



Investigaciones Geográficas (Esp)

ISSN: 0213-4691

investigacionesgeograficas@ua.es

Instituto Interuniversitario de Geografía
España

Quereda Sala, J.; Montón Chiva, E.
TEMPORALES DE LEVANTE EN LA FACHADA MEDITERRÁNEA ESPAÑOLA:
¿SUCESOS IMPREVISIBLES?
Investigaciones Geográficas (Esp), núm. 18, 1997, pp. 5-17
Instituto Interuniversitario de Geografía
Alicante, España

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=17654248001>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

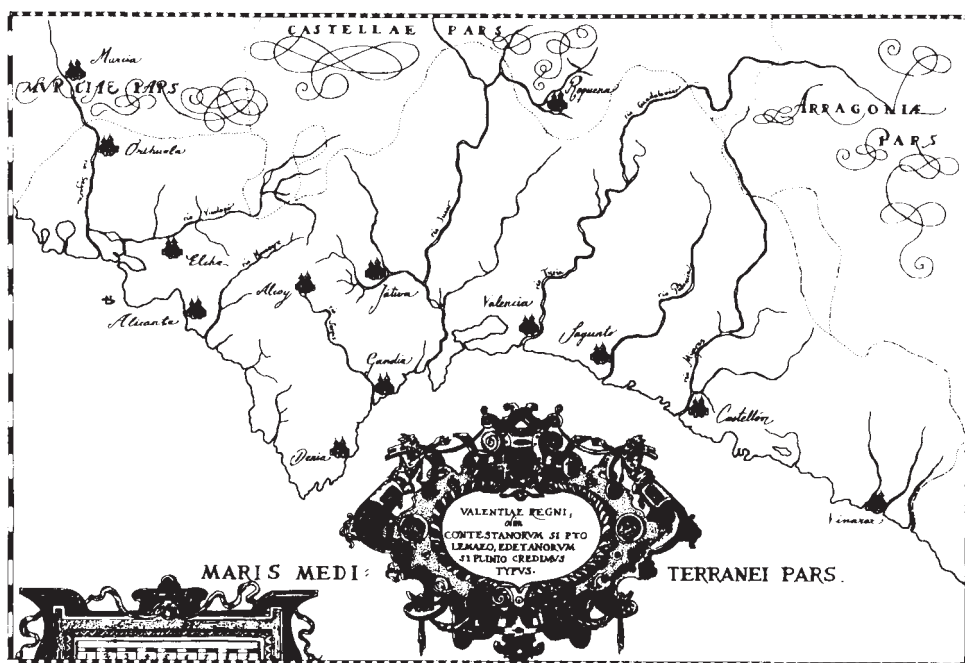
Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal

Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

INVESTIGACIONES GEOGRÁFICAS

INSTITUTO UNIVERSITARIO DE GEOGRAFÍA
UNIVERSIDAD DE ALICANTE



ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE
INSTITUTO UNIVERSITARIO DE GEOGRAFÍA
JULIO - DICIEMBRE 1997

18

TEMPORALES DE LEVANTE EN LA FACHADA MEDITERRÁNEA ESPAÑOLA: ¿SUCESOS IMPREVISIBLES?¹

J. Quereda Sala
E. Montón Chiva

RESUMEN

Las precipitaciones torrenciales, por sus dramáticos efectos territoriales, constituyen una de las principales preocupaciones de la climatología mediterránea. La sociedad interroga a climatólogos y meteorólogos con una cuestión clave. ¿Son previsibles tales sucesos? Este artículo sugiere que estas grandes ciclogénesis del Mediterráneo Occidental podrían venir precedidas de algunas señales de alerta. Tales serían las anomalías energéticas hemisféricas detectadas en la SST (Temperatura superficial del mar) y especialmente en los altos valores de la temperatura superficial del Mediterráneo.

Palabras clave: ciclogénesis, precipitaciones torrenciales, temperatura superficial marina.

ABSTRACT

Due to their dramatic effects on the territory, flooding rains are one of the major concerns in the Mediterranean climatology. Society asks a key question to meteorologists and climatologists: Are these events predictable? This article suggests this great cyclogenesis could be preceded by some alert signs. These would be hemispherical anomalies of energy detected in the SST (Sea Surface Temperature) and especially in the high values of Mediterranean Sea surface temperature.

Key words: cyclogenesis, flooding rains, sea surface temperature (SST).

Introducción

En el medio mediterráneo, la preocupación por el comportamiento de las precipitaciones ha venido ocupando, desde tiempos ancestrales, la mayor parte de las horas de vigilia

1 Trabajo expuesto por los autores en la Jornadas Científicas sobre «Riesgos Naturales en la Comunidad Valenciana», organizadas por el Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante, en noviembre de 1996.

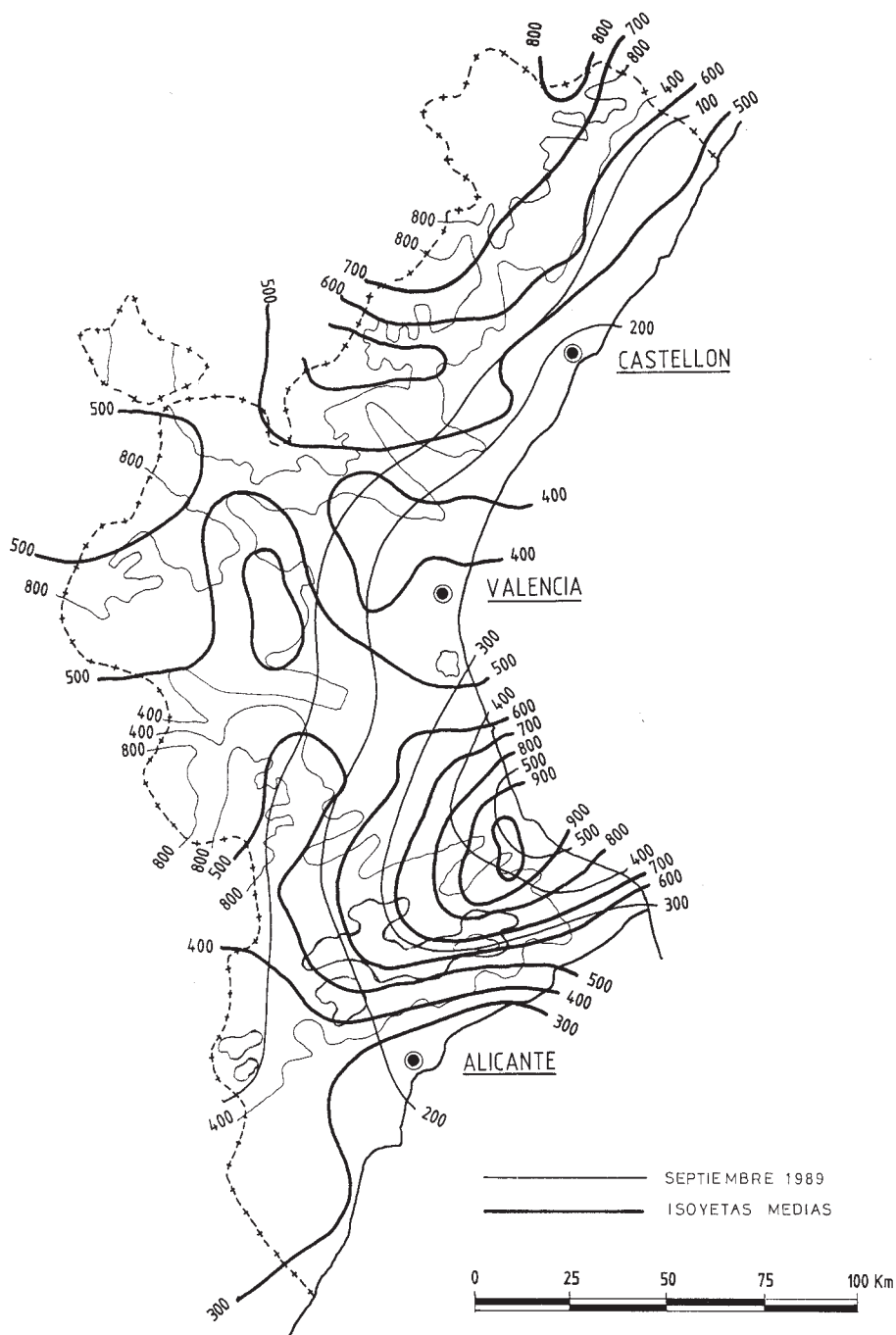


FIGURA 1. Isoyetas medias 1960-1990 sobre la Comunidad Valenciana y valores torrenciales correspondientes al temporal del 5 al 7 de septiembre de 1989.

del mundo agrario. Una experiencia ancestral que ha mostrado como sequías e inundaciones constituyen rasgos característicos y simultáneamente los dos mayores riesgos del clima mediterráneo: la escasez y el exceso de agua. Riesgos de los que es más difícil hacer frente a los del exceso del agua que a los de la sequía, por extensos, imprevistos, brutales y singularmente por nuestra ignorancia y pobre adaptación de los medios de defensa a la dimensión de problemas que plantean.

En efecto, precipitaciones superiores a los 500 mm/día e intensidades de más de 100 mm/hora son los relevantes parámetros de estos procesos que potenciados por las características torrenciales de las vertientes mediterráneas siembran la desolación y ruina sobre el territorio de la fachada levantina peninsular (A. MORALES GIL, et al., 1983) (Fig. 1).

Así, el mismo caso paradigmático de la pantanada de Tous en octubre de 1982, lo es más por sus catastróficas consecuencias que por haber constituido uno de los mayores episodios torrenciales. A pesar de ello y sin negar que sus devastadores efectos fueron potenciados por defectuosas o erróneas instalaciones humanas, no debemos ignorar el protagonismo de las extraordinarias intensidades pluviométricas sobre vertientes de naturaleza torrencial (A. GIL OLCINA, 1983). Caudales superiores a 700 u 800 Hm³ se abatieron sobre la Ribera en tan solo 15 ó 20 horas y ante los que poco podía hacer una presa de tan sólo 51 Hm³, ya que la crecida, en palabras de los ingenieros del MOPU, sobrepasó «toda previsión razonable».

De ahí que estos procesos atmosféricos, sobre los que los factores geográficos de la cuenca mediterránea parecen desempeñar un papel poco menos que decisivo, constituyan uno de los más complejos retos científicos y de las principales demandas públicas de la Climatología mediterránea. La sociedad interroga con una cuestión clave: ¿Son previsibles tales sucesos? Cuestión y reto importante que se proyecta sobre el enigmático puzle del sistema climático global y regional. Sin embargo, y dentro de nuestras ignorancias, algunas observaciones permiten considerar que tal vez esas grandes ciclogénesis mediterráneas puedan venir precedidas de algunas señales de alerta.

Configuración característica de la atmósfera en las grandes situaciones ciclogénéticas

El análisis de las grandes situaciones depresionarias del Mediterráneo occidental muestra una neta tendencia del flujo atlántico del oeste a bifurcarse frente a las costas occidentales del continente europeo. El rasgo característico de estas grandes perturbaciones es así la profunda inflexión meridional o bifurcación que experimentan los flujos circulatorios del oeste. Una brusca divergencia de isobaras e isotermas que viene a situar, sobre la vertical de la Península Ibérica, esos profundos senos en cuyo interior aparecen alojadas las notables depresiones y gotas frías (Fig. 2).

Precisamente esa notable divergencia e inflexión del jet revela que estamos ante situaciones más o menos intensas, anormales o ultrapolares de la Circulación General, tal y como han sido definidas las situaciones de bloqueo, a las que con frecuencia van asociados nuestros grandes temporales (N.S. SHAPALOVA, 1985, p. 48).

La génesis de este tipo de situaciones excepcionales se desprende de la alteración del índice de ciclo de la circulación general. En consecuencia, puede ser expresada por diversas fórmulas matemáticas. Una de las más expresivas (H. LEJENAS et H. OKLAND, 1983) sugiere que las grandes perturbaciones atmosféricas sobrevienen cuando el índice de ciclo ($I(\lambda)$) se corresponde con la expresión:

$$I(\lambda) = H(\lambda) 40^{\circ}\text{N} - H(\lambda) 60^{\circ}\text{N} < 0$$

$$I(\lambda-10) + I(\lambda) + I(\lambda+10) / 3 < 0$$

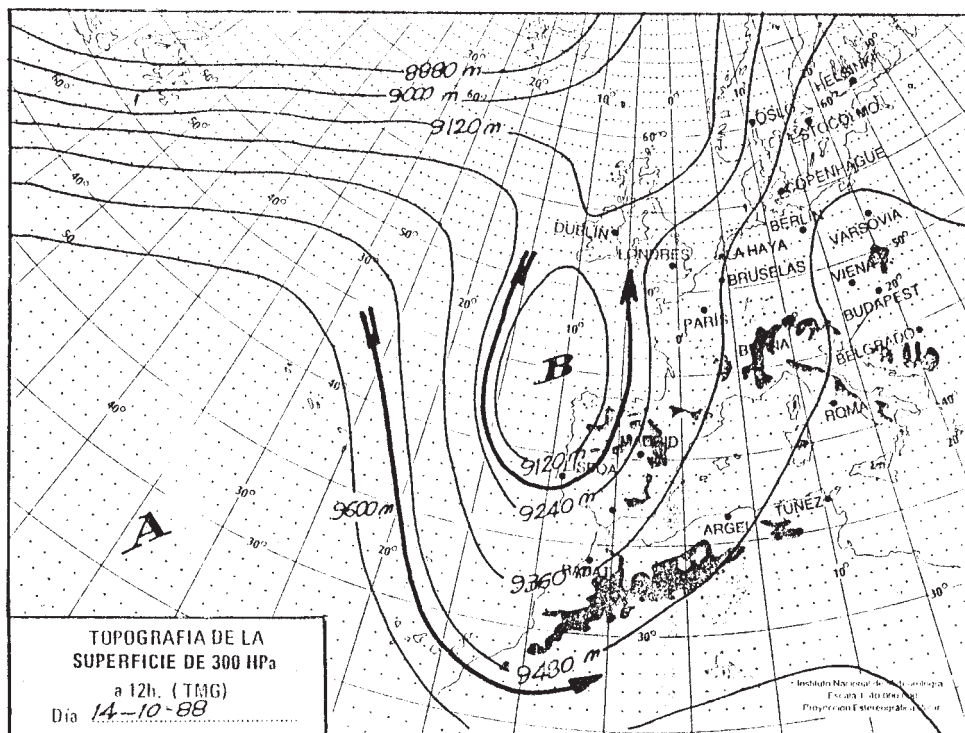


FIGURA 2. Análisis a 300 mbar el día 14 de octubre de 1988 a 12 horas, I.N.M.

donde $I(\lambda)$ es el Índice de ciclo a la longitud (λ) y H es el geopotencial a 500 ó 700 mb. La segunda condición establece que el valor medio del índice de ciclo sobre longitudes geográficas de 30° debe ser menor de cero. En este caso, muy frecuentemente una situación de bloqueo dominará la circulación atmosférica sobre una gran extensión regional.

La fórmula anterior, al igual que otras expresiones semejantes, viene a reflejar el valor del contraste térmico entre el aire polar y el aire tropical. Contraste que constituye la fuerza motriz y básica de la circulación general. Así, durante el transcurso de períodos de índice elevado, con valor extremo de $I(\lambda)$ de hasta 5, entre las latitudes polares y las latitudes tropicales las diferencias térmicas son muy notables (Fig. 3). Ello determina la existencia de un flujo atlántico del oeste, amplio y bien delineado zonalmente, cuya intensidad contribuye a contener las masas de aire frío en las latitudes elevadas y las masas cálidas en las latitudes bajas.

Sin embargo, la persistencia de una tal situación de estabilidad atmosférica no es favorable al mantenimiento del balance térmico normalmente observado y que implica, por el contrario, intercambios meridianos de energía. Y es precisamente de esta exigencia de donde surge el cambio de un índice de circulación alto a un índice bajo. En estas épocas de índice bajo, por el contrario, los vientos del oeste describen ondas bien marcadas y de gran amplitud, de modo que fuertes anomalías positivas y negativas se yuxtaponen. Los jets describen ondas meridianas yuxtaponiendo las anomalías de temperatura. La velocidad del viento geostrófico pasa de valores superiores a los 20 m/seg. a valores más débiles,

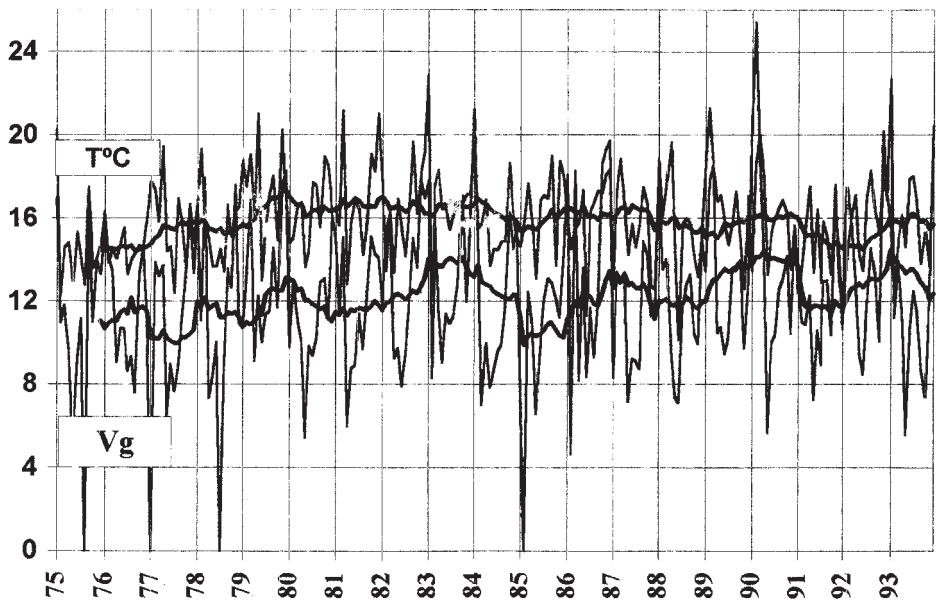


FIGURA 3. Velocidad del viento geostrófico (m/sec) y gradiente térmico 30°-60°N a 700 mb, sobre el Atlántico. La figura muestra que las situaciones de $I\lambda$ elevado no son favorables para la distribución hemisférica de la energía, NASA Climate Data System Staff, 1994).

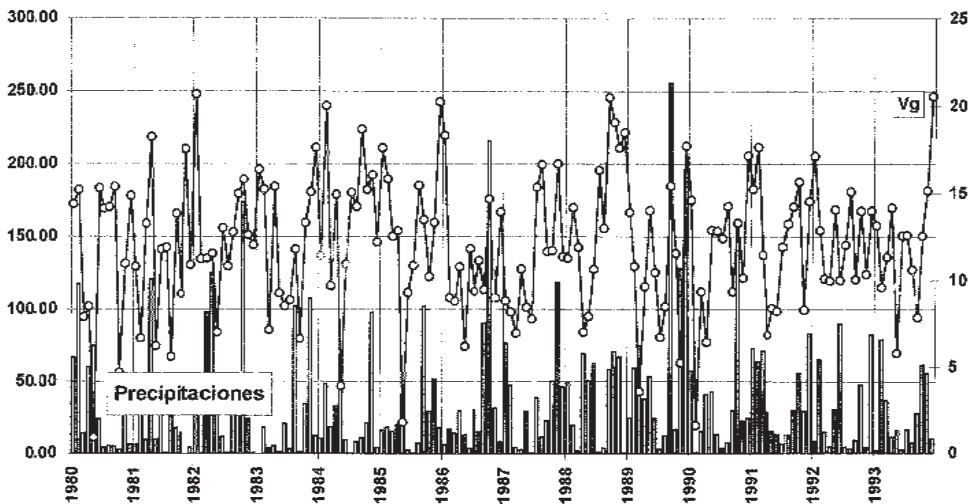


FIGURA 4. La figura muestra la gran correlación entre los períodos de alto índice de ciclo (DATTORE, B. (1993). N. Hemis. 72 x 19 Tropo Anals, Electronic Dataset N° DS085.1. Data Support Section, Scientific Computing Division, National Center for Atmospheric Research (NCAR)) y los sucesos de precipitaciones intensas correspondientes al promedio mensual de los observatorios de Alicante, Valencia y Castellón.

generalmente inferiores a 10 m/seg. según la expresión matemática que permite calcular el viento geostrófico:

$$V_g = -(9.8/f) \cdot (H_2 - H_1)/(Y_2 - Y_1)$$

en donde V_g es la velocidad del viento geostrófico, H_1 y H_2 los geopotenciales medios a lo largo de los paralelos geográficos 35°N y 55°N en superficies isobáricas de 700 ó 500 Hpa, con Y_1 e Y_2 de coordenadas latitudinales, siendo f el parámetro de Coriolis.

Esas mismas exigencias de difusión energética hemisférica, simultáneamente a la oscilación del índice de circulación o de momento, se traducen en intercambios regionales de vapor. Tal vez por ello, todas las grandes ciclogénesis mediterráneas parecen ser procesos de reacción ante la persistencia de altos valores de circulación con vientos superiores a los 15 m/seg. de promedio mensual, lo que implica valores semanales muy superiores a los 20 m/seg. La figura 4 muestra la gran relación existente entre los altos valores de la circulación sobre el Atlántico y las grandes precipitaciones mediterráneas.

Factores de las situaciones ciclogénicas

Experiencia y teoría muestran pues que las grandes situaciones depresionarias de la Cuenca Occidental del Mediterráneo vienen precedidas de ese notable cambio en el índice de circulación y asociadas a la instauración reactiva de los valores más bajos. Consecuentemente, resulta obvio decir que los factores de nuestras grandes ciclogénesis deben ser los implicados en la alteración del índice de ciclo. Es decir aquellos procesos que provocan una anormal redistribución hemisférica de la temperatura y del vapor, es decir de la energía.

Tales procesos son imputables, sin duda, a las variaciones de la radiación solar, de la transparencia atmosférica y del albedo planetario, así como a insuficiencias de los mecanismos normales de la circulación general o regional para la redistribución latitudinal de aquellos elementos energéticos que constituyen su propia razón de ser. De ahí que la circulación, a medida que las anomalías energéticas resultan excesivas, bien por intensidad o por su duración, adopte esas configuraciones más o menos intensas o anormales de nuestras grandes ciclogénesis.

Todo apunta en última instancia a las variaciones o alteraciones de la Radiación Solar. No puede ser de otro modo por cuanto que la estructura básica de la Circulación General en las latitudes medias está determinada por ella. La correlación entre ambas es mucho más perfecta en la alta troposfera. No obstante también parece demostrado el papel determinante que la actividad solar desempeña en las oscilaciones del campo geopotencial de 500 Hpa, especialmente en el hundimiento de las superficies isobáricas a medida que aumenta la latitud (S. HAMMANI, 1982, p. 82). No obstante, este campo geopotencial de media troposfera ya desprende interacciones y anomalías explicables por la intervención de factores geográficos, singularmente las alteraciones de la transparencia atmosférica, y de los cambios en el campo térmico y orográfico de superficie. En consecuencia es posible percibir que bajo los 500 HPa, y ya más claramente a 700 HPa, las resonancias convectivas pueden estar reaccionando y modificando los balances energéticos de la radiación solar.

De ahí que el establecimiento del balance energético hemisférico sea de capital importancia para la previsión de las pautas o modelos de la circulación general y de los tipos de tiempo asociados a la misma. Este es uno de los grandes retos actuales, al que la alta resolución de las imágenes obtenidas por satélite viene a aportar luz nueva (J. MERLE et Y. TOURRE, 1983, 33, p. 51). Sin embargo, entretanto la restitución de las imágenes

captadas por los radiómetros espaciales alcanza resultados más precisos, los primeros conocimientos sobre la temperatura superficial del mar parecen constituir un buen indicador del estado energético de ese interfase atmósfera-oceano.

¿Por qué ese papel de indicador?: *Las interacciones atmósfera-mar*

Este decisivo papel del campo térmico marino parece responder a uno de los principales hechos o rasgos físicos del océano, su alta capacidad calorífica, muy superior a la del aire. La energía térmica contenida en un litro de agua corresponde a la contenida en un volumen de tres metros cúbicos de aire a la misma temperatura. De este modo, cubriendo el 71% del planeta, el mar constituye el mas formidable de los reservorios de calorías. Ello, unido a su gran capacidad conductiva, determina asimismo su alta inercia térmica, 1.200 veces mayor que la de la atmósfera.

Estas propiedades hacen de la tsm (temperatura superficial del mar) un valor altamente significativo del estado energético global. La presencia de grandes anomalías traduce la acumulación de esos excesos o déficits latitudinales de calor que están en la base de las grandes alteraciones de la Circulación General. A través de ellas, las atmósfera parece comportarse como un gigantesco condensador que mediante las expulsiones o «vórtex» de aire tropical o polar trata de restablecer el equilibrio energético a gran escala, sacando precisamente la energía de sus reservorios oceánicos para redistribuirla atmosféricamente. Mecanismo capital en este proceso es la evaporación ya que cada gramo de agua evaporada (1 cm^3), hace pasar 2.500 julios a la atmósfera, es decir 600 calorías.

La figura 5 muestra que las grandes ciclogénesis mediterráneas parecen acontecer en los momentos de máximo gradiente térmico hemisférico. Un proceso simultáneamente

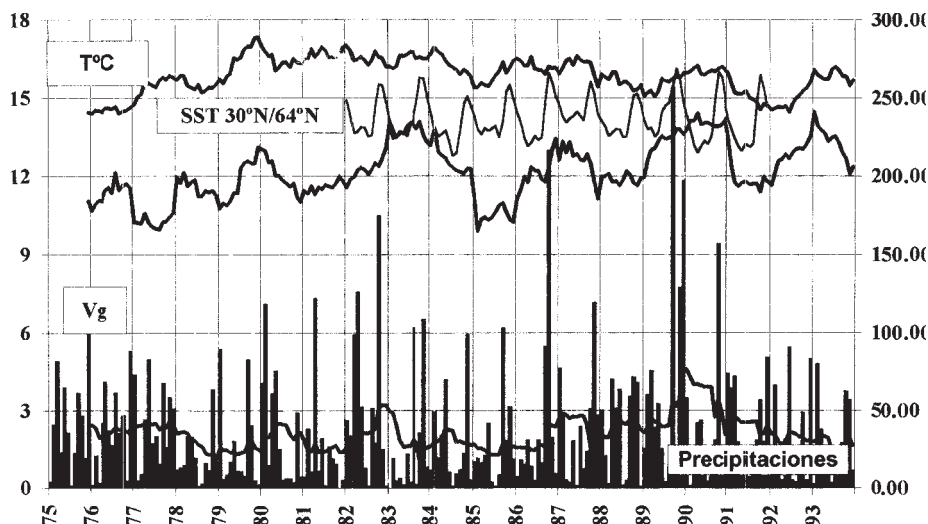


FIGURA 5. Esta figura muestra que las mayores ciclogénesis mediterráneas se han registrado en momentos de máximo gradiente térmico entre la sst del Atlántico N (64°N) y la SST del mediterráneo occidental y Atlántico tropical (30°N). NASA Climate Data System Staff (1992): «Greenhouse Effect Detection Experiment». NASA-Goddard Space Flight Center, Rapport NASA at Space Agency Forum on the International Space Year 1992. Las medias móviles por 12 muestran la correspondencia estacional.

intensificado por la persistencia de altos índices de circulación que mantienen el gran contraste entre el aire frío polar de las altas latitudes y el aire cálido de la zona tropical. Situación que no favorece la normal distribución hemisférica de energía y que fuerza la alteración de los índices circulatorios.

No es pues otra la gran importancia que adquiere la determinación del campo térmico superficial del mar y especialmente de los procesos que en él rigen.

La formación de anomalías positivas en la SST del Mediterráneo

La formación de anomalías en la SST (Sea Surface Temperature) del Mediterráneo, responde a los procesos involucrados en la formación del campo térmico superficial del mar. La formación de este campo térmico superficial, a lo largo de las diferentes estaciones del año, obedece a diferentes mecanismos físicos. Así, durante el invierno y en las latitudes medias, la temperatura superficial del océano suele ser más elevada que la del aire. Esta diferencia determina una intensa emisión de calor desde el océano hacia la atmósfera y consecuentemente un enfriamiento de las aguas superficiales. A su vez, este enfriamiento engendra una activa convección libre en el seno de las aguas oceánicas con la profundización o desaparición sensible de la termoclina. La subsidencia de las aguas más frías de superficie contribuye así a crear un gran espesor de aguas homotermas en el nivel superior de las aguas oceánico-marinas. Espesor que alcanza su máximo valor a finales del invierno y que en esta estación proporciona el máximo volumen de capa activa implicada en el intercambio de calor con la atmósfera (Fig. 6).

Durante el verano, por el contrario, la intensa radiación solar y altas temperaturas ambientales calientan las capas superficiales del mar limitando la turbulencia convectiva. La termoclina aparece muy en superficie y por ello la capa activa implicada en los intercambios con la atmósfera se torna muy delgada.

De todos estos procesos se puede deducir que los intercambios de calor entre océano y atmósfera deben ser muy débiles en la época estival a causa del menor espesor de la capa

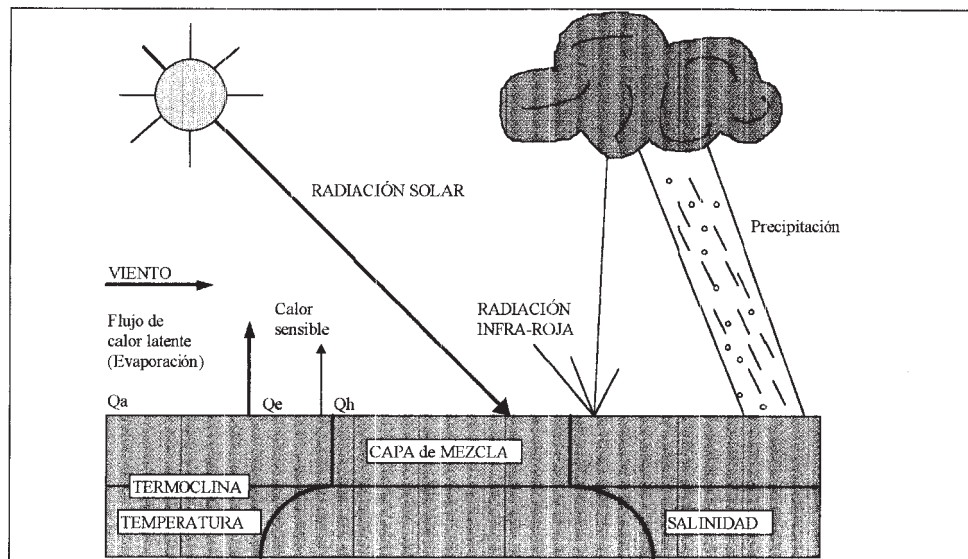


FIGURA 6. Intercambios energéticos en la interfase atmósfera-mar.

activa del océano implicada en las interacciones. Consiguientemente se acepta que, durante el verano, el océano realiza, casi exclusivamente, una acumulación de calor. Este es un proceso que muestra grandes oscilaciones ya que las variaciones en las anomalías térmicas superficiales de los océanos Atlántico Norte y Pacífico Norte y Mediterráneo han mostrado que su máximo de variabilidad acontece en la estación cálida, entre julio y septiembre.

Este hecho demuestra que el principal factor en la formación de anomalías térmicas en las aguas superficiales del océano es evidentemente la entrada de calor en el océano durante el verano, que puede experimentar significativas fluctuaciones de año a año, debidas a las variaciones en la cobertura nubosa o transparencia atmosférica

Durante el invierno el enfriamiento oceánico evidentemente solo suaviza las anomalías térmicas superficiales del océano mediante la eliminación del calentamiento estival en el nivel superficial. En este proceso de intercambio de calor, sin la presencia de termoclina, involucra al agua subyacente más conservadora, sin que las temperaturas puedan cambiar significativamente a causa del enorme calor contenido.

En consecuencia, las condiciones térmicas y anomalías del periodo estival tienen una decisiva influencia sobre el estado de las temperaturas oceánico-marinas de la época otoñal. Esta influencia va debilitándose a medida que desaparece la termoclina y va reconstruyéndose la capa activa de gran espesor durante el invierno.

Estas propiedades hacen de la SST, temperatura superficial del mar, especialmente a finales del verano y en otoño, un valor altamente significativo del estado energético global. La presencia de grandes anomalías hemisféricas traduce la acumulación de esos excesos o déficits latitudinales de calor que están en la base de las grandes alteraciones de la circulación general. A través de ellas las atmósfera parece comportarse como un gigantesco condensador que mediante la expulsión de «vórtex» de aire tropical o polar trata de restablecer el equilibrio energético hemisférico.

Anomalías térmicas y temporales de Levante

La observación casual de que las grandes inundaciones acontecidas en octubre de 1982 venían asociadas a temperaturas superficiales del mar sobre los 27°C, (J. QUEREDA, 1985), nos llevaron a la convicción de que las anomalías energéticas detectadas por la SST podían estar en la base de esos sucesos excepcionales, de acuerdo a los procesos generales invocados. Esta hipótesis parece confirmarse a través del análisis de las mayores situaciones depresionarias padecidas sobre el Mediterráneo occidental en el transcurso de las dos últimas décadas. En todas ellas, las condiciones térmicas de la atmósfera, vistas a gran escala, presentaban sensibles anomalías sobre vastas zonas. Anomalías que suelen acumularse incluso con un mes de antelación sobre el suceso ciclogénico.

La anomalía térmica característica observada con antelación a las grandes situaciones depresionarias del Mediterráneo Occidental es la de un notable calentamiento de las aguas superficiales en el Mediterráneo Occidental, con valores de +1 a +2°C sobre las normales. Un calentamiento que contribuye a exagerar los gradientes térmicos hemisféricos, especialmente cuando va unido a un sensible enfriamiento de las aguas oceánicas (-1 ó -2°C) al norte de los paralelos 55-60°N., especialmente en las costas meridionales de Islandia (Fig. 7).

Este es el campo térmico oceánico-marino observado con un mes de antelación a las dramáticas inundaciones de octubre de 1982. Anomalías térmicas semejantes aparecen en la SST del mes de agosto de 1983, precediendo a una profunda ciclogénesis que arrojó precipitaciones de 100 y 200 mm/día sobre el Levante español y norte de España (J. OLCINA CANTOS, 1994). Los gradientes térmicos y frentes marinos eran notables, predisponiendo a la interrupción de los altos índices circulatorios y a su sustitución por los

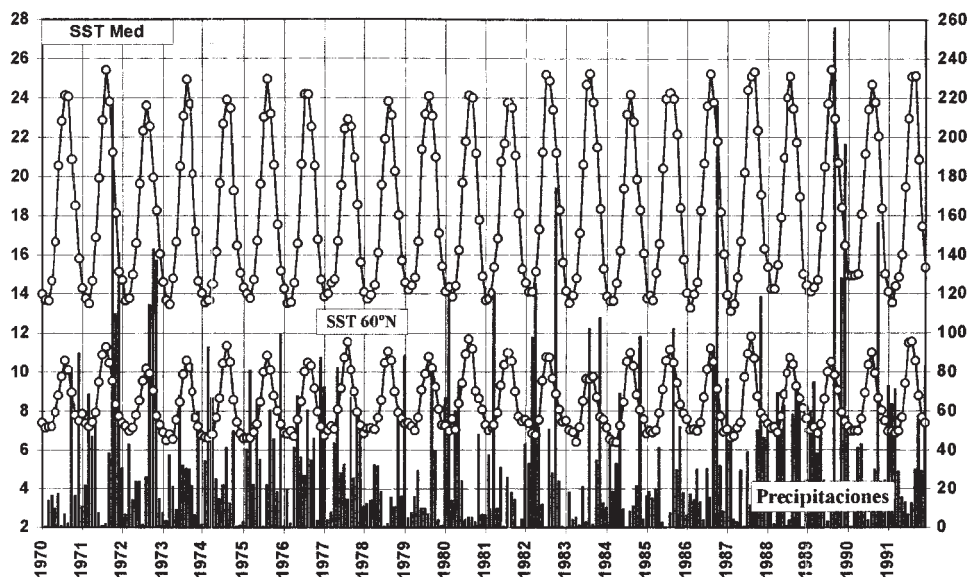


FIGURA 7. La figura muestra que las grandes ciclogénesis mediterráneas vienen a coincidir con las mayores anomalías positivas de la SST mediterránea o enfriamiento de las aguas en el Atlántico Norte. Las cuatro mayores ciclogénesis mediterráneas están en relación con los mayores valores de la SST y la de 1972 con el mayor enfriamiento en el Atlántico N.

bajos índices propiciadores de las erupciones de descarga. Se configuraba así la característica disposición en dipolo térmico con unas altas anomalías negativas, entre -2 y -3°C , en las latitudes elevadas y notables anomalías positivas, $+2^{\circ}\text{C}$, en el Atlántico central y Mediterráneo Occidental. Este acusado contraste térmico se dejaba sentir sensiblemente en los dos dominios latitudinales. Así, el observatorio de Reykjavick registraba temperaturas medias mensuales de tres o cuatro grados centígrados bajo las normales, anomalías mantenidas a lo largo del trimestre estival. Contrariamente, en las latitudes medias, se asiste incluso a auténticas olas de calor durante el mes de julio. Los observatorios centrales de Gran Bretaña, con 19°C en julio, registraron la temperatura media mas elevada desde 1659, es decir en 324 años (R.A. RATCLIFFE, 1983, p. 291). Calor que afecta igualmente a la Península Ibérica y regiones septentrionales de África en que acompañan a un período de extraordinaria sequedad (M. HULME, 1984, p. 281).

La anomalía térmica que ha precedido a una de las últimas y más brutales de esas ciclogénesis se configuró igualmente en una notable elevación de las temperaturas estivales. Los meses de julio y agosto registraron entre 1.5 y 2°C sobre las normales aéreas mediterráneas. El reflejo más fiel de este exceso energético fueron los $28-29^{\circ}\text{C}$, que el campo térmico de superficie registraba en el Mediterráneo Occidental a finales de agosto (Fig. 8).

Estas elevadas temperaturas, sin duda excesivas, podrían explicar los dos factores decisivos de la violenta ciclogénesis padecida en septiembre de 1989. En primer lugar, el mismo drenaje del aire frío en los niveles altos a modo de reajuste térmico. En segundo lugar, la disposición de una superficie altamente convectiva con los $28-29^{\circ}\text{C}$ de la SST. Temperaturas tan notables como las precipitaciones de ese año 1989 que con más de 1.000

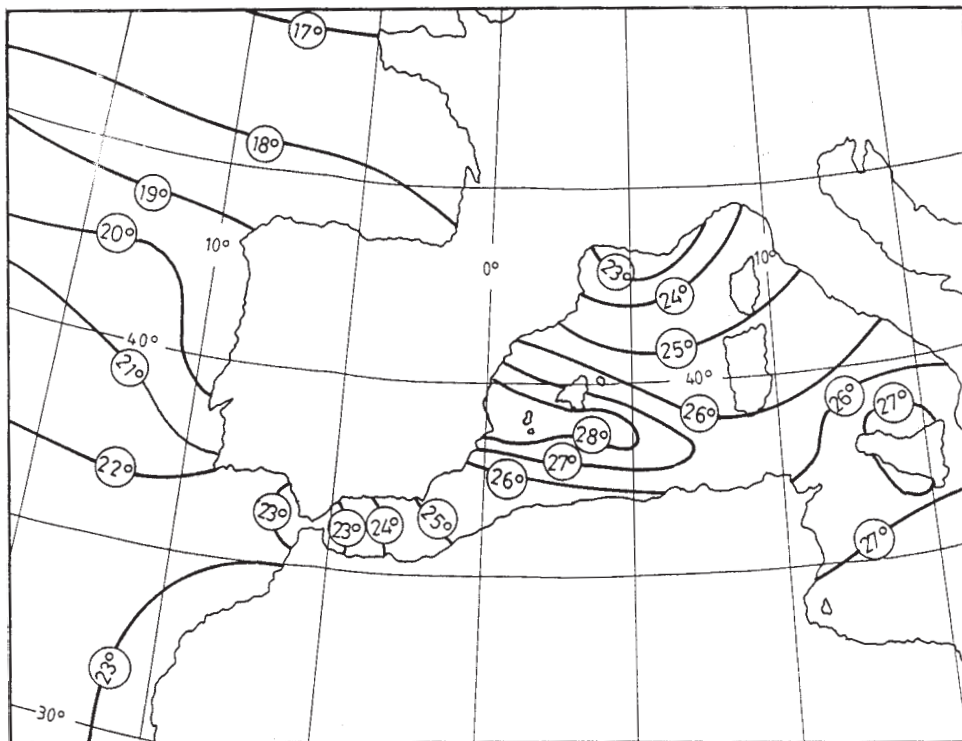


FIGURA 8. El campo térmico superficial del Mediterráneo occidental en la última semana de agosto de 1989 (I.N.M.).

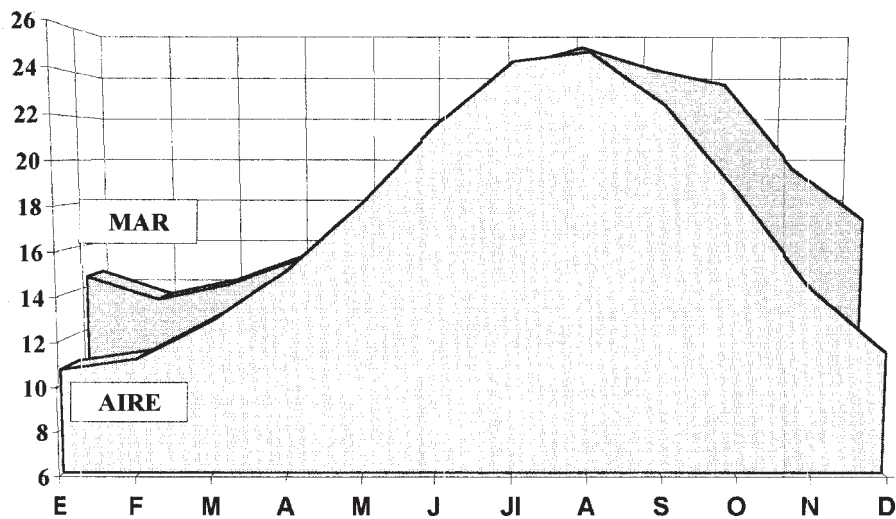


FIGURA 9. Temperaturas medias aéreas y superficiales del mar (British Petroleum Oil Spain platform, 1982-1993).

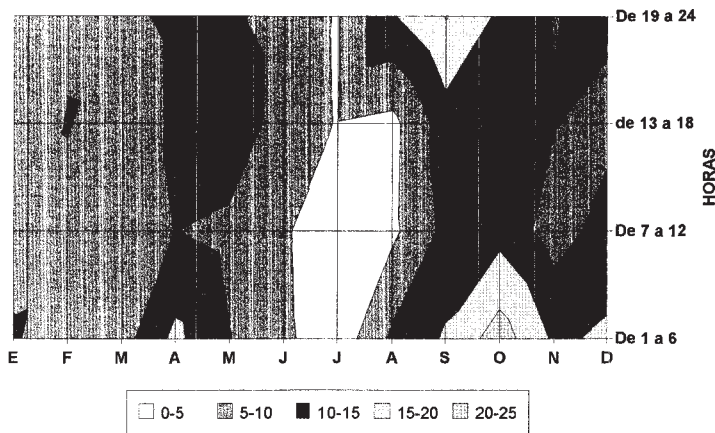


FIGURA 10. La distribución mensual y horaria de las precipitaciones mediterráneas (Observatorio de Castellón, 1975-1990) muestra que todas las lluvias de intensidad superior a los 20 mm/h se concentran en el mes de octubre y entre la 1 y las 3 horas GMT.

mm, es el segundo récord en la serie histórica de las precipitaciones valencianas después de 1884, tras la erupción del Krakatoa.

Estos notables gradientes entre la temperatura superficial del mar y la temperatura del aire ponen de manifiesto el importante papel jugado por los factores geográficos regionales. Dentro de ellos destaca la exageración de gradientes térmicos atmósfera-mar que se registran en el Mediterráneo. La línea de costa representa una notable discontinuidad térmica que está especialmente marcada en otoño e invierno (Fig. 9). Ello muestra que no es un puro efecto de azar el que la mayor frecuencia e intensidad de los episodios torrenciales se haya registrado precisamente en esos meses.

Ciertamente, esa obstinada tendencia que las grandes lluvias torrenciales de la fachada mediterránea muestran por una determinada estación del año no es un simple dato estadístico. Esta observación desborda la propia importancia de señalar los períodos críticos para proporcionar un primer y básico conocimiento sobre la génesis de tales procesos. Este no es otro que el de mostrar la fuerte vinculación de estos sucesos pluviométricos de gran intensidad horaria con los momentos de máxima acumulación o interacción energética. Incluso a escala horaria puede verse la influencia termoconvectiva. Los grandes episodios de lluvias torrenciales parecen intensificarse durante las horas nocturnas o de madrugada, cuando el mar juega más activamente su papel de superficie convectiva. La figura 10 muestra que las precipitaciones mediterráneas de intensidad superior a los 20 mm/h parecen producirse entre las 1 y las 3 horas TGM.

Conclusiones

Los reiterados procesos de lluvias torrenciales y sus dramáticos efectos territoriales sobre el Mediterráneo español han determinado una ávida interrogación a los especialistas de climatología y meteorología: ¿Son previsibles tales sucesos atmosféricos?

En nuestra opinión, las grandes ciclogénesis mediterráneas parecen sobrevenir como respuesta a persistentes anomalías energéticas hemisféricas. Estas anomalías quedan reflejadas en la temperatura superficial de los océanos. En consecuencia, las anomalías de la

SST y la exageración de gradientes térmicos hemisféricos pueden constituir un buen indicador para la previsión de tales sucesos atmosféricos.

En este sentido, este artículo sugiere la posibilidad de que las anomalías de temperatura registradas en la superficie marina entre las latitudes subpolares y las tropicales y especialmente las anomalías positivas de temperatura mediterráneas a fines de verano y en otoño puedan constituir un factor clave en la actividad ciclónica torrencial de la región.

Referencias bibliográficas

- BRUM FERREIRA, D. (1984): «L'upwelling ouest iberique. Régime et causes aerologiques», *Met-mar*, 123, pp. 4-16.
- DATTORE, B. (1993): N. Hemis. 72 x 19 Tropo Anals, Electronic Dataset N° DS085.1. Data Support Section, Scientific Computing Division, National Center for Atmospheric Research (NCAR).
- GIL OLCINA, A. (1983): «Lluvias excepcionales en la noche del 19 al 20 de octubre de 1982 y riada en el barranco de las Ovejas», en *Lluvias torrenciales e inundaciones en Alicante*, Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante, pp. 5-24.
- GLUKHOVSKAYA, T.B. and ORDANOVICH, A.E. (1984): «Effect of medium-escale vertical flows on convection processes», *Soviet Meteorology*, 3, pp. 24-29.
- HAMMANI, S. et alters (1982): «Premiers résultats d'une analyse de l'altitude de la surface 500 mb de l'Atlantique Nord», *La Météorologie*, VI, 29, 30, pp. 63-68.
- HULME, M. (1984): «1983: An exceptionally dry year in central Sudan», *Weather*, 39, 9, pp. 281-84.
- LEJENAS, H. and OKLAND, H. (1983): «Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long-time series of observational data», *Tellus*, 35, A, pp. 350-362.
- MERLE, J. et TOURRE, Y. (1983): «Le bilan énergétique à l'interface air-mer», *La Météorologie*, VI, 33, pp. 51-68.
- MORALES GIL, A.; BRU RONDA, C. y BOX AMORÓS, M. (1983): «Condiciones morfológicas y chubascos de fuerte intensidad horaria en la cuenca vertiente del barranco de las Ovejas (Alicante)», en *Lluvias torrenciales e inundaciones en Alicante*, Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante, pp. 25-72.
- NAMIAS, J. (1987): «Factors relating to the explosive North Atlantic Cyclone of December 1986», *Weather*, 42, 10, pp. 322-26.
- NAMIAS, J. (1989): «Anomalous climatological Background of the storm of 15-16 october 1987», *Weather*, 44, 3, pp. 97-105.
- NASA Climate Data System Staff (1992): «Greenhouse Effect Detection Experiment», *NASA-Goddard Space Flight Center*, Rapport NASA at Space Agency Forum on the International Space Year 1992.
- NAYA, J.A. (1984): *Meteorología superior*, Espasa-Calpe, Madrid, 546 pp.
- OLCINA CANTOS, J. (1994): *Riesgos climáticos en la Península Ibérica*. Libros Penthalon, Madrid, 440 pp.
- QUENEY, P. (1974): *Elements de Météorologie*. Masson, Paris, 320 pp.
- QUEREDA, J. (1985): «Ciclogénèse et convection dans le Levant Espagnol», *La Météorologie*, VII, 6, pp. 6-10.
- RATCLIFFE, R.A.S. (1983): «July 1983. The hottest for 324 Years?», *Weather*, 38, 9, pp. 291-292.
- RATIER, A. (1986): «Temperature de la mer et analyse objective», *Met-mar*, 130, pp. 12-17.
- SHAPALOVA, N.S. (1985): «Processes of blocking of zonal atmospheric circulation», *Soviet Meteorology and Hidrology*, 5, pp. 48-57.
- TAZIEFF, M.H. (1985): «Les risques de l'eau sur le litoral mediterranéen», *Met-mar*, 127, p. 1.
- THEPENIER, R.M. (1987): «Role de la convection orageuse dans l'évolution des tourbillons cycloniques sur l'Europe occidentale», *C.R. Acad.Sc. de Paris*, t-282, B, pp. 251-254.
- THEPENIER, R.M. et alters (1980): «Intensification d'un cyclone extratropical après sa separation du front polaire», *C.R. Acad.Sc. de Paris*, t-290, pp. 135-140.
- WELLS, N. (1982): «The ocean and climate. An Introduction», *Weather*, 37, 4, pp. 116-121.