp. 221-243.
- BRIFFA, K.R., JONES, P.D., SCHWEINGRUBER, F.H. y OSBORN, T.J. (1998): Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, 393, pp. 450-455.
- CONRAD, V. y POLLACK, L.D. (1962): *Methods in Climatology*. Harvard University Press. Cambridge, Massachusetts.
- GRAF, H.-F., KIRCHNER, I., ROBOCK, A. y SCHULT, I. (1993): Pinatubo eruption winter climate effects: model versus observations. *Climate Dynamics*, 9, pp. 81-93.
- GRAF, H.-F., PERLWITZ, J. y KIRCHNER, I. (1994): Northern hemisphere tropospheric mid-latitude circulation after violent volcanic eruptions. *Contributions to Atmospheric Physics*, 67, 1, pp. 3-13.
- GROISMANN, P.Y. (1992): Possible regional climate consequences of the Pinatubo eruption: an empirical approach. *Geophysical Research Letters*, 19, pp. 1603-1606.
- JONES, P.D. y KELLY, P.M. (1996): The effect of tropical explosive volcanic eruptions on surface air temperature. En FIOCCO, G.; FUÁ, D. y VISCONTI, G. (Eds.): *The Mount Pinatubo eruption. Effects on the atmosphere and climate*, NATO ASI Series, 142, pp. 95-111.
- KIRCHNER, I., STENCHIKOV, G.L., GRAF, H.-F., ROBOCK, A. y ANTUÑA, J.C. (1999): Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *Journal of Geophysical Research*, 104-D16, pp. 19039-19055.
- KODERA, K. (1994): Influence of volcanic eruptions on the troposphere through stratospheric dynamical processes in the Northern Hemisphere winter. *Journal of Geophysical Research*, 99-D1, pp. 1273-1282.
- LAMB, H.H. (1970): Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 266, pp. 425-533.
- LAMB, H.H. (1983): Update of the chronology of assessment of the volcanic dust veil index. *Climate Monitor*, 12(3), pp. 79-90.
- LOUGH, J.M. y FRITTS, H.C. (1987): An assessment of the possible effects of volcanic eruptions on North American climate using tree-ring data, 1602 to 1900 AD. *Climate Change*, 10, pp. 219-239.
- NEW, M.G., HULME, M. y JONES, P.D. (2000): Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, 13, pp. 2217-2238.

- NEWHALL, C.G. y SELF, S. (1982): The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87-C2, pp. 1231-1238.
- PANOFSKY, H. y BRIER, G. (1965): *Some applications of statistics to meteorology*. Pennsylvania State University. University Park, Pennsylvania.
- PROHOM, M.J. (2001): Incidencia de grandes erupciones volcánicas sobre la temperatura de la Península Ibérica, 1856-1998. En PÉREZ CUEVA, A.J.; LÓPEZ BAEZA, E. y TAMAYO CARMONA, J. (Eds.): *El tiempo del clima*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC, serie A, nº 2), pp. 199-206.
- ROBOCK, A. y FREE, M.P. (1995): Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present. *Journal of Geophysical Research*, 100-D6, pp. 11549-11567.
- ROBOCK, A. y MAO, J. (1992): Winter warming from large volcanic eruptions. *Geophysical Research Letters*, 12, pp. 2406-2408.
- ROBOCK, A. y MAO, J. (1995): The volcanic signal in surface temperature observations. *Journal of Climate*, 8, pp. 1086-1103.
- SEAR, C.B., KELLY, P.M., JONES, P.D. y GOODESS, C.M. (1987): Global surface- temperature responses to major volcanic eruptions. *Nature*, 330, pp. 365-367.
- SIGURDSSON, H. (1990): Evidence of volcanic loading of the atmosphere and climate response. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 89, pp. 277-289.
- ZIELINSKI, G.A. (1995): Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from Greenland Ice Sheet Project 2 ice core. *Journal of Geophysical Research*, 100-D10, pp. 20937-20955.
- 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. *Journal of Climate*, 5, pp. 1097-1108.