

J. Quereda Sala
E. Montón Chiva
Universitat Jaume I

LAS INTERACCIONES ATMOSFERA-MAR EN LAS GRANDES CICLOGENESIS MEDITERRANEAS

En las últimas décadas, sobre el Levante español, han acontecido una serie de grandes situaciones depresionarias, las cuales han marcado sucesivos records en la intensidad y cuantía de las precipitaciones. En ellas, el flujo atlántico del oeste tiende a bifurcarse frente a las costas occidentales del continente europeo, dejando profundos senos fríos sobre la Península Ibérica. En la base de estos fenómenos, se encuentran anomalías en el balance energético de la interfase atmósfera-océano, del cual, la Temperatura Superficial Marina (TSM), es buen indicador. De hecho, las doce mayores situaciones depresionarias del período analizado se han asociado con anomalías energéticas detectadas por la TSM y consistentes en calentamientos notables de las aguas superficiales del Mediterráneo occidental y un enfriamiento de las aguas noratlánticas, en especial las costas meridionales de Islandia.

During the two last decades, it has occurred a serial of great depressional situations over the east coast of Spain, obtaining successive records in the intensity and quantity of the rainfall. At them, the atlantic flow from west trends to fork in front of the western coasts of european continent, leaving deep cold lows over Iberian Peninsula. In the base of these phenomena, we can find anomalies in the energetic balance of the interfase atmosphere-ocean, from which the SST (Sea Surfase Temperature) is indicative. In fact, the twelve gratest depressional situations during the studied period have been associated with energetic anomalies, detected by the SST. These anomalies consist in important warming of the surface sea in western Mediterranean and a cooling of the northatlantic sea, above all, the southern coasts of Icelan.

IMPORTANCIA DEL TEMA

A lo largo de las dos últimas décadas, 1971-1990, sobre las tierras del Levante español, se ha abatido la mas dramática secuencia de riadas e inundaciones que revelan sus registros, comenzados en 1850. Desde diciembre de 1971, se han sucedido, con carácter bianual e incluso anual, una larga serie de profundas situaciones depresionarias que han sembrado la desolación y la ruina sobre amplias áreas de la Región Valenciana. Los records han sido continuamente establecidos, con su culminación en la última de esas grandes situaciones ciclogénéticas padecidas, la desarrollada a principios de septiembre de 1989. Precipitaciones superiores a los 400 mm/día e intensidades sobre los 100 mm/hora constituyen los dramáticos y relevantes parámetros de los procesos que nos ocupan (Fig.1).

Estos procesos constituyen, actualmente, el reto investigador más importante del clima mediterráneo español.

CONFIGURACION CARACTERISTICA DE LA ATMOSFERA EN LAS GRANDES SITUACIONES CICLOGENETICAS.

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 que experimentan los flujos circulatorios del oeste. Esa brusca divergencia que isobaras e isotermas dibujan a lo largo de las costas occidentales de Europa viene a situar, sobre la vertical de la Península Ibérica, unos profundos senos en cuyo interior aparecen alojadas las notables depresiones y gotas frías (Fig. 2).

La brutal divergencia e inflexión del jet revela que estamos ante situaciones más o menos excepcionales de la circulación general(N.S. SHAPALOVA, 1985). 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 recientes y expresivas (H.LEJENAS et H.OKLAND, 1983) sugiere que las grandes perturbaciones atmosféricas sobrevienen cuando el índice de ciclo se corresponde con la expresión:

$$I(\wedge) = H(\wedge)40 N - H(\wedge) 60 N < 0$$

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

donde \wedge es la longitud geográfica y H es el geopotencial.

Esta fórmula, al igual que otras expresiones matemáticas, viene a reflejar el valor del contraste térmico entre el aire polar y el aire tropical. Contraste que constituye la fuerza motriz de la circulación general. Así, durante el transcurso de periodos de índice elevado, entre las latitudes polares y las latitudes tropicales las diferencias térmicas son muy notables. 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. Una tal situación de estabilidad atmosférica no es, sin embargo, favorable al mantenimiento del balance térmico normalmente observado y que implica, por el contrario, intercambios meridianos de energía (Fig.3).

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, 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. El índice de circulación pasa de valores superiores a los 10 m/seg. a valores débiles entre 3 y 5 m/seg., según la expresión matemática (A.NAYA, 1984, p.241):

$$V = -9.8/f \times (H_2 - H_1) / Y_2 - Y_1$$

en donde V es el viento zonal, H1 y H2 los geopotenciales medios a lo largo de los paralelos geográficos 35 N y 55 N en superficies isobáricas de 700 ó 500 Hpa, con Y1 e Y2 de coordenadas latitudinales.

Estas oscilaciones de la circulación muestran una gran correlación con el índice de vorticidad potencial (Heng-Yi, WENG, 1992, p.327). Este índice, que mide el gradiente de circulación en las latitudes medias, vacila con un período dominante de dos semanas. Precisamente, las situaciones más excepcionales como los bloqueos anticiclónicos, ocurren en las fases de transición, especialmente en las de tránsito de un bajo IPV a un alto IPV.

FACTORES DE LAS SITUACIONES CICLOGENETICAS.

Las grandes situaciones depresionarias de la cuenca occidental del Mediterráneo vienen precedidas de ese notable cambio en el índice de circulación y asociadas a los valores más bajos. Consecuentemente los factores de las grandes ciclogénesis mediterráneas son los implicados en la alteración del índice de ciclo. Es decir aquellos procesos que provocan una anormal redistribución hemisférica de la energía, vapor y tal vez de momento.

Tales procesos son, sin duda, imputables 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 tres elementos que

constituyen su propia razón de ser. De ahí que la circulación, a medida que las anomalías resultan excesivas por intensidad o duración, pueda adoptar esas configuraciones excepcionales de las grandes ciclogénesis.

Todo apunta en última instancia a las variaciones de la radiación solar. La estructura básica de la circulación general en las latitudes medias está determinada por ella. La correlación entre ambas es, sin embargo, mucho mas perfecta en los bajos niveles estratosféricos 30 y 100 hPa. y en la alta troposfera. Asimismo también parece demostrado el papel que la actividad solar desempeña en las oscilaciones del campo geopotencial de 500 hPa (S.HAMMANI, 1982, p.82). Sin embargo, 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, el albedo y la orografía. En consecuencia es posible percibir que bajo los 500 hPa, las resonancias convectivas pueden estar reaccionando y modificando los balances energéticos de la radiación solar (Fig.4).

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 mas precisos, los primeros conocimientos sobre la temperatura superficial del mar parecen constituir un buen indicador del estado energético de ese interfase atmósfera-océano.

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. El mar constituye así el mas formidable de los reservorios de calorías. Ello unido a su gran capacidad conductiva determina asimismo su alta inercia térmica. Esta es 1.200 veces mayor que la de la atmósfera, de modo que si ésta última no estuviese realimentada por el sol, podría perder un 64 % de su calor hacia el espacio en unos 100 días. Sin embargo, con los océanos unidos a la atmósfera se tardaría 330 años para que el sistema combinado pudiese perder una fracción equivalente de su calor (N.WELLS, 1982, 37, 4, p.117).

Estas propiedades hacen de la TSM 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 estan 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 de aire tropical o polar trata de restablecer el

equilibrio energético a gran escala. Ello lo realiza 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 hace pasar 2.500 julios a la atmósfera, es decir 600 calorías.

ANOMALÍAS TÉRMICAS Y CICLOGENESIS.

La observación casual de que las grandes inundaciones acontecidas en octubre de 1982 venían asociadas a temperaturas superficiales del mar (TSM) sobre los 27 grados C, (J.QUEREDA,1985), nos llevaron a la convicción de que las anomalías energéticas detectadas por la TSM podían estar en la base de esos sucesos excepcionales, de acuerdo a los procesos generales invocados(Fig.5). Convicción y procesos que hemos venido reafirmando a través del análisis de las doce mayores situaciones depresionarias padecidas sobre el Mediterráneo occidental en el transcurso de las dos últimas décadas. En la mayor parte de ellas, las condiciones térmicas de la baja troposfera, vistas a gran escala, presentan sensibles anomalías sobre vastas zonas. Anomalías que suelen acumularse, al menos, 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 la Cuenca Occidental del Mediterráneo, que alcanzan hasta 2 y 2,5 °C sobre los valores normales. Simultáneamente se puede observar un enfriamiento de las aguas noratlánticas, especialmente en las costas meridionales de Islandia.

Observaciones que se corresponden con las de Kidson (1985) sobre el índice de circulación zonal entre los 40 y los 60 grados de latitud N. Kidson establece que las situaciones de bajo índice están relacionadas con la presencia de persistentes gotas frías sobre las costas de Newfoundland, con una gran dorsal anticiclónica en las proximidades de Islandia. Nuestras observaciones muestran que una tal situación de índice bajo es la respuesta al mantenimiento previo de la circulación opuesta : bajas presiones y frío sobre Islandia y dorsal cálida sobre el Mediterráneo Occidental.

Este es el campo térmico oceánico-marino observado con un mes de antelación a las dramáticas inundaciones de octubre de 1982, año en el que la transparencia atmosférica se vio fuertemente alterada por la erupción del Chinchón, al sur de Méjico y entre los meses de marzo y abril. Su explosión, calificada como la mayor del siglo en términos de cantidad y altura de los aerosoles proyectados, estuvo en la base de los procesos energéticos y de las abundantes precipitaciones que afectaron al Levante español (J.QUEREDA,1987,p.225).

Anomalías térmicas semejantes aparecen en la TSM del mes de agosto de 1983, precediendo a una profunda ciclogénesis que arrojó precipitaciones

de 100 mm/día sobre el Levante español. Los gradientes térmicos eran notables, predisponiendo a la interrupción de los altos índices circulatorios y a su sustitución por los 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 grados C, en las latitudes elevadas y notables anomalías positivas, +2 grados C, en el Atlántico central y Mediterráneo occidental (Fig.6). Este acusado contraste térmico se dejaba sentir sensiblemente en los dos dominios latitudinales. Así, el observatorio de Reykjavick registra 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 grados C en julio, registran 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 Africa en que acompañan a un período de extraordinaria sequedad (M.HULME,1984,p.281).

La anomalía térmica que ha precedido a la última y mas brutal de esas ciclogénesis ha consistido en una notable elevación de las temperaturas estivales. Si bien el mes de junio se mantuvo en los valores normales a causa de la energía solar empleada en la evaporación de la humedad acumulada en los meses anteriores, julio y agosto registraron entre 1.5 y 2 C sobre las normales aéreas mediterráneas. El reflejo mas fiel de este exceso energético fueron los 29-30 grados C, que el campo térmico de superficie registraba en el Mediterráneo occidental a finales de agosto. Los valores más altos desde que en 1982 comenzamos nuestras observaciones (Fig.7).

Estas elevadas temperaturas, sin duda excesivas, podrian explicar los dos factores decisivos de la violenta ciclogénesis padecida en septiembre de 1989. En primer lugar, el mismo drenaje del aire frio en los niveles altos a modo de reajuste térmico. En segundo lugar, la disposición de una superficie altamente convectiva con los 29-30 grados C de la TSM .

FACTORES CONVECTIVOS DE ESCALA REGIONAL.

Los últimos gradientes térmicos analizados entre la TSM y las temperaturas aéreas, nos ponen en relación con los factores geográficos de escala regional. Dentro de ellos destaca las exageraciones de gradiente térmico atmósfera-mar que se registran en la cuenca occidental del Mediterráneo. La línea de costa representa (Figura 8) una fuerte discontinuidad térmica que es especialmente acusada en otoño e invierno. Sobre el mes de octubre se dan las diferencias mas acusadas entre las temperaturas del aire y las de la superficie marina. De este modo no tiene nada de azaroso que sea precisamente este mes el que registre los máximos de precipitación anual.

La exageración de los gradientes térmicos aire-agua genera flujos de calor sensible y latente que disparan el calor y la humedad en el seno de las formaciones nubosas. Procesos que se intensifican cuando las expulsiones de aire frío se superponen sobre las aguas cálidas del Mediterráneo. Máxime cuando los efectos orográficos refuerzan los disparos desde la superficie. Se observa entonces la formación de numerosos cumulonimbos que se van reagrupando hasta dar, 24 horas después del comienzo de su intensificación, un sistema nuboso de forma aproximadamente circular y cuyo diámetro es del orden de 800 Km. en media (Figura 9).

Las observaciones que desde 1982 venimos efectuando sobre las interacciones atmósfera-mar en el Mediterráneo español, nos han permitido constatar que la exageración de gradientes entre la TSM y la temperatura del aire, es un buen indicador de la desestabilización atmosférica. Esta parece ser efectiva cuando los gradientes observados se sitúan entre los 4 y los 6 grados C en el contacto mar-tierra.

La gran concurrencia de estos gradientes en una determinada época del año, otoño y comienzos de invierno, viene a establecer precisamente su ubicación temporal en los meses en que mayor emisión de calor latente se produce. Ello debido, a su vez, a las exageraciones de gradiente térmico aire-mar.

CONCLUSIONES.

La frecuente e intensa actividad ciclónica que ha registrado la región mediterránea española a lo largo de la última década, ha culminado en 1989 con dos nuevos records: año más lluvioso y año más cálido desde 1850 (Fig. 10). Esta intensa actividad ciclónica y sus dramáticos efectos territoriales parecen haber calado, por fin, en las Administraciones, que interrogan a los meteorólogos y climatólogos con una cuestión clave ¿ Son previsibles tales sucesos atmosféricos ? .

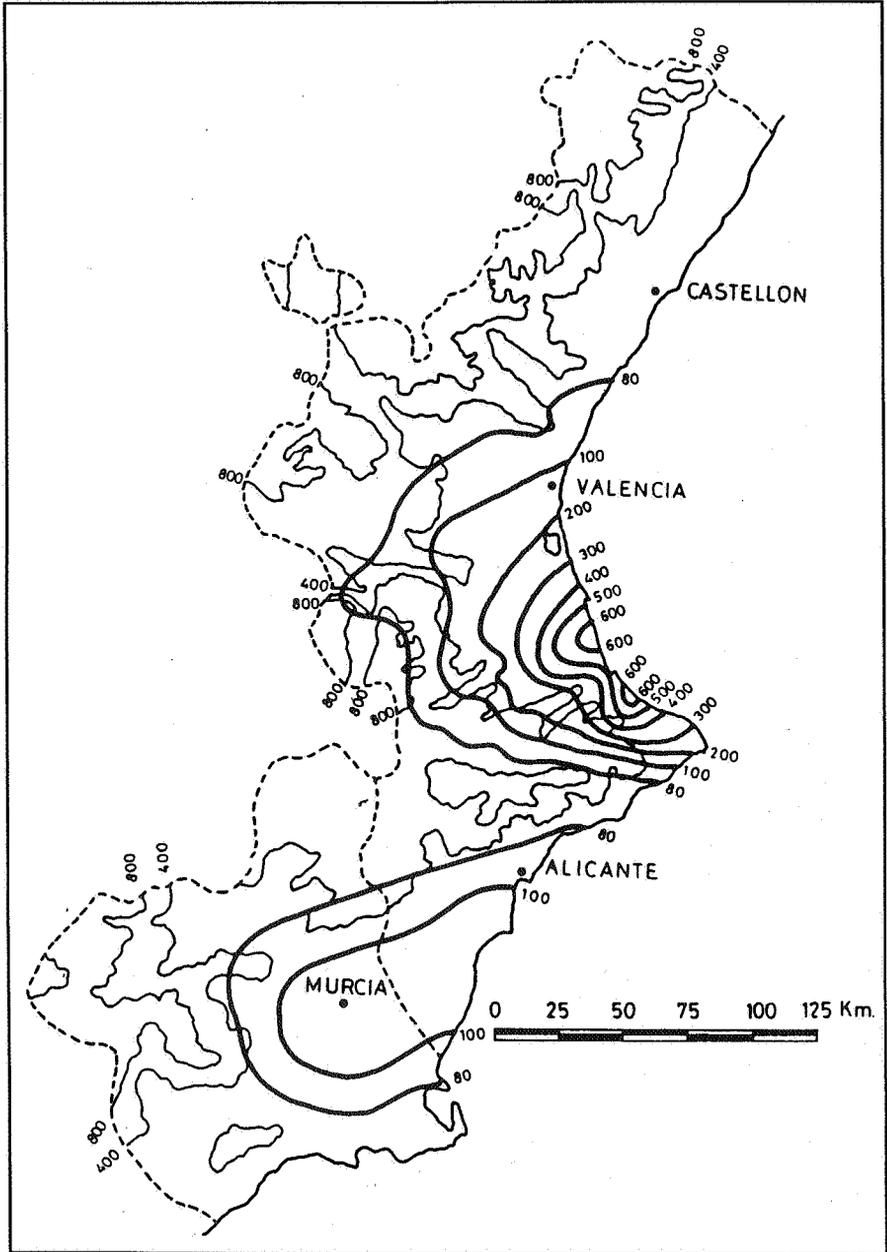
En nuestra opinión, pueden existir algunas alertas previas. Estas vendrían constituidas por grandes anomalías de la circulación general (J.NAMIAS, 1987 y 1989) y consecuentemente, como hemos expuesto, por grandes anomalías en la distribución de energía. Ello sugiere que las grandes anomalías de la temperatura superficial del mar podrían funcionar como tales alertas.

Como muestra la figura 11, todas las grandes situaciones ciclogénicas, con más de 50 mm. en 24 horas, han venido precedidas en su desarrollo por amplias anomalías térmicas. Tales anomalías han consistido en :

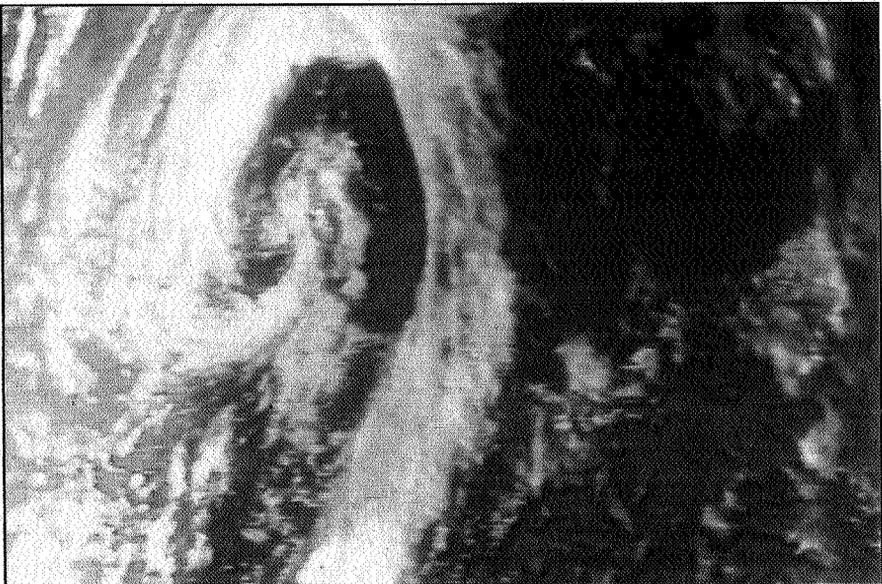
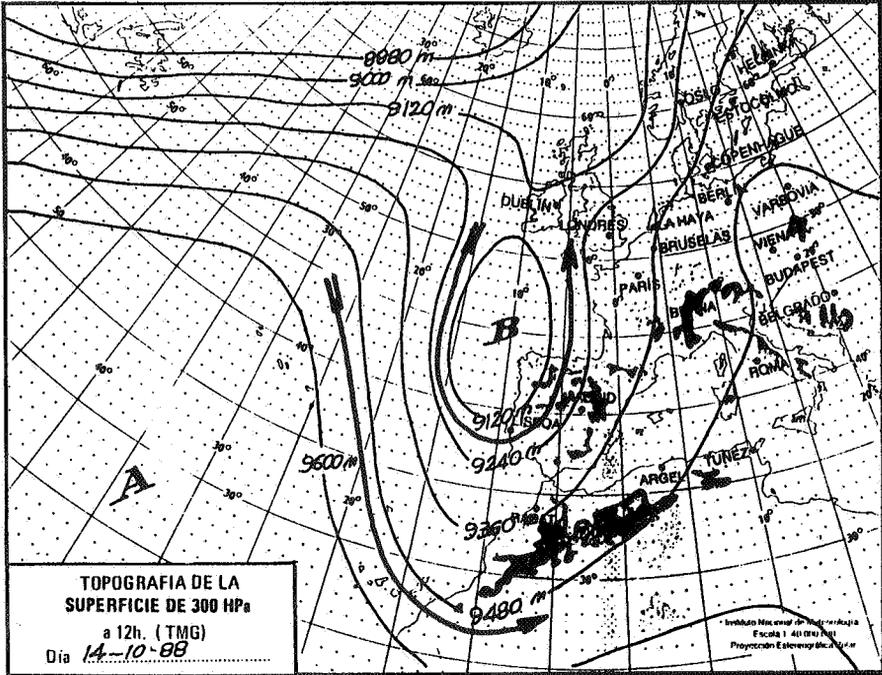
- a) Valores de la TSM sobre los 26 grados C.
 - b) Una exageración de los gradientes térmicos aire-mar entre 4 y 6 grados C.
- En este sentido, el análisis de las grandes situaciones depresionarias registradas en el Mediterráneo occidental parece revelar el notable papel jugado por la convección en tales procesos atmosféricos. Consecuentemente, las altas anomalías positivas de la TSM en el Mediterráneo, podrían constituir una de tales alertas previas a esas violentas ciclogénesis.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

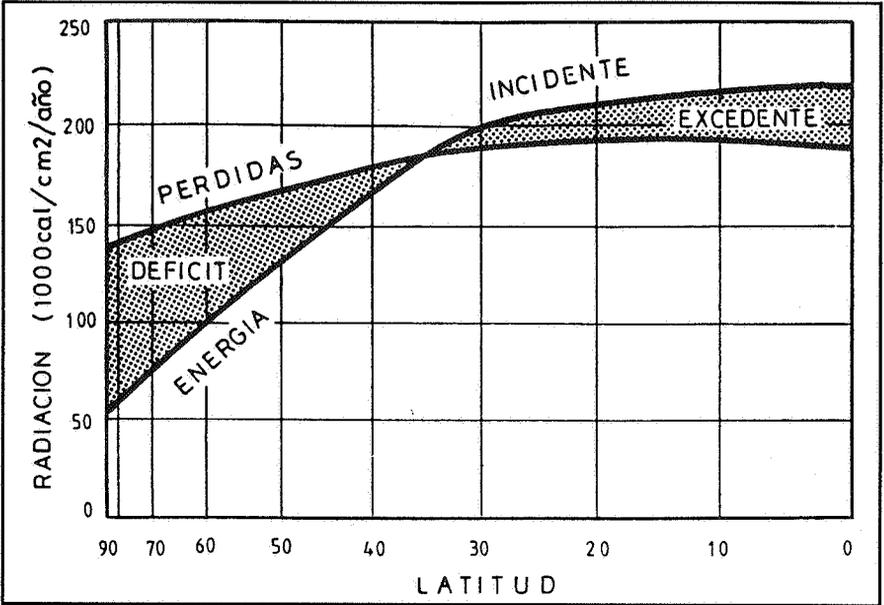
- BRUM FERREIRA, D. (1984). "L'upwelling ouest iberique. Régime et causes aerologiques". *Met-mar*, 123, pp.4-16.
- GLUKHOVSKAYA, T.B. and ORDANOVICH, A.E. (1984). "Effect of medium-escale vertical flows on convection processes". *Soviet Meteorology*, 3, pp.24-29.
- HULME, M. (1984). "1983: An exceptionally dry year in central Sudan". *Weather*, 39, 9, pp.281-84
- KIDSON, J.W. (1985). "Index cycles in the Northern Hemisphere during the Global Weather Experiment", *Mon. Weather rev.* 113, pp. 607-623..
- 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.
- 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.
- NAYA, J.A. (1984). *Meteorología superior*. Espasa-Calpe, Madrid, 546 pp.
- QUENEY, P. (1974). *Elements de Météorologie*. Masson, Paris, 320 pp.
- QUEREDA, J. (1985). "Ciclogénese 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'evolution 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.
- WENG, H-Y, (1992). "Potential vorticity index vacillation in the 1978/79 winter : Its relation to teleconnection patterns :. *Q.J.R.M.S.*, 118, pp. 327-350.



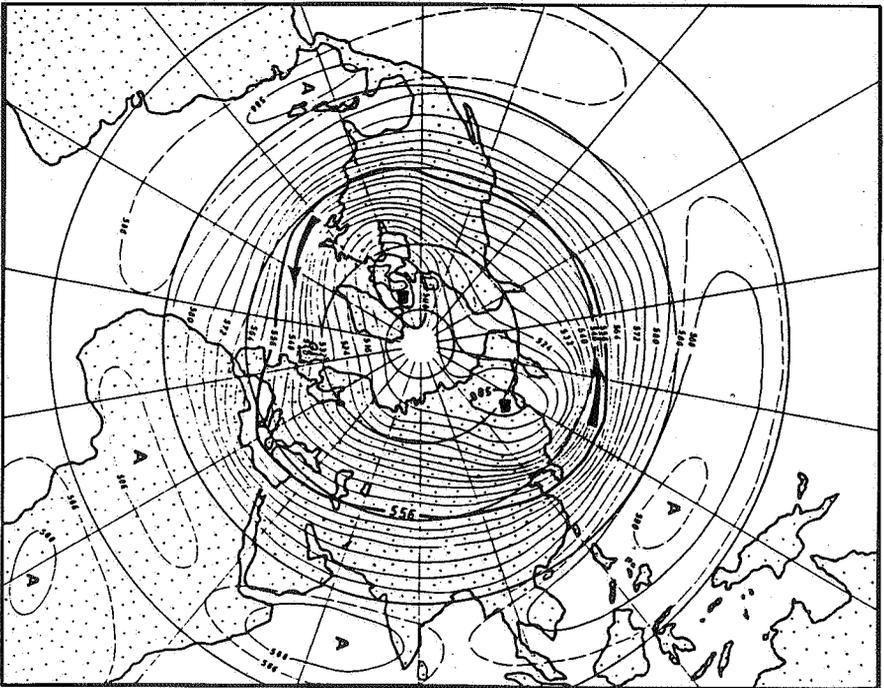
Isoyetas de las precipitaciones registradas entre los días 5-7 de Septiembre de 1989.



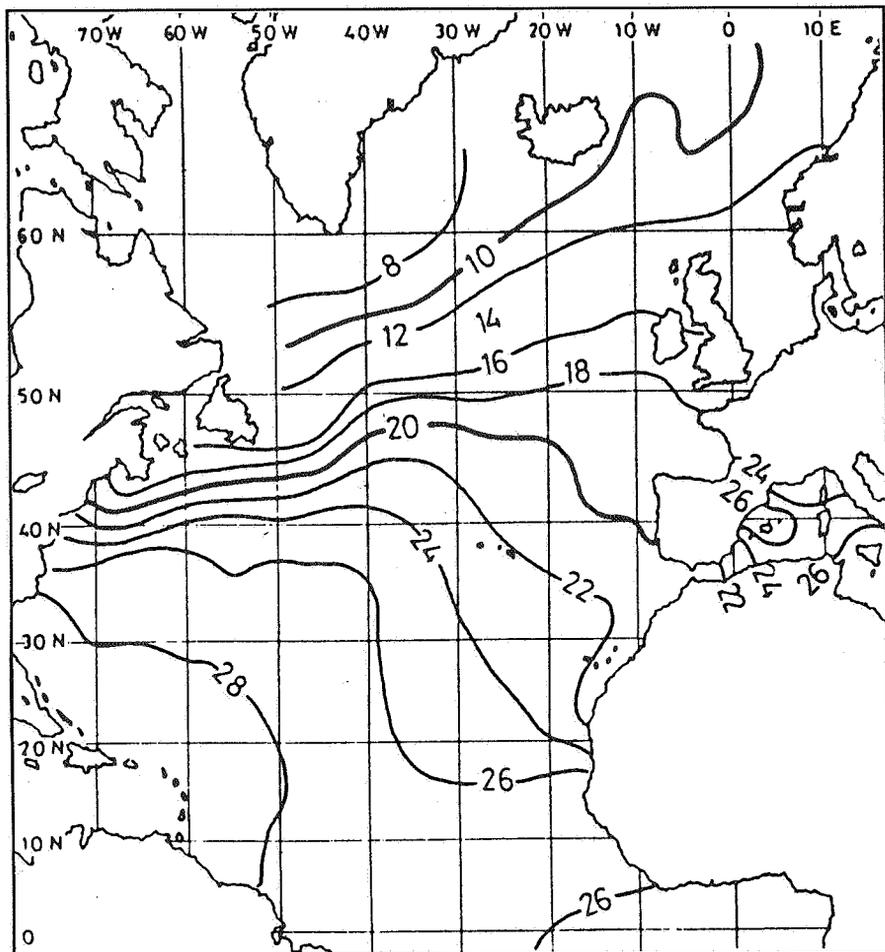
Situación bórica a las 12 horas e imagen NOAA-9 a 15'40 horas el día 14-X-1988.



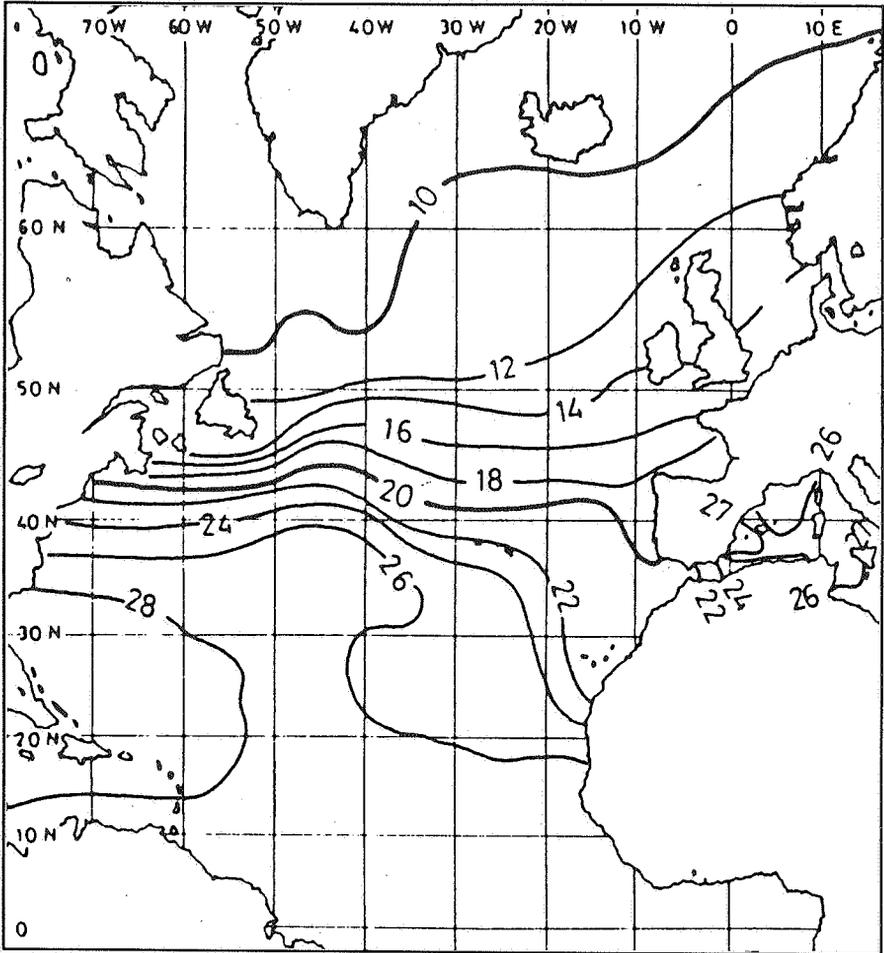
El balance energético del globo exige intercambios meridianos.



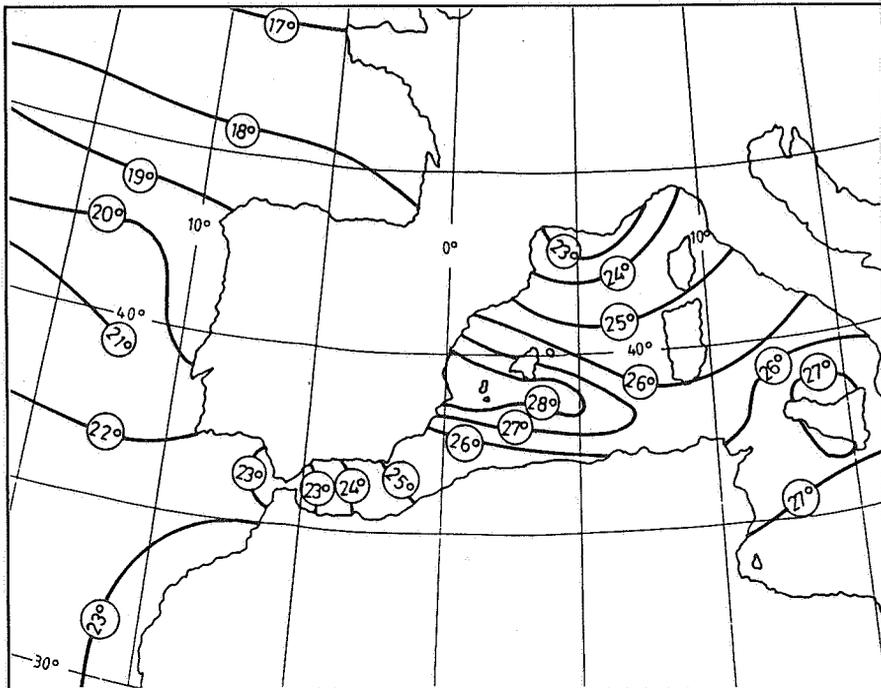
Isohipsas medias hemisféricas en el mes de julio.



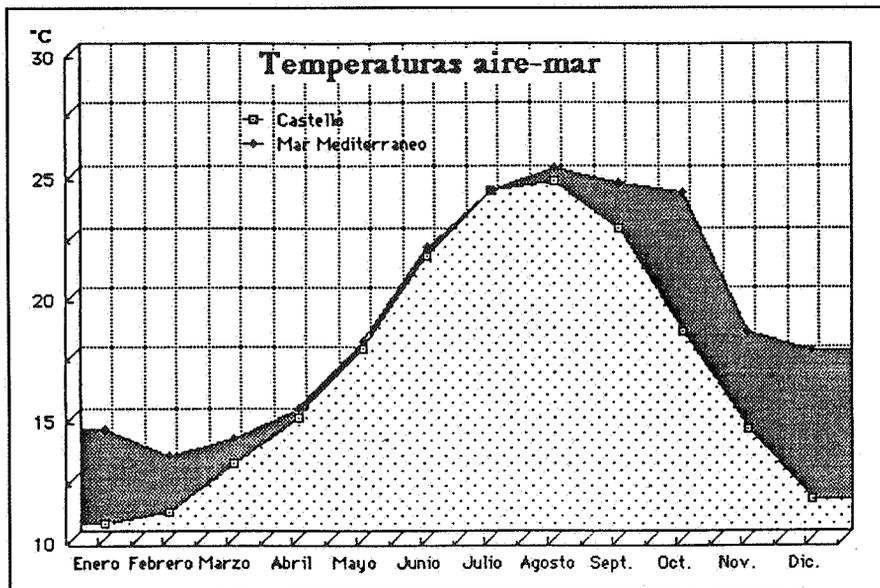
Temperaturas superficiales del mar en septiembre de 1982.



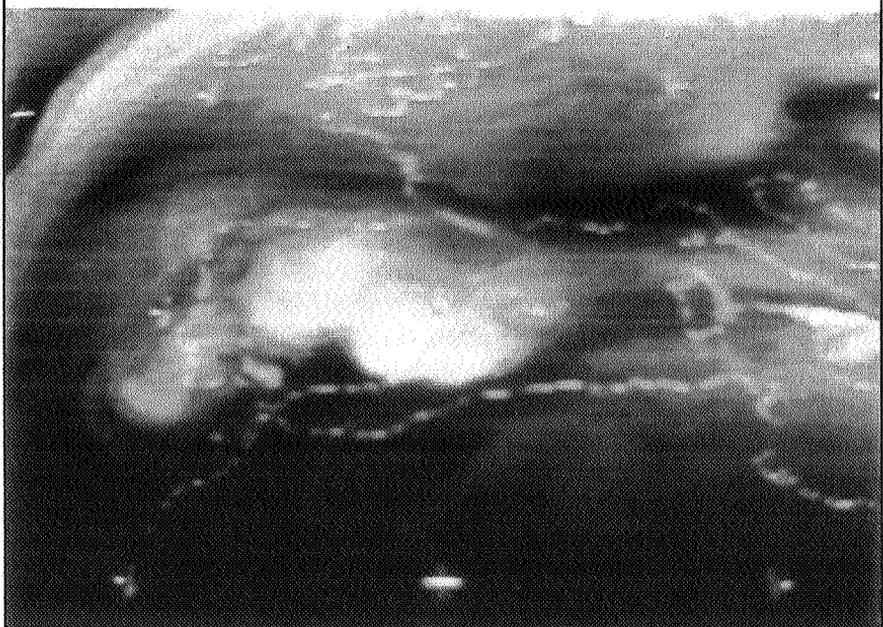
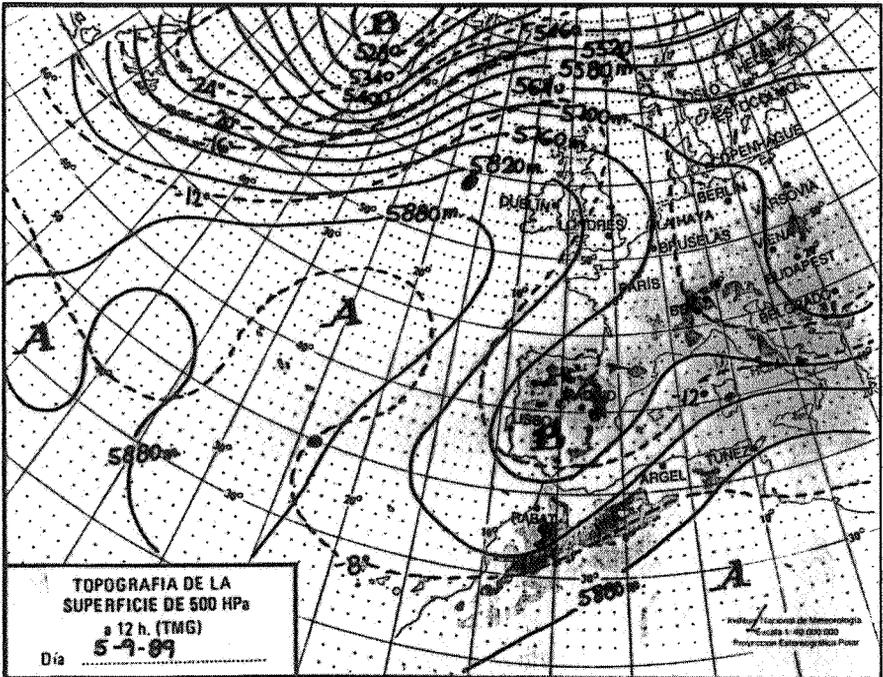
Temperaturas superficiales del mar en agosto de 1983.



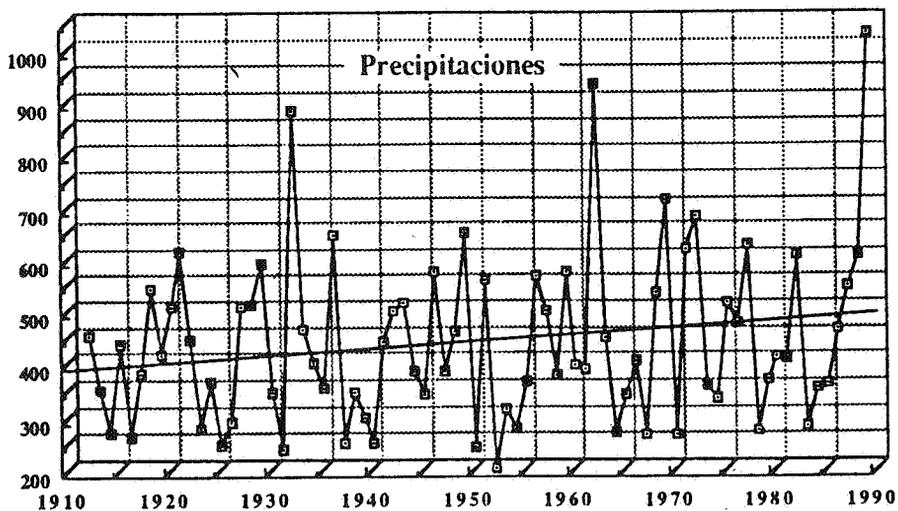
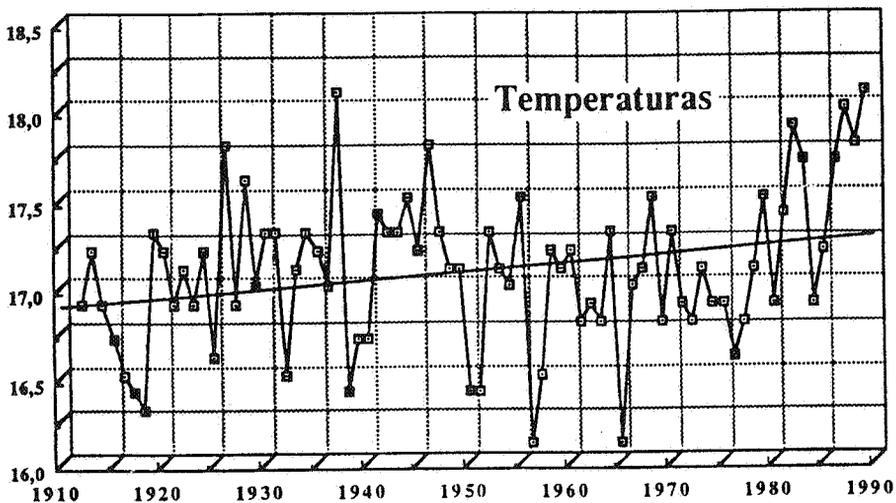
Temperaturas superficiales del mar en agosto de 1989.



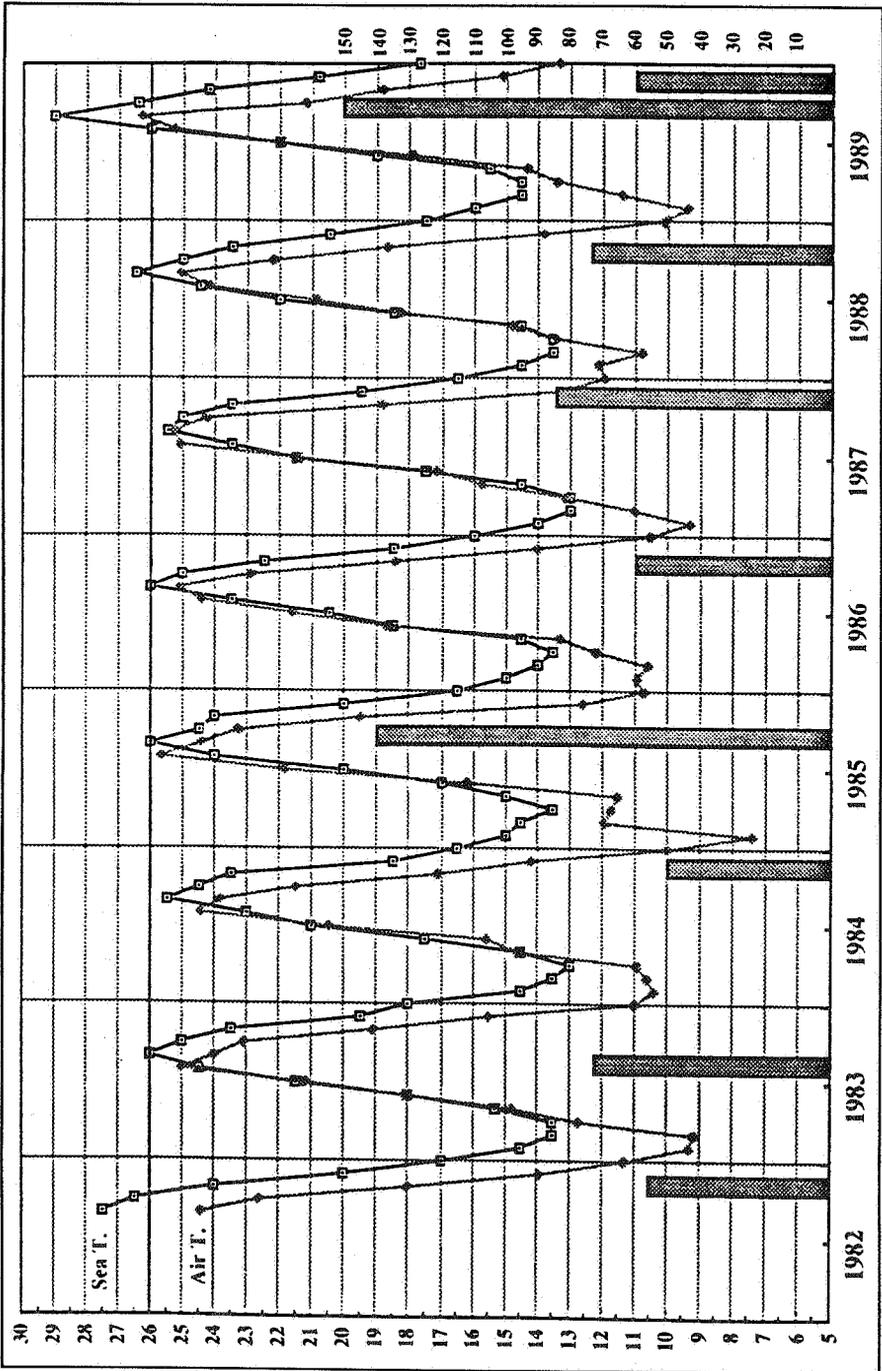
Temperaturas medias del aire y de la superficie marina en Castellón.



La topografía de 500 HPa a 12 horas y la imagen del Meteosat a 15 horas (7-II-1989) muestran los intercambios entre los cumulonimbos y el torbellino ciclónico de altura..



Las series termoplumiométricas del Observatorio de Castellón-Almazora.



Precipitaciones torrenciales y temperaturas.