

VORTICIDAD POTENCIAL Y CICLOGÉNESIS EN EL MEDITERRÁNEO Y EN EL ATLÁNTICO

Agustín Jansá (Centro Meteorológico Territorial de Baleares, -INM-)

Ana Genovés (Centro Meteorológico Territorial de Baleares, -INM-)

Antonio García (Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción, S.T.A.P.; -INM-)

RESUMEN

Utilizando mapas de vorticidad potencial en diferentes niveles isobáricos, se analizan tres episodios de ciclogénesis, uno atlántico y dos mediterráneos, buscando diferencias de comportamiento. En el caso atlántico la evolución responden muy bien al modelo conceptual propuesto por Hoskins y otros (1985) para la ciclogénesis frontal típica. En los casos mediterráneos, en cambio, parece que los factores geográficos locales juegan un papel determinante.

1. Introducción.

Los mapas de vorticidad potencial han sido considerados como una herramienta útil de diagnóstico dinámico, particularmente para el estudio de los procesos de ciclogénesis (Hoskins y otros, 1985). La cualidad conservativa que tiene la vorticidad potencial y el principio de invertibilidad, que permite conocer la circulación atmosférica a partir de la distribución de vorticidad potencial son algunas de las claves de esa utilidad. La mayor riqueza descriptiva se obtiene escribiendo la vorticidad potencial en coordenadas isentrópicas, ya que entonces dicha magnitud aparece simplemente como una combinación de vorticidad absoluta y estabilidad estática. En coordenadas isobáricas la expresión de la vorticidad potencial incluye otros términos, que enmascaran algo la interpretación, aunque los conceptos generales para el diagnóstico se mantienen (véase García 1991 para más detalle).

En particular, es interesante recordar el modelo conceptual de ciclogénesis que se desprende de la consideración del concepto de vorticidad potencial. Una anomalía positiva de vorticidad potencial en nivel alto se asocia con circulación ciclónica, tendiendo ambas a propagarse horizontal y/o verticalmente. Al superponerse tal núcleo con una anomalía de temperatura potencial en nivel bajo, que también se asocia a una circulación ciclónica, ambos factores pueden interactuar, potenciándose mutuamente y generándose, así, una ciclogénesis importante. En realidad basta con que la anomalía de vorticidad potencial se superponga a una zona frontal de nivel bajo para que la segunda componente del esquema anterior aparezca, ya que, entonces, la circulación ciclónica por sí misma tiende a deformar la zona frontal, situando una anomalía positiva de temperatura potencial justo por delante de la anomalía de vorticidad potencial de nivel alto. En este último caso tendríamos una clásica ciclogénesis frontal (Fig. 1).

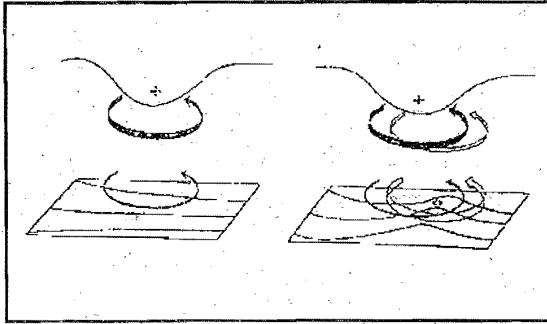


Figura 1.- Modelo conceptual de ciclogénesis frontal. (Hoskins y otros, 1985)

En el trabajo anterior antes citado (García, 1991) se analizan dos casos de ciclogénesis mediterránea (7 y 11 de octubre de 1990) utilizando, entre otras cosas, mapas de vorticidad potencial y de temperatura potencial. En ambos casos está clara la presencia e influencia de una anomalía de vorticidad potencial en nivel alto y también una superposición de hecho con una anomalía térmica en nivel bajo. Lo que quizás no está tan claro, aunque no puede descartarse, es que la anomalía térmica sea el resultado inducido de la anomalía de vorticidad potencial sobre una zona frontal preexistente. Quizás el origen sea otro. En otro trabajo previo (Genovés y Jansá, 1991) fueron comparadas otras dos ciclogénesis mediterráneas (23 de noviembre de 1987 y 3 de noviembre de 1987). En el segundo -que volverá a ser considerado en la presente exposición- resulta claro que no interviene la anomalía de vorticidad potencial en nivel alto, pero en el primero sí, habiendo además superposición con una anomalía de vorticidad potencial en nivel bajo, supuestamente asociada a anomalía térmica, quedando, otra vez, algo confuso su origen.

Con el objetivo último de ganar información sobre los fenómenos ciclogénéticos mediterráneos, en este trabajo se comparan tres evoluciones distintas, tratando de identificar las diferencias.

2. Los casos seleccionados.

Las Figuras 2 a 4 reproducen análisis, en parte o totalmente subjetivos, relativos a tres casos de ciclogénesis seleccionados. En el caso A, 30 de octubre de 1991, lo que tenemos es una profunda borrasca atlántica, aparecida en una zona frontal. En el caso B, 5 a 6 de marzo de 1988,

hay una ciclogénesis importante en el Mediterráneo. La depresión formada empieza teniendo dimensiones moderadas, pero acaba siendo una gran borrasca que afecta a una gran parte del Mediterráneo completo, no sólo occidental, siendo de varios días la duración del episodio entero. El caso forma parte de la lista proporcionada por M. Conte al Grupo Director del Proyecto de Estudios de Ciclones Mediterráneos de la OMM (WMO, 1989). Aquí sólo consideraremos la fase inicial del episodio.

El caso C se corresponde con las inundaciones de Gandía (Valencia) de noviembre de 1987. Aquí nos fijamos, no en la lluvia en sí, sino en la moderada ciclogénesis que acompañó al episodio. A este caso nos hemos referido en uno de los anteriores trabajos ya referenciados (Genovés y Jansá, 1991), en el que, además, se cita bibliografía adicional sobre el mismo.

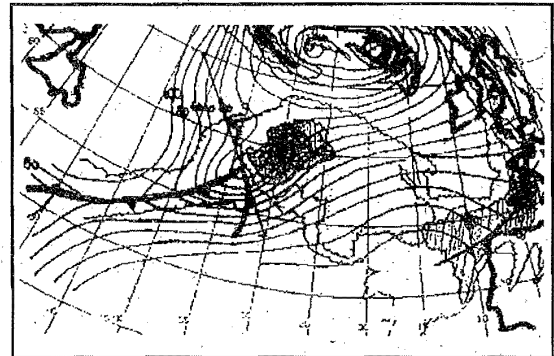


Fig. 2.a.- Ciclón A, 30/10/91 a 00 UTC. Geopotencial de 1.000 hPa, frentes y nubosidad

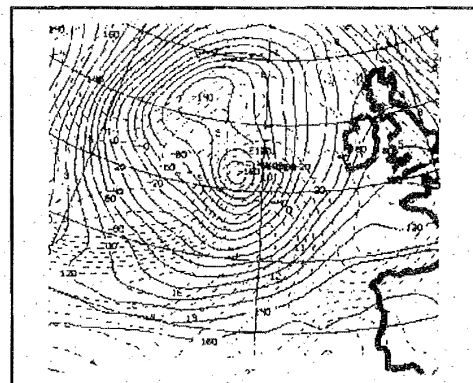


Fig. 2.b.- Ciclón A, 30/10/91 a 12 UTC. Geopotencial en 1.000 hPa y TPE en 850 hPa

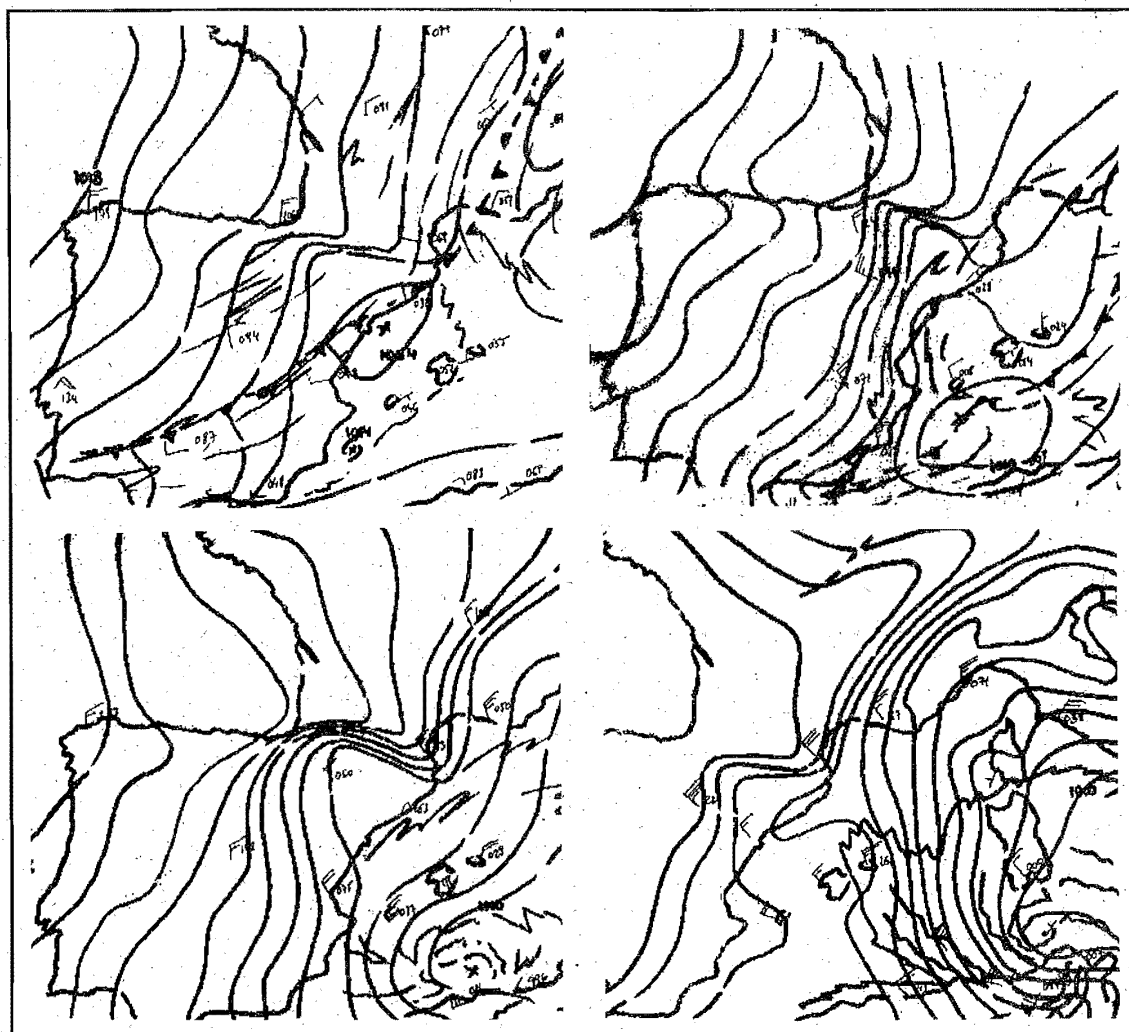


Figura 3.- Análisis manuales en superficie para la evolución del ciclón B. De izquierda a derecha y de arriba a abajo, día 5 de marzo de 1988 a las 00 UTC, 06 UTC y 12 UTC, y 6 de marzo de 1988 a las 12 UTC

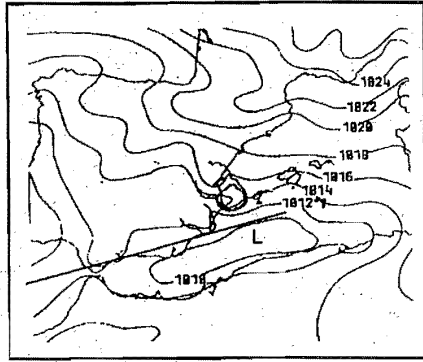


Figura 4.- Análisis de superficie, día 4 de noviembre de 1987, a 00 UTC (caso C)

3. Análisis de las distribuciones de vorticidad potencial.

Parece claro que el caso A responde perfectamente al modelo conceptual de ciclogénesis frontal expuesto anteriormente (Fig. 1). En efecto, a la hora en que se está produciendo el desarrollo ciclónico más importante (día 30 de octubre de 1991 a las 00 UTC, Fig. 2a) podemos reconocer los rasgos definidores de ese tipo de evolución mediante cortes verticales. Los cortes verticales se han realizado a lo largo del segmento rectilíneo indicado en la Fig. 2a y se han obtenido a partir de los campos derivados, calculados sobre los análisis operativos del LAM del INM. Presenta-

mos cortes verticales de vorticidad potencial y de velocidad normal del viento (Fig. 5). Puede observarse claramente un tubo inclinado de vorticidad potencial, conectando un importante máximo en nivel alto con un máximo en desarrollo en superficie, y, además circulación ciclónica abrazando todo el tubo de vorticidad. La circulación en el nivel más bajo garantiza que está habiendo y se está intensificando la deformación de la zona frontal, lo que lleva a mantener y a intensificar, justo por delante de la depresión de superficie, un máximo de temperatura potencial, lo que marca el avance y desarrollo de todo el sistema. Véanse en la Fig. 2b, 12 horas después, la importancia de la anomalía térmica positiva y su conexión con la depresión de bajo nivel, ya en desarrollo máximo.

En el caso C lo que tenemos es bien diferente. Para ilustrar este caso no hemos utilizado los análisis operativos del LAM del INM, ya que no tienen resolución suficiente para describir adecuadamente la depresión presente en niveles bajos el día 4 de noviembre de 1987 a las 00 UTC (Fig. 4), que sin duda es una clave importante del desarrollo y sostenimiento de los sistemas convectivos, con el resultado de grandes lluvias en la zona de Gandía. En su lugar nos hemos apoyado en una pasada experimental del LAM, en resolución 0,455° lat/lon. Esa pasada, empezando el día 2 a las 12 UTC, simula la aparición de la depresión de superficie tal y como se detecta en los análisis manuales mesoescalares. Trabajamos, pues, con previsiones del modelo en alta resolución. La

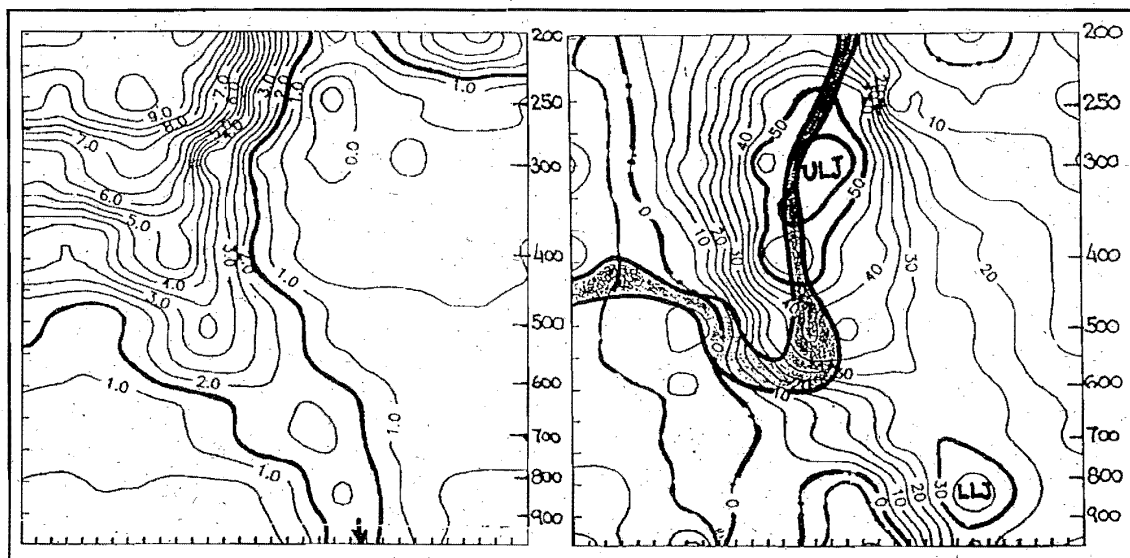


Fig. 5.- Caso A. Corte vertical de vorticidad potencial (izquierda, unidades PV) y de viento normal (derecha, m/s), día 30/10/91 a 00 UTC

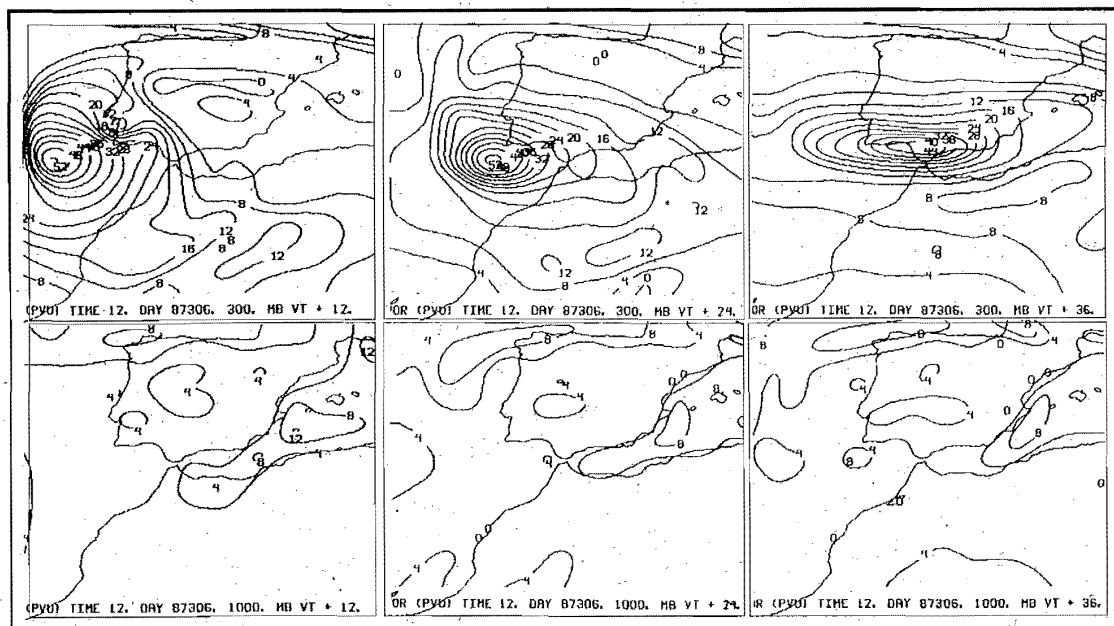


Fig. 6.- Caso C. Mapas de vorticidad potencial en 300 hPa (arriba, unidades PV \times 10) y 1.000 hPa (abajo) previstos por el LAM-HR a 12, 24 y 36 h, a partir del 2 de noviembre de 1987 a las 12 UTC

Figura 6 muestra la evolución prevista, de 12 en 12 horas, desde H+12 a H+36 de los mapas de vorticidad potencial en 300 y 1.000 hPa. Se observa cómo un potente máximo de vorticidad potencial se aproxima lentamente a la zona de interés, donde, al mismo tiempo, hay un máximo de nivel bajo. Es patente la desconexión entre ambos, ya que el segundo, ligado a la depresión superficial, se mantiene estacionario y no se intensifica, más

bien presenta un ligero debilitamiento. De todos modos, para aclarar más este punto, que consideramos clave, hemos elaborado un corte vertical de vorticidad potencial para los mapas H+24, a lo largo de la línea señalada en el mapa de la Fig. 4. Este corte constituye la Fig. 7 y confirma claramente, a nuestro juicio, la indicada desconexión. Se trata de un proceso, una ciclogénesis no frontal, puramente superficial, independiente de lo

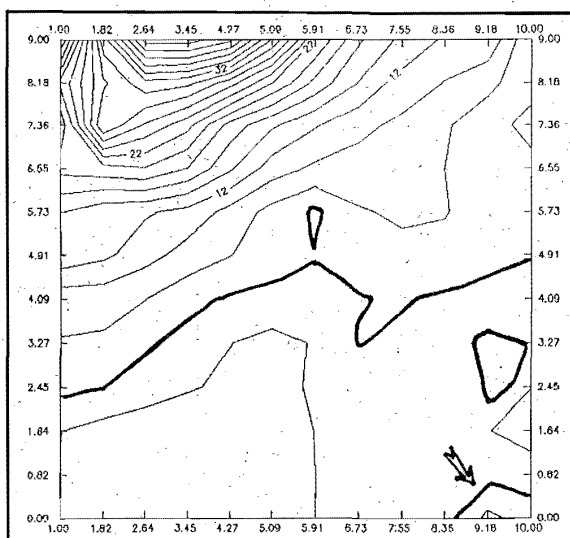


Fig. 7.- Caso C. Corte vertical de vorticidad potencial a lo largo de la línea señalada en la Fig. 4, válido para el día 3 de noviembre de 1987 a las 12 UTC

que está sucediendo en los niveles altos. De hecho, mediante experimentos numéricos (Rodríguez y otros, 1991; Jansá y otros, 1991) ha podido establecerse que el origen de esta depresión es básicamente orográfico, debido al relieve norteafricano.

El caso B es más complejo, de interpretación menos directa. Las Figuras 8 y 9 muestran cortes de vorticidad potencial y vientos (obtenidos a partir de los análisis operativos del LAM, mediante la nueva "macro" SAIDAS "YSTGD") para dos momentos clave de la evolución, el 5 de marzo de 1988 a las 00 UTC y a las 12 UTC. A la vista del segundo de esos momentos (Fig. 9), cabría interpretar el proceso de un modo análogo al caso A, una ciclogénesis frontal típica. En efecto, un tubo de vorticidad potencial enlaza una anomalía positiva de nivel alto con una de nivel bajo, asociada al ciclón, ya bien desarrollado. Sin embargo, el análisis de la Fig. 8 desmiente ese tipo de interpretación. En efecto, a las 00 UTC la anomalía en nivel alto existe e incluso está "emitiendo" un tubo de vorticidad potencial hacia niveles bajos, hacia la zona de Cataluña-Mar Balear, pero independientemente hay otra marcada anomalía en nivel bajo, separada, independiente de las

primeras; situada sobre el Norte de África. En esta última probablemente pesa mucho la existencia de una potente anomalía térmica. El hecho de que en la zona, en nivel bajo, el flujo sea de componente Sur, nos hace pensar en una fácil propagación o extensión de esa segunda anomalía sobre la zona mediterránea de Argelia-Palos (pudiendo influir, además, los efectos de tipo orográfico). Lo que habría ocurrido entonces sería que dos factores de origen diferente habrían venido a coincidir parcialmente en el espacio, focalizándose en una zona particular e intensificándose ambos desarrollos potenciales. De no existir el Mediterráneo, el marco geográfico que lo define, en el que la presencia del desierto africano no es, ni mucho menos, un aspecto nimio, sin menoscabo del factor orográfico, el proceso ciclogénico frontal probablemente asociado a la anomalía de vorticidad potencial en nivel alto habría, presumiblemente, seguido otros caminos y hubiera sido, podemos sospechar, menos intenso. Incluso se puede pensar, aunque no tenemos evidencia de ello, que también el primer tubo de vorticidad, el primer enlace entre nivel alto y nivel bajo, la fase catalano-balear de la ciclogénesis, en definitiva, puede haber respondido a un mecanismo mixto, semejante al descrito para la fase norteafricana.

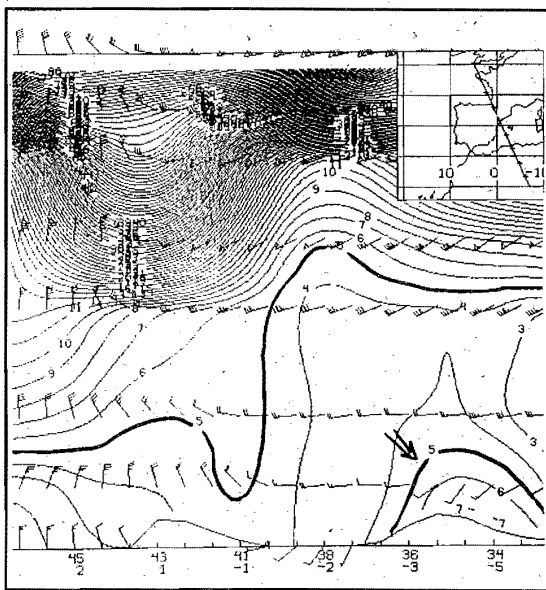


Fig. 8.- Corte de vorticidad potencial (unidades PVx10) para el 5/3/88 a 00 UTC (Caso B)

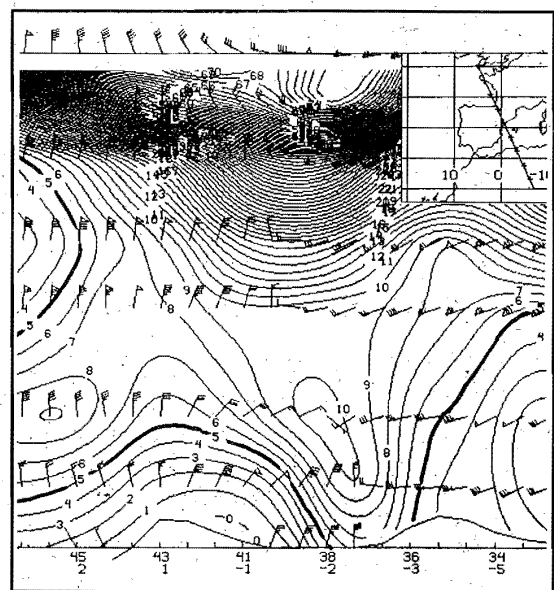


Fig. 9.- Igual que la Figura 8, para el 5/3/88 a las 12 UTC

Conclusiones.

Las posibles conclusiones de este trabajo deben ser tomadas como muy provisionales, ya que son muy pocos los casos analizados. Sin embargo, creemos poder inducir, confirmar una vez más, algo muchas veces enunciado antes, desde puntos de vista diferentes. Es conocido que el Mediterráneo -occidental, en particular-, presenta una gran actividad ciclogénica, la más concentrada del mundo, en invierno. Ello ha sido normalmente asociado a la concurrencia en la zona de diversos factores de origen orográfico -las barreras montañosas, los contrastes térmicos y de humedad entre el ámbito mediterráneo y las tierras circundantes (el Sahara y la masa continental euroasiática, además de la propia Península Ibérica). Una prueba empírica de que ello es así es que los lugares en que se produce ciclogénesis en el Mediterráneo son muy repetitivos y son fácilmente relacionables con las fronteras orográficas y/o térmicas. Pues bien, creemos que el análisis anterior nos conduce al mismo resultado y lo valida. Podríamos decir, retomando el modelo conceptual de que hemos partido, que, en general, las ciclogénesis importantes se asocian a la interacción entre una anomalía de vorticidad potencial en nivel alto y una zona frontal. En el Atlántico -en zona abierta, podríamos generalizar- ello puede ocurrir en cualquier lugar. Las zonas frontales acostumbran a tener una gran extensión longitudinal y el punto concreto de la ciclogénesis, el modo de evolución específico, lo determinarán, básicamente, la situación y evolución de la anomalía de nivel alto y/o de un germen previo de perturbación en nivel bajo (por ejemplo, los restos de una antigua depresión frontal); no hay factores geográficos que den preferencia a priori a unos puntos sobre otros. En el Mediterráneo, en cambio, los factores geográfico-térmicos permiten la frecuente generación de perturbaciones de bajo nivel en lugares fijos. Si concurre sobre dichas perturbaciones una anomalía de vorticidad potencial en nivel alto, aunque sólo sea una concurrencia marginal, podrá producirse la ciclogénesis propiamente dicha, que no tendrá lugar en cualquier punto, sino en lugares específicos, notable-

mente repetitivos. Parafraseando a Danielsen, la presencia de anomalías de vorticidad potencial en niveles altos dice cuándo y los factores geográficos (las montañas, en la frase de Danielsen) dicen dónde se va a formar un ciclón, si es que esos factores geográficos tienen un peso importante, naturalmente. Cuando no hay concurrencia de perturbación de nivel alto, la perturbación local mediterránea, generada gracias a los factores geográficos, no pasa de un nivel moderado de desarrollo, incluso se podría decir que no hay ciclogénesis propiamente dicha. Los tres ejemplos que hemos aportado responden a los tres tipos de evolución que aquí estamos comentando, ciclón atlántico o ciclón frontal, sin ligaduras, sin ligaduras geográficas específicas, caso A, ciclón mediterráneo, con perturbación de nivel alto y focalización o reconducción geográfica, caso B, ciclón somero, sin conexión con perturbación de nivel alto y sin desarrollo ulterior, caso C.

Referencias.

- García, A. (1991). *La vorticidad potencial como campo de diagnóstico/pronóstico. Segundo Simposio Nacional de Predicción del INM.* pp. 384-397.
- Genovés, A.; Jansá, A. (1991). *The use of potential vorticity maps in monitoring shallow and deep cyclogenesis in the Western Mediterranean.* WMO/TD no. 420, pp. 55-65.
- Hoskins, B.J.; McIntyre, M.E.; Robertson, A.W. (1985). *On the use and significance of isentropic potential vorticity maps.* Quart. Jour., 111, pp. 877-946.
- Jansá, A.; García-Moya, J.A.; Rodríguez, E. (1991). *Numerical experiments on heavy rain and Mediterranean cyclones.* WMO/TD no. 420, pp. 37-47.
- Rodríguez, E.; García-Moya, J.A.; Jansá, A. (1991). *Resultados de experimentos numéricos en casos de episodios de lluvias fuertes en el Mediterráneo. Segundo Simposio Nacional de Predicción del INM.* 205-217.
- WMO (1989). *Report on the Third Session of the Steering Group on Mediterranean Cyclones Study Project.* WMO/TD no. 298.