

# SITUACION METEOROLOGICA DEL 3QDE ENERO DE 1986

**Agustín Jansá**

**(Centro Meteorológico Zonal de Baleares)**

**Luis Vázquez**

**(Centro Meteorológico Zonal de Barcelona)**

## INTRODUCCION

El 30 de enero de 1986 una intensa y rápida ciclogénesis en el Mar Catalano-Balear dio lugar a un episodio de tiempo duro en la zona, caracterizado por vientos fuertes de Poniente entre Valencia y las Baleares y las zonas de Palos y Alborán y abundante precipitación en Catalunya. La mayor parte de precipitación en Catalunya tuvo lugar en forma de nieve, cubriéndose el suelo en casi la mitad de la región. En la figura 1 se puede ver la zona afectada por cubierta de nieve y las precipitaciones registradas en 24 h. El temporal, inusual, paralizó gran parte de la región, lo que le dio una gran trascendencia social.

Con esta contribución queremos dar publicidad al caso, dando, del mismo, una breve descripción fenomenológica. Los medios no han permitido todavía un estudio dinámico en profundidad, que consideramos muy importante, ya que podría arrojar luz general sobre las todavía muy poco conocidas ciclogénesis del Mar Catalano-Balear (Jansá, 1986), de las que muy pocos casos han sido referenciados (Ramis y Ballester, 1984, Jansá et al., 1985).

La descripción fenomenológica la haremos en tres partes, 1) la evolución sinóptica detallada a nivel de superficie, 2) la visión macroescalar y la predicción vistos por el CEP, 3) una elucubración sinóptico-dinámica, basada en los datos de los sondeos y la imaginería satelitaria.

## 1. EVOLUCION SINOPTICA EN SUPERFICIE

La figura 2 transcribe análisis mesoscalares en superficie cada tres horas, desde las 00 a las 09 UTC de día 30. Una profunda depresión, con 988 hPa en su centro, se mantiene estacionaria, centrada en el golfo de Vizcaya. Un núcleo de fortísima caída de presión avanza desde el Cantábrico al Mediterráneo, pasando por el centro de la Península. La caída de presión en el medio de ese núcleo es del orden de 8 hPa/3 h. Ese núcleo de caída fuerte de presión ha cruzado la Península muy rápidamente: ha estado más relacionado con la propagación de la perturbación que con su ahondamiento (la caída local de presión puede asociarse a advección, con variación intrínseca o total nula). Cambian las cosas cuando llega al Mediterráneo — hacia las 06 UTC—, donde frena el avance, y, por tanto, la advección, manteniéndose la caída local; es decir, que hay desarrollo propiamente dicho. En efecto, dentro del Mediterráneo ahonda un núcleo depresionario secundario, llegando pronto a adquirir más importancia — con 985 hPa en el centro— que el principal, todavía situado en el golfo de Vizcaya.

## 2. ANALISIS Y PREDICCIÓN MACROESCALAR

En la figura 3 se presenta la evolución macroescalar vista a través de los análisis operativo en superficie y a 500 hPa del Centro Europeo (CEP). Un paquete de chorro del NW

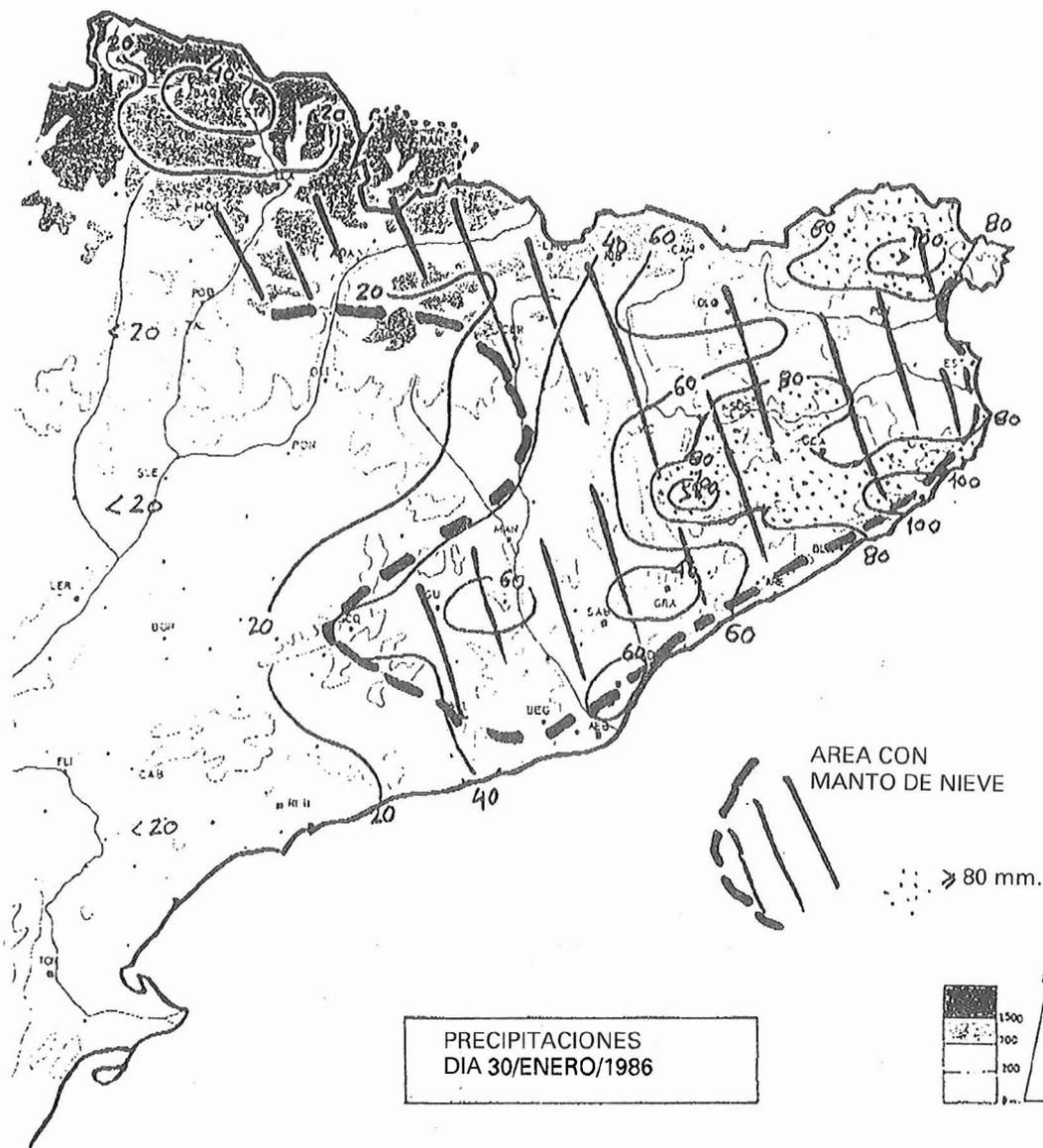


Figura 1. Distribución de la precipitación y la cubierta de nieve en Catalunya.

organizado en el seno de una onda atlántica desarrolla y hace progresar hacia el sur dicha onda, hasta convertirse en baja aislada. Acompañando al progreso del paquete de chorro y la onda en altura, avanza hacia el sur la depresión en superficie, que el análisis del CEP centra día 30 a las 12 entre Catalunya, Valencia y las Baleares, con 985 hPa de presión en el centro.

Las figuras 4 y 5 comparan las sucesivas predicciones del CEP para el 30-1-86 a las 12, desde D-4 hasta D-1 y todas ellas con el análisis operativo. En 500 hPa hay bastante coherencia. A D+4, D+3, D+2 e incluso D+1 la predicción indica la formación de la borrasca fría aislada, pero la centra entre Bretaña y el gofo de Vizcaya; es decir, sensiblemente desplazada al norte de la posición final real. Algo parecido, hasta cierto punto, sucede con las predicciones para superficie. Desde D-4 y D-3 dan el centro principal de la baja final desplazado al norte y, además, más débil que en la realidad, desde D-2 empieza a corregirse la desviación y desde D-1 la predicción de la baja superficial es correcta en posición e intensidad.

El modelo del CEP no ha tenido, pues, problema para simular la evolución macroescalar, que parece responder a una dinámica cuasi-geostrófica simple, salvo en lo que se refiere a la fase final mediterránea, defecto que sólo es parcialmente corregido —la corrección no llega a funcionar a 500 hPa— en el último momento. Como si del Mediterráneo surgiera a última hora una sorpresa, un cambio no previsto por el modelo, que sólo tiene tiempo para incorporar, parcialmente, menos de 24 horas antes de la mediterraneización de la perturbación.

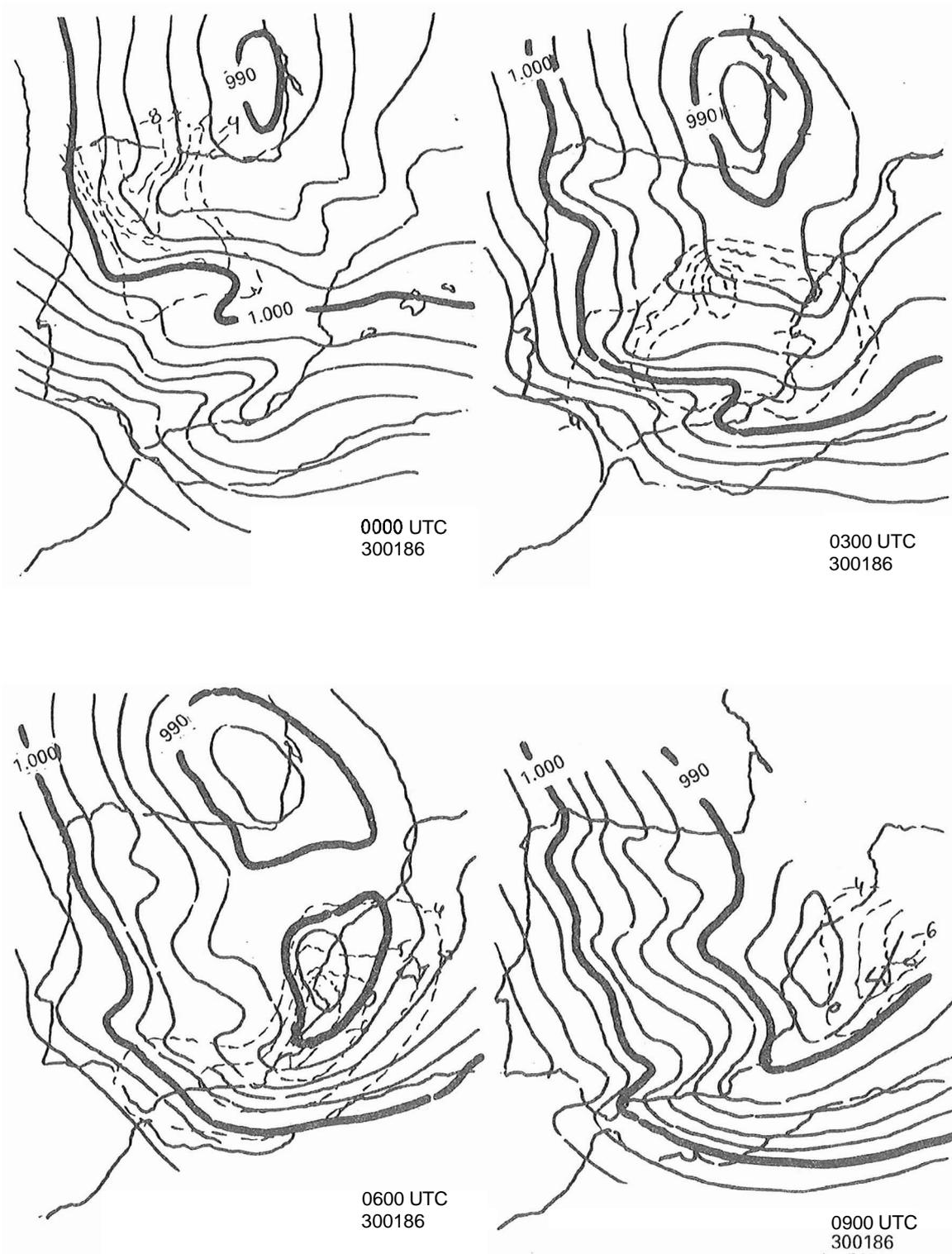


Figura 2. Análisis mesoscalar trihorario en superficie. Línea llena, isobaras. Línea a trazos, isalobaras.

SUPERFICIE

500 hPa.

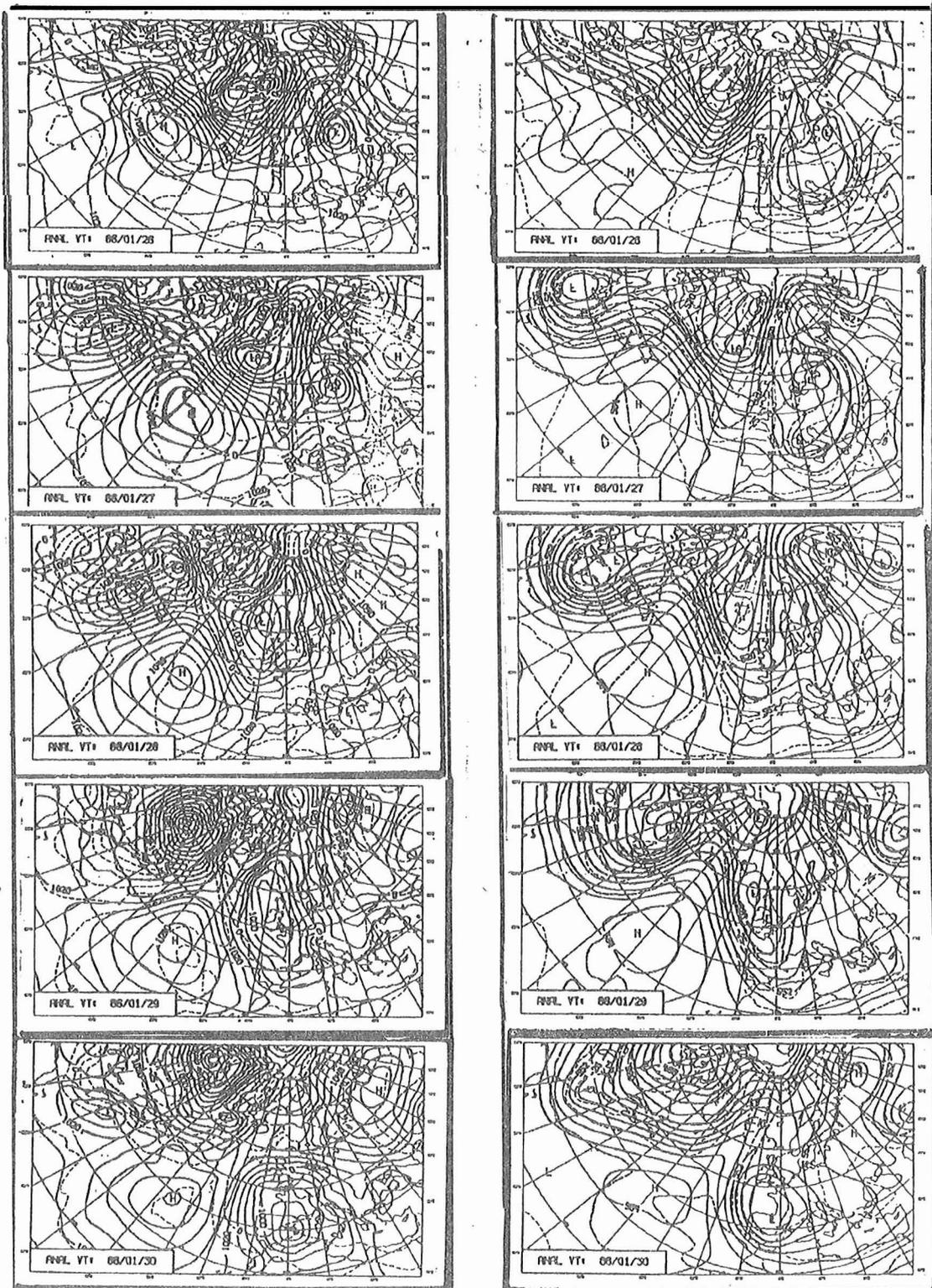


Figura 3. Análisis operativos del CEP.

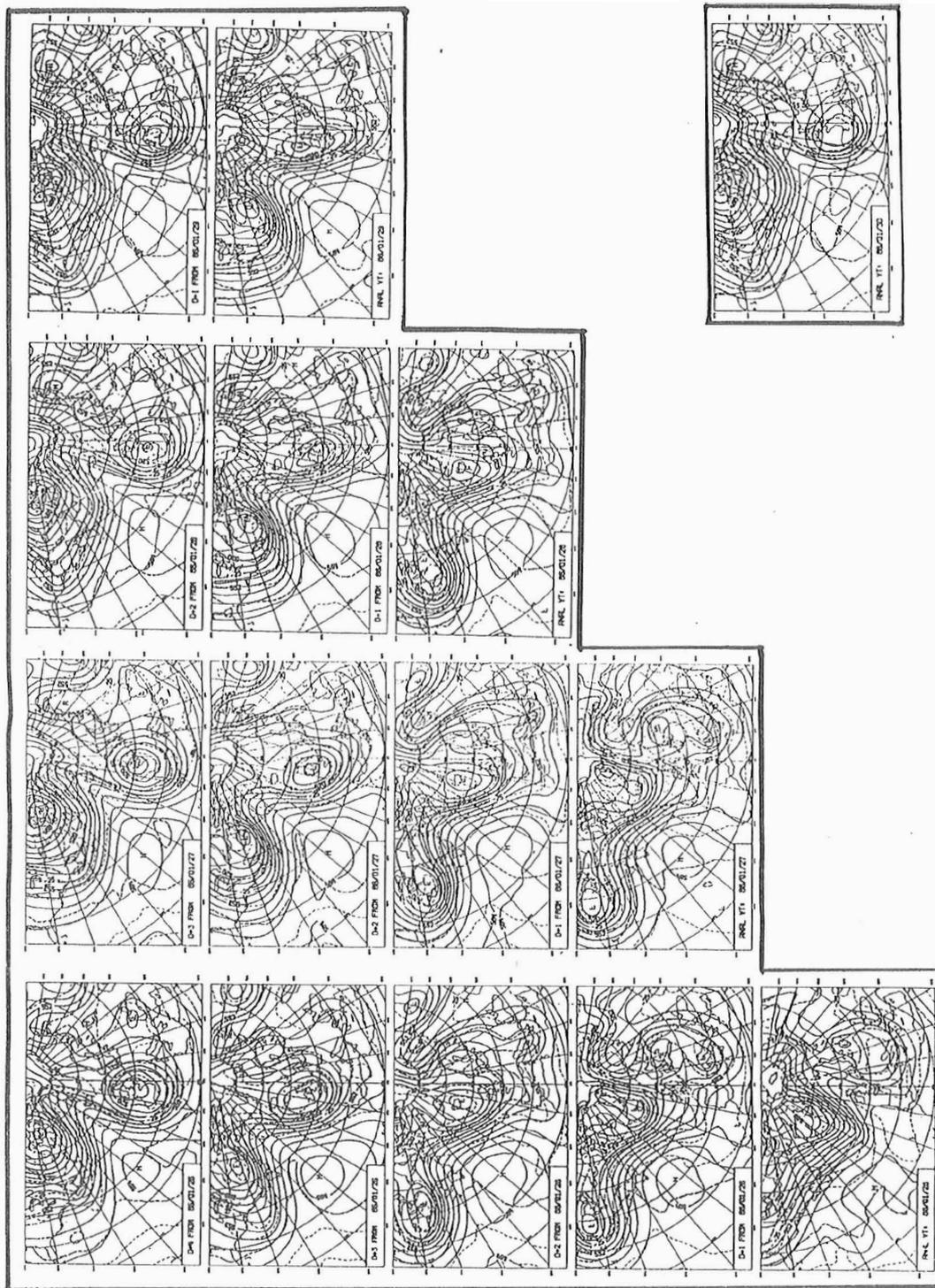


Figura 4. Predicciones sucesivas del CEP, de D-4 a D-1 y análisis para D. D=30.01.86/12 UTC. Superficie.

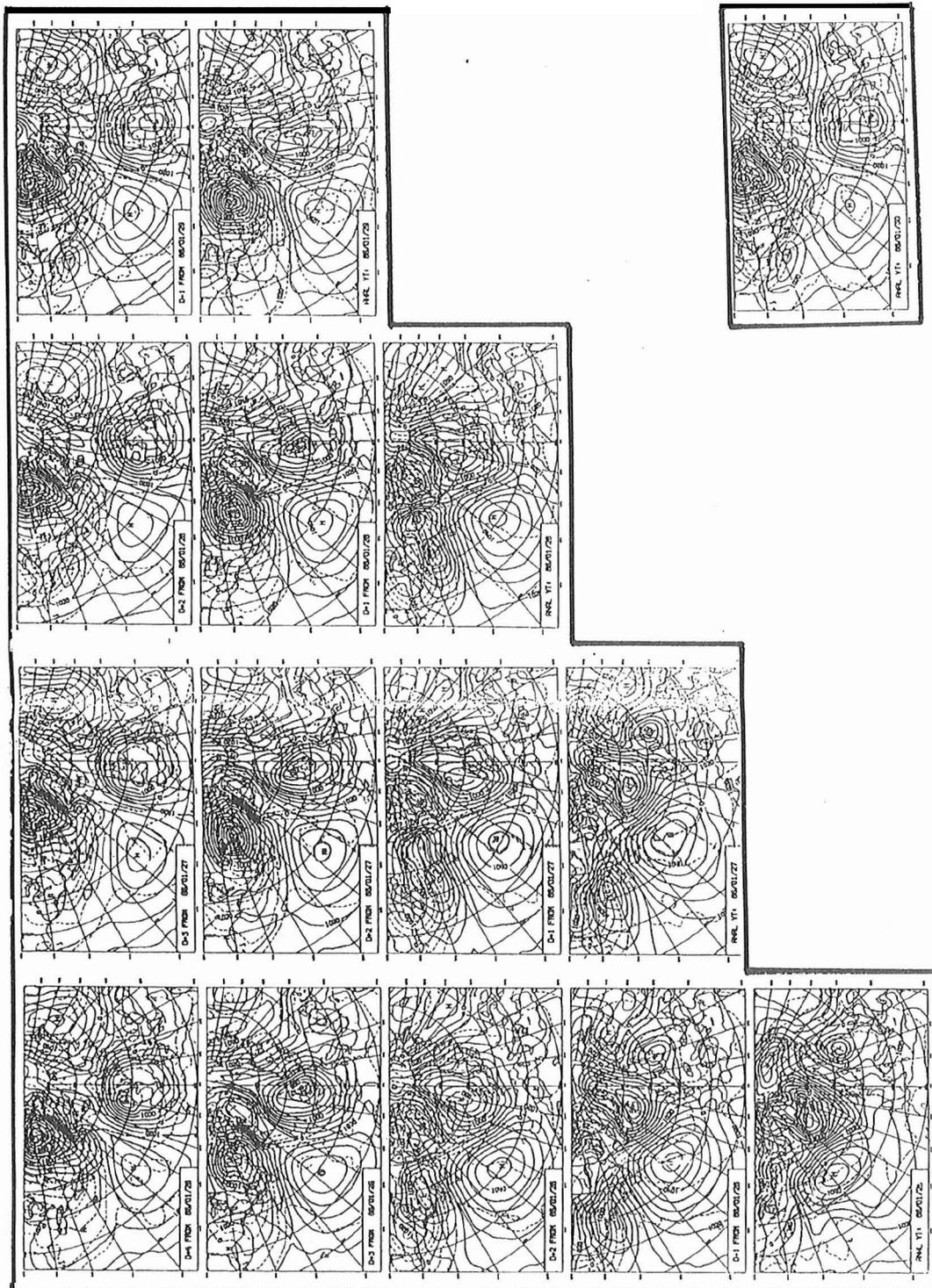


Figura 5. Igual a figura 6. 500 hPa.

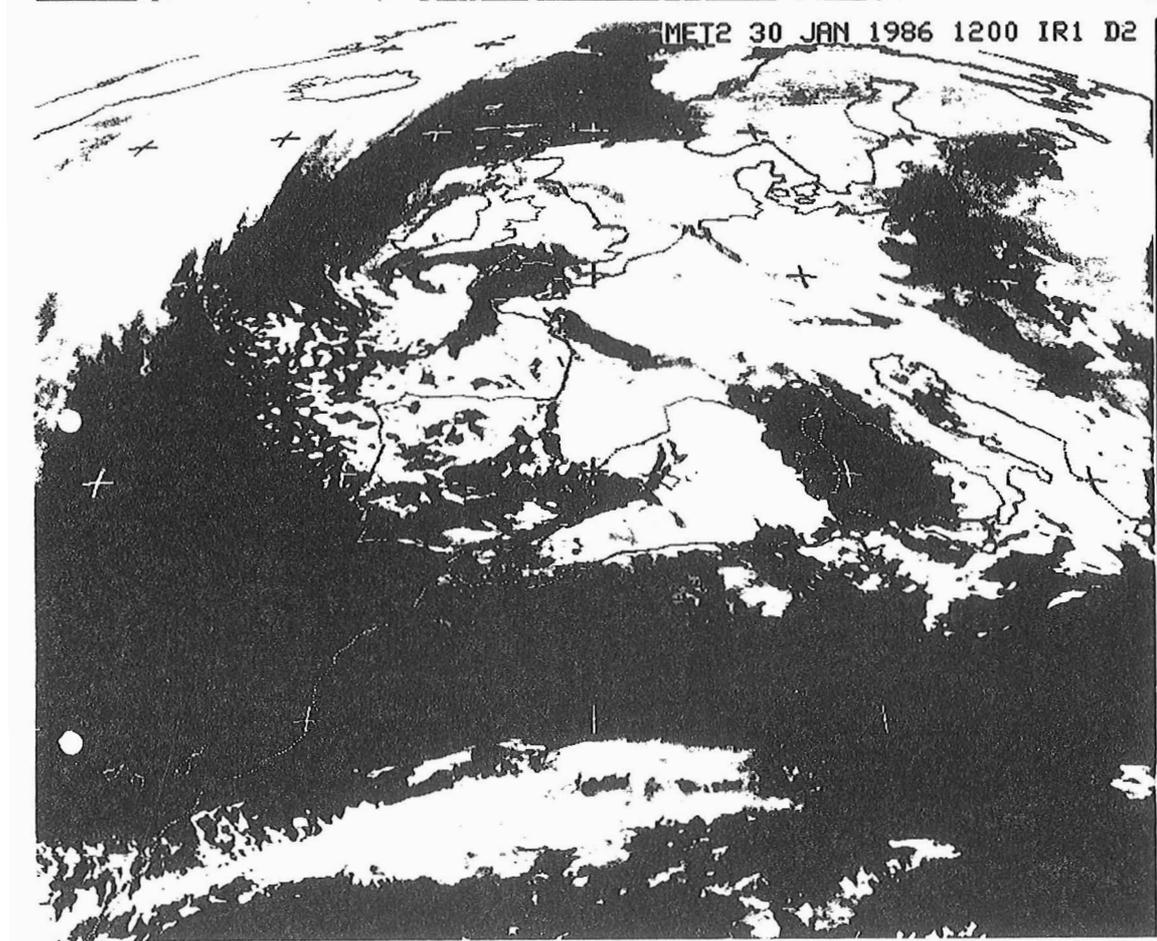
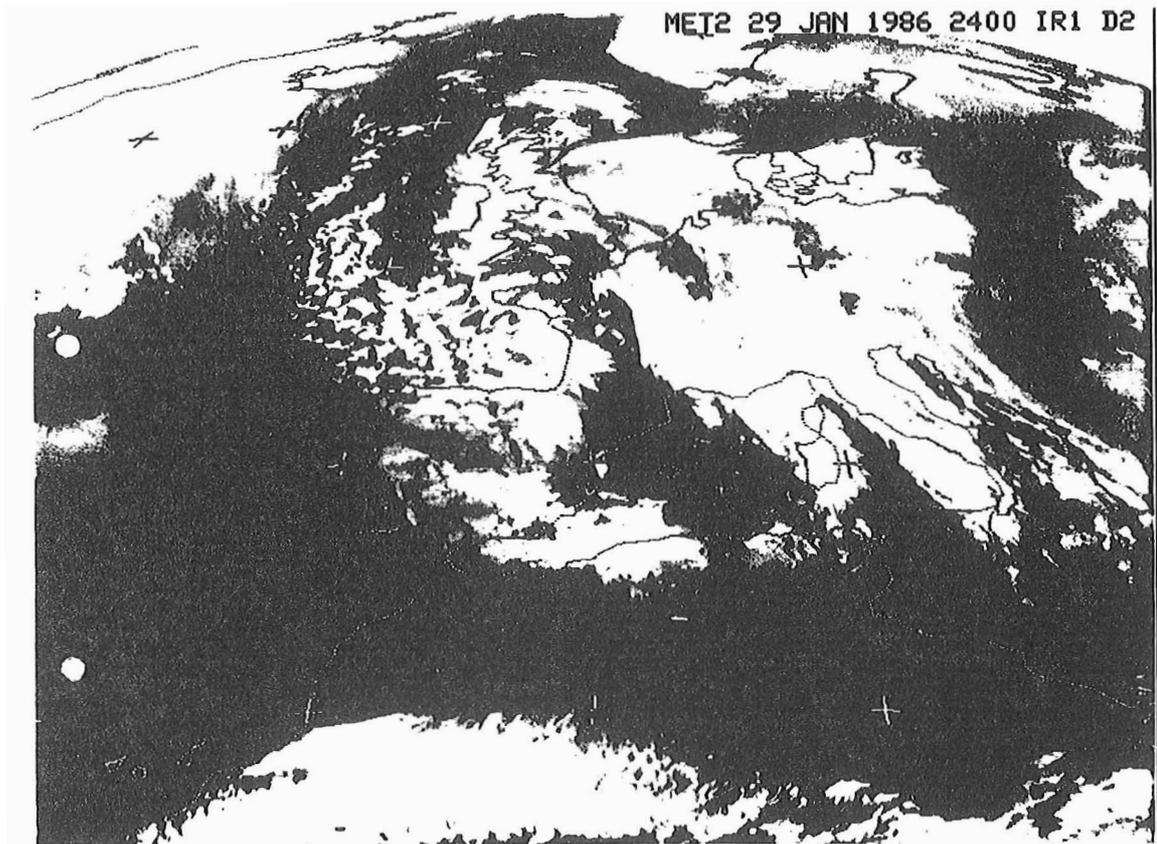


Figura 6. Imágenes Meteosat IR.

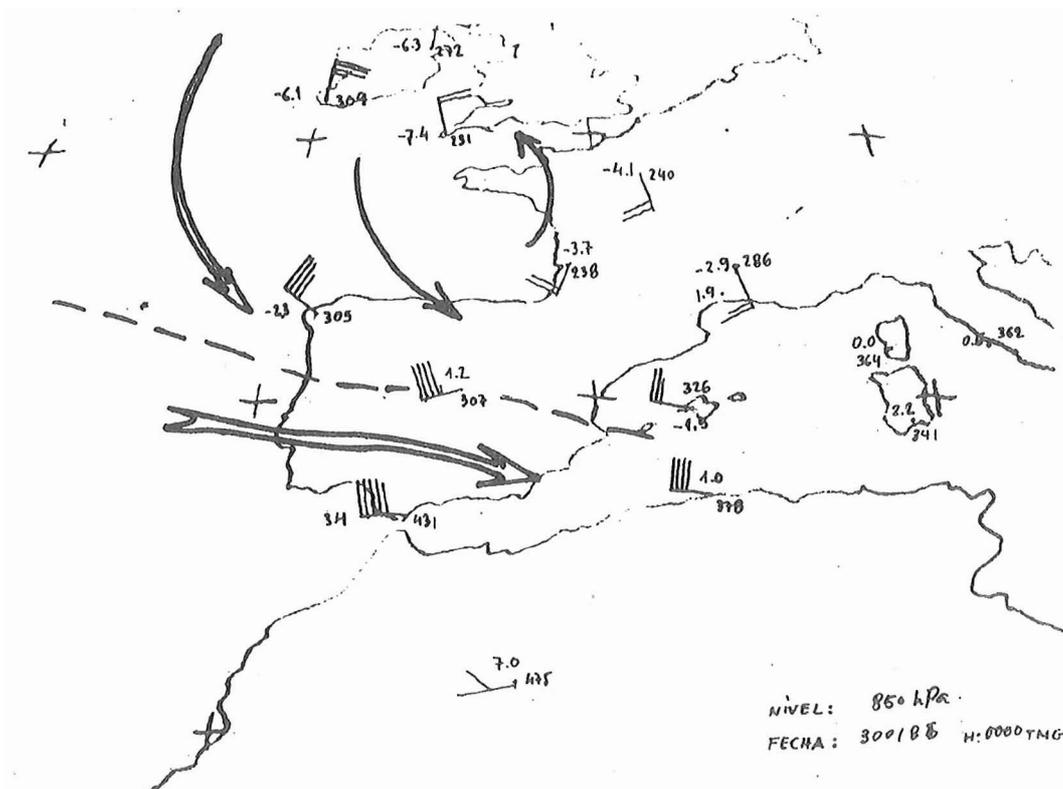
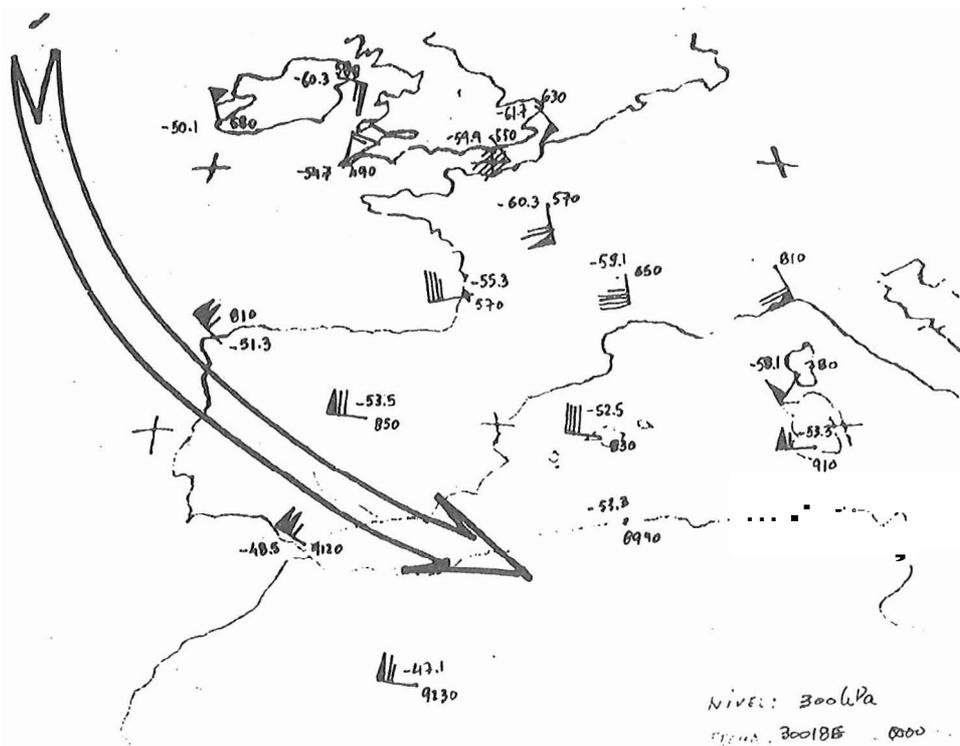


Figura 7. Datos de sondeos y ejes de viento máximo. 300 hPa (arriba) y 850 hPa (abajo). Día 30.01.86 a 00 UTC.

### 3. IMAGENES SATELITARIAS Y ANALISIS TRIDIMENSIONAL

¿Qué factores concurren en el Mediterráneo que el CEP no pudo tener en cuenta hasta última hora y que dieron lugar a la espectacular fase final de la evolución? No podemos ser concluyentes en este punto. Simplemente dejaremos algunas ideas sobre la mesa, a la vista de las imágenes de satélite y de los datos de los sondeos, en una aproximación a un análisis tridimensional.

Las imágenes de satélite (fig. 6) día 30 a 00 UTC señalan: a) la presencia de dos discontinuidades en la distribución nubosa. Una línea de discontinuidad presenta dirección N-S y NW-SE, separando estructuras convectivas diferentes, convección más profunda y menos profunda. La otra separa una masa con convección —la convección menos potente— de otra con nubosidad baja estratiforme y tiene dirección WNW-ESE. Ambas discontinuidades podrían ser la parte alta —la primera, asociable, por tanto a una corriente en chorro, el paquete descrito en el análisis macroescalar, tal vez— y la parte baja —la segunda— de una superficie frontal inclinada. El chorro sobrevolaría, tendiendo a cruzarla, la línea frontal de nivel bajo, a la que también se puede asociar un eje de viento máximo. Los datos de los sondeos (fig. 7) son compatibles con la idea. b) A la salida izquierda del chorro alto, que coincide con la salida derecha del chorro bajo o frente, aparece una importante masa nubosa, sobre el mar (Alborán-Palos-Argelia), compatible con lo que cabe esperar de la circulación secundaria cuasi-geostrofica asociable a ambas configuraciones (Shapiro 1983). El forzamiento ligado al chorro alto se relacionaría con advección de vorticidad básicamente de cizalladura. En el golfo de Vizcaya hay otra acumulación nubosa, probablemente ligada a advección de vorticidad de curvatura.

En la evolución temporal, ambas líneas, chorro y frente bajo, tienden a descender de latitud, mientras van recurvando. La masa nubosa mediterránea gana extensión e importancia, hasta fundirse con la cantábrica. Lanzamos la hipótesis de que la fase final, mediterránea, de la ciclogénesis que nos ocupa —la ciclogénesis propiamente dicha—, tiene mucho que ver con la formación y crecimiento de la masa nubosa mediterránea. Dicho de otro modo, el contenido de agua en el Mediterráneo, con el límite de la discontinuidad coterrea, forzado a condensarse por los procesos dinámicos generales, supone una liberación de calor suficientemente significativa como para focalizar e intensificar un centro depresionario entre Valencia, Catalunya y Baleares. Un dato significativo al respecto es la marcha de las temperaturas en los sondeos. En doce horas, entre las 00 y las 12 UTC de día 30, la temperatura sobre Palma sube en todos los niveles, con máxima variación en 700 hPa, pasando de  $-13.1$  °C a  $-7.1$  °C. Ello no es explicable por advección. En 850 hPa se pasa de  $-1.5$  °C a  $+1.8$  °C y en 500, de  $-25.1$  a  $-24.9$ . En Madrid, en cambio, hay un enfriamiento importante, con variaciones, respectivamente, de  $-9.1$  a  $-14.3$ ,  $+1.2$  a  $-2.5$  y  $-27.5$  a  $-34.7$  °C. En este sentido, la fase final podría asociarse a "frente costero" y sería específicamente mediterránea. El caso tendría cierta semejanza con la borrasca del "Día del Presidente", en USA, Ucellini et al. 1987.

Desde el punto de vista de la vorticidad potencial, lo que tendríamos es el proceso tipo, en el que una anomalía positiva de vorticidad potencial en nivel alto avanza sobre un frente, creándose una anomalía térmica positiva en nivel medio-bajo, anomalía a la que contribuye la liberación de calor latente (Hoskins et al. 1985).

### REFERENCIAS

- HOSKINS, B. J., M. E. McINTYRE and A.W. ROBERTSON (1985): On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart J Roy Meteor Soc*, 111, 877-946.
- JANSA, A. (1986): Genoa cyclones and other West Mediterranean cyclones, *Report of the Steering Group Meeting on Mediterranean Cyclones Study Project*, WMO/TD No 128, 59-70.
- JANSA, A.; ALONSO, S.; RAMIS, C.; HEREDIA, M. A., and GARCIA MOYA, J. A. (1985): Non-Alpine contributions to Mediterranean cyclogenesis: synoptic study of two cases occurring during ALPEX Special Observing Period, *Sci Conf on the results of the Alpine Experiment*.
- RAMIS, C., y BALLESTER, M. (1984): Ciclogénesis catalano-baleár. Estudio del temporal de abril de 1978, *Rev Geofísica*, 40, 243-258.
- SHAPIRO, M. A. (1983): *Mesoscale weather systems of the central United States*, Univ. Corp. for Atmosph Res, Boulder, Co.
- UCCELLINI, L. W.; PETERN, R. A.; BRILL, K. F.; KOCIN, P. J. and TUCCILLO, J. J. (1987): Synergistic interactions between an upper-level jet streak and diabatic process that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone, *Mon Wea Rev*, 115, 2227-2261.