



TI-1997/27

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID. FACULTAD DE  
CIENCIAS FÍSICAS**

**DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA TIERRA,**

**ASTRONOMÍA Y ASTROFÍSICA II**

**(ASTROFÍSICA Y CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA)**

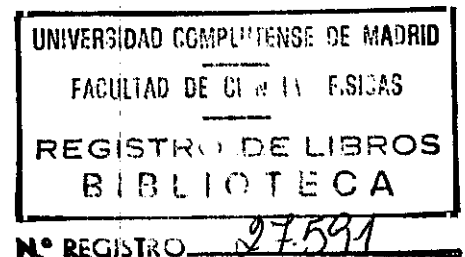


**DESARROLLO DE LA ACTIVIDAD FRONTOGENÉTICA  
EN DIFERENTES SITUACIONES DE PRECIPITACIÓN  
INTENSA**

Memoria que para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas  
presenta el licenciado Luis C. Cana Cascallar

**Director: Dr. D. Emiliano Hernández Martín**

Madrid, junio de 1997



N.º REGISTRO

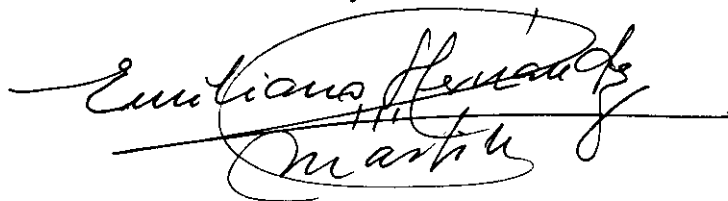
27591

EMILIANO HERNÁNDEZ MARTÍN, CATEDRÁTICO DE FÍSICA DEL  
AIRE DE LA FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS DE LA  
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

CERTIFICO:

Que la presente memoria "*DESARROLLO DE LA ACTIVIDAD  
FRONTOGENÉTICA EN DIFERENTES SITUACIONES DE  
PRECIPITACIÓN INTENSA*" ha sido realizada bajo mi dirección en el  
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica II  
(Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera) de la Facultad de Ciencias Físicas  
de la Universidad Complutense de Madrid por D. Luis C. Cana Cascallar y  
que constituye su tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Y, para que conste, firmo la presente certificación en Madrid, a 10 de  
junio de mil novecientos noventa y siete.

A handwritten signature in black ink, reading "Emiliano Hernández Martín". The signature is written in a cursive style and is enclosed within a large, hand-drawn oval. A horizontal line is drawn across the signature, intersecting the oval.

Quiero expresar mi gratitud:

A mi Profesor y Director de Tesis Dr. D. Emiliano Hernández Martín por admitirme, orientarme, aconsejarme y enseñarme no sólo en la realización de esta memoria, sino en todos mis trabajos a lo largo del periodo que he estado a su lado.

Al Dr. D. Julio Díaz Jiménez, por todo.

A los miembros del Departamento de Ciencias de la Atmósfera por su apoyo y sugerencias, particularmente a Ricardo García Herrera, M<sup>a</sup> Teresa del Teso Martín, José L. Cano Marchante, Gregorio Maqueda Burgos, a su secretaria Sara y a Enrique.

A D. Fernando Caracena Samaniego por su orientación y ayuda, así como al personal del STAP que me han facilitado en lo posible esta labor, particularmente D. Ricardo Riosalido.

A mis compañeros -y sin embargo amigos- Rafa, Antonio Rúa, Joaquín, Nacho, Pedro, Luis, Eduardo y Antonio García, que han procurado un excelente ambiente en el grupo además de su amistad y cooperación.

Finalmente deseo agradecer a la Comunidad de Madrid la beca perteneciente al proyecto COR0079/94 ARBOREA, que me ha permitido permanecer todo este tiempo en el Departamento.

*A falta de una ocasión más singular para demostrarles la gratitud que merecen, dedico esta memoria a Luis y Mercedes, mis padres.*

# INDICE

<i>Introducción.</i>	1
----------------------	---

## Capítulo I: Estado del arte

<i>Estado del arte</i>	4
------------------------	---

<i>Objetivos</i>	24
------------------	----

## Capítulo II: Teoría

<i>II.1 Introducción</i>	25
--------------------------	----

<i>II. 2. Ecuación de la Energía con la aproximación cuasigeostrófica.</i>	26
--	----

<i>II.3 Ecuación Omega</i>	28
----------------------------	----

<i>II. 4. Desarrollo de la Ecuación Omega en función del vector Q.</i>	30
--	----

II. 4. 1. Deducción de Q	31
--------------------------	----

II. 4 . 2. Consideraciones físicas	39
------------------------------------	----

II. 4. 3. Expresión en otros sistemas de coordenadas.	41
---	----

II. 4. 4 Modificación del vector Q	43
------------------------------------	----

## Capítulo III: Precipitaciones intensas en España

<i>III.1 Introducción.</i>	50
----------------------------	----

<i>III.2 Sistemas Convectivos.</i>	51
------------------------------------	----

III.2. 1 Estudio de un fenómeno paradigmático.	56
--	----

<i>III.3 Caracterización de Sistemas Convectivos.</i>	64
---	----

III. 3. 1 Determinación de los Sistemas Convectivos	64
---	----

III. 3.2 Procesos físicos característicos relacionados con el ciclo de vida de los CCM.	80
---	----

<i>III.4 Conclusiones.</i>	96
----------------------------	----

## Capítulo IV: Parte experimental: Sistema de diagnóstico

<b>IV. 1. Introducción</b>	<b>98</b>
<b>IV. 2 Sistema de diagnóstico</b>	<b>99</b>
IV. 2. 1 Datos iniciales	103
IV. 2. 2 Parámetros derivados.	104
IV. 2. 3 Elección y diseño del filtro	113
<b>IV. 3. Aplicación del modelo a la diagnosis de un SCM</b>	<b>121</b>
IV. 3. 1 Situación sinóptica.	121
IV. 3. 2 Día 27 de Octubre de 1993, 12 00 UTC	122
IV. 3. 3 Día 28 de Octubre de 1993, 0000 UTC	128
IV. 3. 4 Día 28 de Octubre de 1993, 12 00 UTC	133
<b>IV. 4. Aplicación del modelo a la diagnosis de un CCM</b>	<b>138</b>
IV. 4. 1 Situación sinóptica.	138
IV. 4. 2 Día 9 de Octubre de 1994, 00 00 UTC	139
IV. 4. 3 Día 9 de Octubre de 1994, 12 00 UTC	145
IV. 4. 4 Día 10 de Octubre de 1994, 00 00 UTC	150
<b>IV. 5 Resumen y conclusiones</b>	<b>156</b>

## Capítulo V: Resumen y conclusiones

<b>V. Resumen y conclusiones</b>	<b>158</b>
----------------------------------	------------

<b>Bibliografía</b>	<b>161</b>
---------------------	------------

<b>Apéndice 1</b>	<b>176</b>
-------------------	------------

<b>Apéndice 2</b>	<b>193</b>
-------------------	------------

## **Introducción.**

Una de las características específicas de la climatología española son las precipitaciones intensas que cada final de verano y otoño se producen fundamentalmente en la zona de Levante y que se han relacionado con el fenómeno comúnmente denominado "gota fría". Estas importantes precipitaciones han ocasionado inundaciones en estos últimos años originando grandes daños. La repercusión económica es sin duda destacable. En los últimos 20 años, el 85% de los siniestros que ha tenido que hacer frente el Consorcio de Compensación de Seguros correspondieron a casos de inundación, lo que ha supuesto unas pérdidas equivalentes a 250.000 millones de pesetas, cifra nada desdeñable (CCS, 1995). A lo anterior hay que añadir las pérdidas humanas que han ocasionado y que sólo en la catástrofe ocurrida con el desmoronamiento de la presa de Tous en octubre de 1982 ascendió a 40 personas o 86 recientemente en el camping de Biescas. Finalmente, existe también un indudable daño medioambiental por su contribución a la erosión y consiguiente tendencia a la desertización de esta zona.

El territorio español presenta unas condiciones climáticas irregulares en cuanto a las precipitaciones, tanto en su sentido geográfico como en su aparición temporal. Las áreas que suelen verse afectadas por las inundaciones son las correspondientes a las Comunidades de Valencia, Murcia, Baleares y Cataluña. En ocasiones ha llegado a afectar hasta Andalucía Oriental, Golfo de Vizcaya y los Pirineos y suele extenderse durante los meses de septiembre, octubre y noviembre. La distribución característica

de estas lluvias hace que se encuentren lugares con registros superiores a los 120 mm mientras que en sus proximidades hay otros en los que apenas llovió<sup>1</sup>. El corto período de tiempo durante el que se registra el fenómeno - en algunos casos se recoge el 75 % de la precipitación total en un par de horas - hace que sus efectos sean aún más devastadores tanto por el proceso de erosión que originan sobre el terreno como por los daños materiales que producen.

Estos fenómenos se verían también afectados por un hipotético cambio climático. La principal preocupación de los científicos no es el aumento relativo de las temperaturas medias globales que indican las predicciones, sino la alteración de los sistemas atmosféricos y oceánicos que regulan el clima. Estudios recientes indican que en un mundo sometido a calentamiento, las situaciones climáticas *extremas* serán más comunes (IPCC, 1995). Aunque un clima mundial más cálido tenderá a fomentar las precipitaciones y la evaporación, los modelos atmosféricos sugieren que los efectos podrían ser desiguales. Tales vinculaciones no han sido confirmadas de modo definitivo, pero un estudio efectuado por la Administración Oceánica y Atmosférica Nacional (NOAA) de Estados Unidos indica un “constante aumento de las precipitaciones derivado de fenómenos de precipitaciones de un solo día” en EE UU en las últimas décadas (Karl et al., 1995).

---

<sup>1</sup> Sirva como ejemplo el día 19 de octubre de 1993. En Cartagena se recogieron 123 mm, en San Javier o Murcia, localidades cercanas, se recogieron cantidades inapreciables.



En Europa, las tormentas severas son más frecuentes en los últimos años, y sólo en 1990 causaron daños por valor de más de un billón de pesetas (Berz, 1992) Aquí se produce un efecto colateral en las grandes compañías aseguradoras. Los ejecutivos de seguros están preocupados porque, si las situaciones climáticas extremas aumentan, la frecuencia de los desastres relacionados con estos cambios también lo harán, viéndose sus compañías obligadas a absorber los impactos financieros resultantes. En este sentido, desde 1990, el sector del seguro ha abonado en todo el mundo 48.000 millones de dólares por pérdidas relacionadas con fenómenos atmosféricos extremos, frente a unas pérdidas de 14.000 millones de dólares durante todo el decenio de 1980 (Berz, 1993). Como primera medida, muchas de estas empresas están reduciendo su nivel de riesgo en valles donde las inundaciones son posibles. Pero si el sector resuelve el problema abandonando ciertas formas de protección, los gobiernos tendrán que afrontar permanentemente las indemnizaciones y gastos derivados (Brown et al., 1996).

Estudios realizados en Estados Unidos establecen que la anticipación en unas horas a la materialización de unas lluvias que provoquen graves inundaciones permite ahorrar al menos un 10% del coste total - al margen del coste en vidas humanas - en relación al caso en que no se adopten las medidas correspondientes (Berz, 1993). Parece claro que, aún desde un punto de vista meramente económico, queda justificado un análisis en profundidad del fenómeno comúnmente denominado "gota fría", de forma que se pueda predecir con antelación suficiente este tipo de fenómenos meteorológicos.

**Capítulo I:**  
**Estado del Arte**

Aunque han sido las graves inundaciones de principios de los ochenta las que han hecho que el fenómeno tenga relevancia nacional, estas situaciones de tiempo severo sobre la península vienen recogiendo desde el principio de los registros históricos. En crónicas de los siglos XVI, XVII y XVIII ya se reflejan noticias sobre grandes aguaceros e inundaciones en la zona mediterránea y que se daban con cierta regularidad. Así, por ejemplo, si se repasan las efemérides consultando anuarios meteorológicos, puede comprobarse que del 16 al 25 de septiembre de 1568 hubo grandes inundaciones en Murcia; del 22 al 23 de septiembre de 1874 se desbordan los ríos Francolí, Gaya y Llobregat, se inundan Tarragona, Valls y muchos pueblos con más de 700 viviendas destruidas y alrededor de 600 muertos; el 8 de septiembre de 1967 en Vergel Racons (Alicante) se registran 305 mm. de precipitación en 24 horas, etc. Esto ha quedado reflejado en numerosos refranes populares: *"septiembre seca las fuentes o se lleva los puentes"*; *"octubre de lluvias Murcia cubre"*; *"por Levante, la inundación hace en octubre su aparición"*; etc.

## **Estado del arte**

La Península Ibérica es uno de los escasos puntos de nuestro planeta donde es posible observar estos fenómenos, pero la gran mayoría se registran en las grandes planicies del interior de EE UU. Aunque existen varios trabajos que analizaban las características necesarias para la génesis de estas precipitaciones intensas (Means,

1954; Pitchford y London, 1962; Sangster, 1979; Maddox et al., 1979), las nuevas posibilidades que ofrecían las imágenes de satélite fueron determinantes para el estudio de estos fenómenos. De esta forma, Maddox analizando las imágenes de satélite disponibles a cerca de los sistemas nubosos que producían las inundaciones, encontró que todos ellos tenían un comportamiento particular que los diferenciaba del resto, ya que no evolucionaban por separado sino conjuntamente (Maddox, 1980). Además, estas tormentas especiales que se iniciaban durante la tarde se desarrollaban predominantemente durante la noche. Todo lo anterior le llevó a la definición de dos fenómenos distintos dentro de la mesoescala: el *Sistema Convectivo Mesoescalar* (SCM) - dentro de la escala meso- $\beta$  - y a la definición de *Complejo Convectivo Mesoescalar* (CCM) - de escala meso- $\alpha$  -:

*“Sistema de tormentas convectivas de latitudes medias particularmente bien organizadas, predominantemente nocturnas”.*

Para realizar esta clasificación se emplean las imágenes de infrarrojos, según las condiciones que fijó Maddox. Si bien ésta fue la definición original, otros autores la han modificado y completado. Así Zipser (1982) concretó más cual ha de ser la cubierta nubosa: ha de incluir un grupo de cumulonimbos durante la mayor parte del ciclo de vida del sistema, permaneciendo éstos durante las diferentes fases del mismo.

Posteriormente, Augustine y Howard (1988) y McAnelly y Cotton (1989) encontraron que los dos umbrales de temperatura que proponía Maddox en su

clasificación proporcionaban información redundante, de forma que bastaba con considerar uno de los dos. La definición que se emplea actualmente procede de Augustine y Howard (1991), en la cual se identifica el CCM mediante el tamaño y la duración del área encerrada por la isoterma de  $-52^{\circ}$  C.

A partir de la proposición de esta nueva categoría de fenómenos convectivos, se sucedieron los trabajos a cerca de estas nuevas estructuras nubosas. En EE.UU., el número de SCM y CCM que se producen al año es muy superior al de España. Por este motivo, se ha podido reunir un volumen de datos suficiente como para publicar resúmenes anuales o bianuales de estos fenómenos. Esto ha permitido crear una amplia base de datos para los investigadores en este campo. En ellos se recogen características tales como la hora a la que se registró la primera y la última célula convectiva, la máxima extensión que alcanzó según las especificaciones de Maddox, qué tipo de fenómenos meteorológicos acompañaron al sistema convectivo o el entorno sinóptico en el que se desarrolló y las trayectorias que siguieron (Maddox et al., 1982; Rodgers et al., 1985; McAnelly y Cotton, 1989 ; Augustine y Howard, 1988, 1991).

La primera búsqueda de estas estructuras mesoescalares en otras localizaciones geográficas se debe a Augustine y Howard (1991). Estudiaron todos los casos registrados durante 1986 y 1987 en EE UU encontrando una serie de características comunes. Entre éstas se ha podido constatar que la escala sinóptica tiene una gran influencia y que se producen con un forzamiento térmico en los niveles bajos de la

atmósfera. Así mismo, encontraron que se localizan predominantemente a sotavento de los sistemas montañosos. En el apartado dedicado a otras localizaciones geográficas donde se registran los SCM y CCM, se cita a Hungría y zonas de Yugoslavia en Europa, y en la costa de China. España no figura en esta relación aunque estos fenómenos ya habían sido identificados anteriormente (Riosalido et al., 1988).

La posibilidad de trabajar con archivos de imágenes de satélite de una gran variedad de localizaciones geográficas permitió a Miller y Fritsch (1991) estudiar los sistemas convectivos mesoescalares que aparecen en las costas de la región oeste del Pacífico. Las características generales apoyaban los resultados obtenidos hasta el momento relativos a la preferencia de registrarse a sotavento de sistemas montañosos. Una característica nueva pero de gran relevancia era la siguiente: los SCM y CCM evolucionan hacia la zona con mayor temperatura potencial equivalente, con corrientes en chorro en niveles bajos que introducen el aire cargado de humedad. Además, se desplazan preferentemente según las direcciones que marca el viento de los niveles de 700 y 500 hPa. Teniendo en cuenta que a partir del nivel tipo de 850 hPa son asumibles las condiciones geostróficas (Panofsky, 1956), se concluía que la dirección del viento geostrófico - fundamentalmente en el nivel de 500 hPa - iba a determinar en gran medida el desplazamiento de estos sistemas convectivos.

El complemento del estudio de las imágenes de satélite con las imágenes que proporcionaban los radares permitió identificar de qué manera se generaban estas tormentas. Bluestein y Parker (1993) estudiaron el desarrollo de sistemas convectivos

aislados en primavera en las llanuras centrales de EE UU, encontrando que la mayor parte de éstos surgen a partir de la evolución de células iniciales según cinco modelos: aislados, por parejas, por cluster, por líneas, por mezcla de varios preexistentes o por amplificación de líneas de turbonada.

Finalmente, Loherer y Johnson (1995) analizaron un conjunto de 16 sistemas convectivos durante una campaña de observación completa encontrando que, a pesar de que la génesis era muy distinta en cada uno, la evolución hacia la madurez y disipación era igual en el 75% de los casos. El patrón sinóptico que se encontró en todos ellos consistió en una línea de turbonada en superficie, un chorro perpendicular a ésta en el nivel de 850 hPa y una vaguada de onda corta en 500 y 300 hPa.

La abundancia y variedad de datos de que se disponía sobre estos fenómenos permitió no sólo caracterizarlos adecuadamente, sino además descubrir su origen, evolución y disipación. Se fijaron además una serie de características generales en cuanto a su estructura mesoescalar interna, que daba información a cerca de las condiciones necesarias para su génesis.

Paralelamente al análisis y estudio de los archivos de datos e imágenes de satélite y radar, se ha desarrollado una gran actividad analizando diversos aspectos referentes a los Sistemas Convectivos. Se recogen así características generales tales como la influencia de la capa límite, relación con la escala sinóptica y mesoescala,

parámetros y fenómenos que los caracterizan y modelos numéricos que simulen o permitan su predicción.

Dentro del apartado de la relación con los procesos en la Capa Límite Planetaria se ha visto que el chorro que se forma en los niveles inferiores de la troposfera (LLJ) tiene una gran importancia para el desarrollo de los sistemas convectivos. Means (1954) estudió la formación chorro nocturno en los niveles bajos. Posteriormente Blackadar (1957) explicó que la intensificación nocturna del chorro se puede deber a la oscilación de carácter inercial que se inicia después de la puesta del sol al cesar bruscamente el esfuerzo turbulento asociado al crecimiento de la inversión nocturna. Pitchford y London (1962) detectaron que los días de tormenta, el LLJ se sitúa también por delante de una vaguada en la baja troposfera. Así mismo, se ha constatado que en la zona donde aparece el LLJ, el gradiente de presión varía sistemáticamente a lo largo del día debido al calentamiento diferencial del terreno. De aquí que la mejor explicación para el máximo de viento en el tope de la capa límite se encuentre cuando se considera conjuntamente tanto los esfuerzos turbulentos como los gradientes de presión de superficie (Bonner y Paegle, 1970; McNider y Pielke, 1981).

La corriente en chorro de los niveles inferiores está relacionada con el forzamiento cuasi-geostrófico (Maddox y Howard, 1990). Su relación con la convección profunda ha sido analizada por Ucellini (1986), Chen y Kpaeyeh (1993) y Augustine y Caracena (1994). Debido a estos trabajos se ha concluido que el chorro en los niveles bajos se forma cuando una onda baroclínica se encuentra con un chorro en



los niveles altos de la atmósfera. La circulación divergente asociada a la onda baroclínica se asocia entonces a una convergencia en los niveles bajos de la atmósfera por delante de la onda. En estas condiciones se produce precipitación, que se alimenta del vapor de agua inyectado en la zona de convergencia. Toda esta información han permitido caracterizar el entorno de la baja troposfera en el cual se desarrollan estas estructuras mesoescalares. A continuación se muestra un esquema que recoge estos aspectos (Johns y Doswell, 1992):

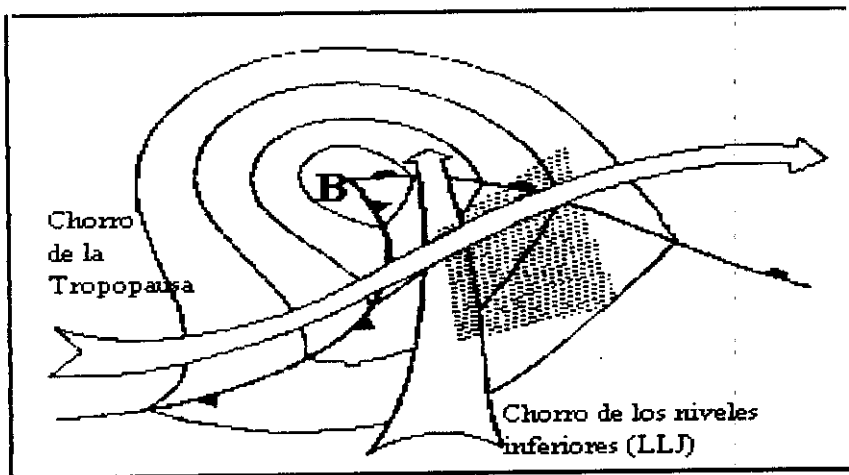


Fig. 1. 1. Esquema general del entorno favorable al desarrollo de sistemas convectivos. En gris se muestra la advección de humedad en niveles inferiores; la zona punteada es el área donde se desarrollan preferentemente las tormentas.

Para determinar los posibles mecanismos iniciadores ligados al paso de los frentes, se realizó un experimento esclarecedor. Shapiro et al. (1985) fundamentaron su análisis en los datos proporcionados por una torre meteorológica de 300 m para analizar las tormentas prefrontales que se desarrollan por delante de los frentes fríos.

Se encontró que justo por delante de los frentes se desarrollan corrientes ascensionales que pueden llegar a alcanzar hasta  $5 \text{ m s}^{-1}$ , capaces evidentemente de actuar como mecanismo de disparo de los sistemas convectivos prefrontales.

Dentro de los fenómenos que se producen en la Capa Límite, puede ser determinante en gran número de casos el efecto de la orografía. Wilczak y Christian (1990) estudiaron la influencia de la orografía para la formación de vórtices a mesoescala, que frecuentemente van asociados a tiempo severo. Estos vórtices empiezan por el día siendo débiles y de escasa extensión vertical, aumentando en intensidad progresivamente. La convección se desarrolla a partir de una zona de convergencia en los niveles bajos, que actúa como desencadenante de la misma. Wilson et al. (1992) comprobaron posteriormente que la zona de convergencia es la que marcaba el desarrollo de la tormenta, puesto que potenciaba el aumento de espesor de la capa húmeda.

En otra línea de investigación complementaria, se ha tratado la relación de estos sistemas con la escala sinóptica y mesoescala. Ambas tienen una influencia determinante sobre los SCM y CCM. Maddox (1983) y Augustine y Howard (1991) demostraron que los SCM y CCM se forman por delante de una vaguada troposférica a escala sinóptica. Esto va a permitir que en algunos casos, el gradiente de presión de un frente se superponga al efecto de mesoescala asociado al calentamiento diferencial. De esta manera se complementan ambos efectos para favorecer la formación del chorro en los niveles bajos que inyecta la humedad necesaria para mantener el desarrollo.

No sólo los SCM se han relacionado con estos procesos, sino que Kane et al. (1987), Merritt (1985), Maddox (1980,1983) y Trier et al. (1991) han demostrado que los CCM van asociados generalmente con zonas frontales de gran escala. Por ejemplo, Maddox demostró que se producen convergencias pronunciadas a lo largo de los frentes como fenómeno previo a los CCM. La génesis de éstos se produce entonces en una zona focalizada a lo largo del frente caracterizada por una advección cálida en la baja troposfera. Concordante con esta información, McAnelly y Cotton (1986) mostraron la importancia del forzamiento frontal en un episodio particularmente intenso en el que se registraron 14 CCM que ocurrieron dentro de un periodo de 8 días.

Tal es la magnitud de estos fenómenos que interactúan con el entorno produciendo modificaciones importantes. Un ejemplo de esta capacidad es la interacción de estos fenómenos con el chorro de los niveles altos. Keyser y Johnson (1984) encontraron que la liberación de calor latente producida por el CCM fue capaz de modificar la circulación del chorro, aumentando su velocidad hasta alcanzar un incremento de  $15 \text{ ms}^{-1}$ . Pero la capacidad de influir no solo se produce en este sentido, sino que también el chorro puede influir en el desarrollo de las tormentas. Ucellini (1986) analizó los procesos baroclínicos en los niveles superiores de varias tormentas, encontrando que se desarrollaban tanto por los procesos diabáticos como por la presencia de un fuerte chorro con gran cizalla en la velocidad, tanto en sentido horizontal como en vertical. El chorro actuó en estos casos produciendo deformaciones (doblamiento) de la tropopausa que influyeron hasta las capas inferiores (Ucellini y Johnson, 1979). Véase a este respecto el siguiente esquema:

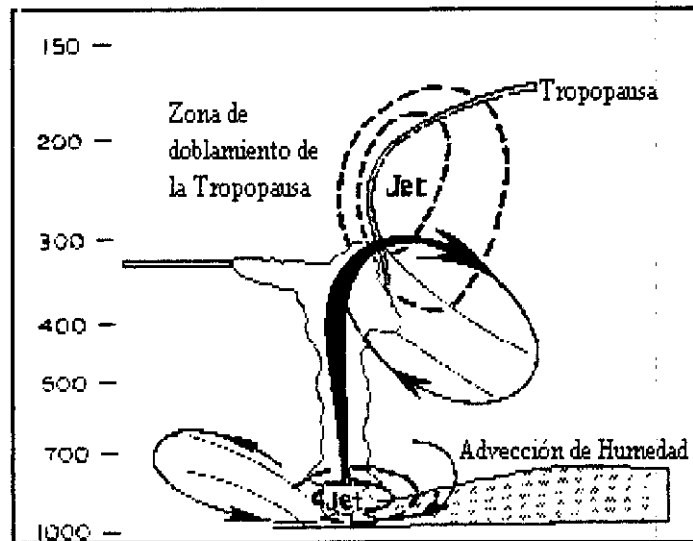


Fig. 1.2. Relación entre los chorros (Jet) de distintos niveles. Modificado de Shapiro (1982).

El entorno sinóptico y mesoescalar en el que se producen estos fenómenos ha sido analizado en profundidad. Así se ha encontrado que se forman asociado a perturbaciones de onda corta en el nivel de 500 hPa (Leary y Rappaport, 1987; Fortune et al., 1992). Estudios de Cotton et al. (1989) fijaron la velocidad de fase de estas ondas en  $30 \text{ ms}^{-1}$ .

Estos fenómenos convectivos también han sido estudiados mediante radiosondeos efectuados en sus proximidades o dentro de la misma zona de desarrollo. Se ha encontrado que los SCM y CCM presentan por lo general muy poca cizalla vertical de viento, y un estado inicial de mesoalta evolucionando al final hacia una

mesobaja, coincidente con una intensificación de la circulación ciclónica a mesoescala (Johnson et al, 1989).

Los Sistemas y Complejos Convectivos Mesoescalares aparecen relacionados con los vórtices. Brandes (1990) estudió el vórtice asociado a un SCM, encontrando que modifica el flujo del aire de tal manera que es la clave principal en la organización interna del SCM. Este flujo hacia el interior hace que tanto la precipitación como las nubes adopten la característica forma de coma. Verlinde y Cotton (1990) demostraron que la formación de los vórtices en los CCM se debe a la interacción del flujo a gran escala con el flujo de momento procedente de niveles inferiores y que es transportado por múltiples ascensos convectivos. Estos vórtices pierden su intensidad y desaparecen cuando se debilita la convección.

Las conclusiones de Bartels y Maddox (1991) entran sin embargo en clara contradicción con lo anterior, ya que afirman que estos vórtices se forman con claridad en muy pocas ocasiones. Este resultado ha sido apoyado por Johnson y Bartels (1992) que encontraron que la baja producción de vorticidad en varios SCM y CCM resultó determinante para la duración del mesovórtice.

Finalmente hay que destacar que aún cuando lo normal es que estos fenómenos se generen en episodios de forzamientos intensos por procesos en el entorno de la capa límite y se vean favorecidos por el entorno sinóptico y mesoescalar, se han documentado varios casos que se generaron en condiciones de estabilidad (Bluestein,

1985) o de débil forzamiento inicial (Stensrud y Frisch, 1993). Concretamente estos fenómenos derivaron hacia una estructura claramente definida en media hora, formándose el flujo estructuras internas muy parecidas al modelo conceptual de líneas de turbonada (Nachamkin et al., 1994).

La investigación en torno a estos fenómenos no sólo se ha centrado en su origen y ciclo de vida, sino que abarca también otros aspectos de gran relevancia. Desde la concreción de Zipser (1982) acerca de la estructura nubosa de los SCM y CCM, se han desarrollado investigaciones en torno a sus características. En esta línea, se ha analizado la velocidad de desplazamiento de las nubes que componen los SCM y CCM. Esta oscila entre rápidas ( $>7 \text{ ms}^{-1}$ ) y lentas ( $< 3 \text{ ms}^{-1}$ ), encontrándose una relación con los máximos y mínimos de la *temperatura potencial equivalente*  $\theta_e$  (Barnes y Sieckman, 1984). Puesto que la nubosidad característica de estas estructuras nubosas es el cumulonimbo, se ha tratado de modelizar la dinámica de los mismos. Molinari y Corsetti (1985) parametrizaron esta dinámica a través de los valores de  $\theta_e$ . La introducción de esta nueva variable permitió mejorar los resultados en cuanto a precipitación y dinámica respecto a la parametrización clásica de Kuo.

La precipitación a que dan lugar estas estructuras mesoescalares es muy irregular. Es característico de estos fenómenos que a pocos kilómetros de localidades donde no se haya registrado apenas precipitaciones, se encuentren zonas que reciban más de 200 mm en pocas horas. Asimismo se puede observar cómo los sistemas pequeños poco organizados producen menos lluvia que los mayores más organizados.

En media producen una precipitación en torno a los 10 mm considerando la extensión total de la nube (McAnelly y Cotton, 1989). La propia precipitación interactúa con la organización interna del sistema modificándolo. Por ejemplo, la zona estratiforme de lluvias es capaz de generar flujos descendentes hacia el interior de la zona convectiva (Stumpf et al. 1991). De aquí que se produzcan fuertes gradientes de presión en superficie y, consecuentemente, fuertes vientos en los niveles bajos (McAnelly y Cotton, 1992).

Otro aspecto en el que se ha centrado la atención es la composición química de la precipitación. En general, los trabajos publicados a este respecto se podrían dividir en tres categorías: los estudios meramente analíticos, que tiene su fundamento en establecer la composición de la precipitación recogida en una o en un conjunto de estaciones (Bridgman, 1987; Saylor et al., 1992; Ruijgrok and Römer, 1993), los estudios que analizan la evolución temporal de la concentración de los iones en una o varias estaciones mediante modelos ARIMA o ARMA (Bilonick and Nicholas, 1983; Rodhe and Garnat, 1984; Barchet et al., 1987; Dana and Easter, 1987), y los estudios sobre el origen geográfico de los iones más importantes presentes en el agua de lluvia (Ogren and Rhode, 1986; Ezcurra et al., 1988; Colin et al., 1989; Zheng y Hopke, 1989; Pio et al., 1991; Hernández et al., 1996c). Recientemente se ha publicado un trabajo que aborda este tema desde una perspectiva novedosa: cual es la composición de la precipitación en relación al tipo de nube (Gimeno y Hernández, 1996).

El estudio de la precipitación así como el de otro fenómeno asociado a las tormentas - los rayos - han propiciado varios experimentos. El interés en analizar las descargas eléctricas llevó a montar redes de detección de rayos (que también posee nuestro país) mediante las cuales se ha podido descubrir que la cantidad de rayos que produce un solo SCM puede llegar a suponer la cuarta parte de los registrados en la zona en una año (Goodman y McGorman, 1986). Otra línea de investigación ha sido relacionar la producción de rayos con las diferentes zonas dentro del sistema (Keighton et al., 1991). Se ha visto que los rayos proceden principalmente de la corriente descendente dentro del yunque o bien de la zona que produce la lluvia estratiforme. También se ha investigado la estructura eléctrica de estos fenómenos mediante sondeos con globo libre. Con este medio se ha podido descubrir además que dentro de un SCM se pueden desarrollar al menos dos células por separado (Hunter et al., 1992). Un último aspecto que se analizó es el campo eléctrico dentro de la estructura nubosa. Se pudieron descubrir hasta 11 capas con distinta carga dentro de las nubes, con un campo eléctrico asociado que oscilaba entre 20 y 40 kV m<sup>-1</sup>, aunque se pueden alcanzar picos de hasta 70 kV m<sup>-1</sup> (Schuur et al., 1991).

Un reto permanente ha sido encontrar qué parámetros meteorológicos caracterizaban más adecuadamente a estos fenómenos. Uno de los campos básicos con el que se ha relacionado estas estructuras mesoescalares es el de la temperatura. Aunque se han utilizado varias definiciones (en el Instituto Nacional de Meteorología se trabaja fundamentalmente con la temperatura potencial del termómetro húmedo), se ha relacionado sobre todo con la temperatura potencial equivalente. Así por ejemplo,



Barnes y Sieckman (1984) encontraron una relación determinante entre la velocidad de desplazamiento de los cúmulos y  $\theta_e$ . También se la ha relacionado con el ciclo de vida y el desplazamiento de los SCM y CCM, ya que se desplazan hacia donde se encuentran los valores más altos de  $\theta_e$  (Miller y Frisch, 1991). Esta temperatura además ha sido frecuentemente utilizada para derivar campos compuestos para analizar la dinámica y evolución de estos sistemas (Colman, 1990; Kuo et al., 1992; Brandes y Ziegler, 1993).

Tratando de caracterizar a los SCM y CCM, se ha empleado la frontogénesis para cuantificar el carácter de los límites de su desarrollo. Peterssen (1936, 1956) definió la función escalar frontogenética como la proporción lagrangiana de cambio del gradiente horizontal de temperatura potencial. En general, la frontogénesis fortalece el gradiente local de temperaturas y actúa por tanto, sacando a la troposfera del equilibrio del viento térmico. Se desarrolla en respuesta una circulación térmica ageostrófica directa perpendicular al frente. El movimiento de "hundimiento" en el lado más frío produce un calentamiento adiabático y el movimiento ascendente en el lado más cálido produce un enfriamiento adiabático (Miller, 1948). De esta manera se consigue un debilitamiento del gradiente de temperatura horizontal y se reestablece el equilibrio del viento térmico.

Hoskins et al. (1978) y Hoskins y Pedder (1980) demostraron que si se emplea la teoría cuasi-geostrófica, la divergencia horizontal del vector  $Q$  es proporcional al forzamiento del movimiento vertical. La introducción de este nuevo vector

revolucionó el campo de la diagnosis en la Meteorología Dinámica. Desde este momento, la frontogénesis se ha cuantificado o bien mediante  $Q$  o bien mediante la vorticidad. Así por ejemplo, Barnes y Colman (1993, 1994) analizaron el desarrollo de uno de estos fenómenos tormentosos mediante el vector  $Q$ . Empleando la aproximación de Keyser et al. (1988, 1992a, b) para descomponerlo en su componente normal y transversal, determinaron que los valores tope entre los que se mueve la divergencia del vector  $Q$  están comprendidos entre  $-20 \cdot 10^{-16}$  y  $20 \cdot 10^{-16} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-3}$  (Barnes y Colman, 1994). Roebber (1993), Augustine y Caracena (1994) o Barnes et al. (1996) han empleado esta misma parametrización para caracterizar la frontogénesis y evolución de estos fenómenos.

Dadas las particularidades de estos fenómenos, se han tratado de desarrollar distintos modelos matemáticos. La finalidad de éstos ha sido doble: por una parte, probar distintas teorías sobre sus características y profundizar en el conocimiento de los mismos; por otra parte, hay un indudable interés en desarrollar un modelo que prediga con suficiente antelación su génesis y desarrollo de forma que se puedan establecer las medidas adecuadas.

Sin llegar a elaborar propiamente un modelo, Molinari y Corsetti (1985) comenzaron parametrizando la dinámica de los cúmulos, como ya se ha señalado. Este mismo año se publican los resultados de un primer modelo. Perkey y Maddox (1985) hicieron una simulación numérica de un fenómeno encontrando grandes diferencias entre la simulación "seca" y la simulación del fenómeno considerando la humedad. Se

llega a una primera conclusión de gran importancia: estos fenómenos nunca podrán ser modelizados correctamente si no se tiene en cuenta la liberación de calor latente.

Koch (1985) elaboró un modelo de predicción de SCM. El ejercicio permitió sobre todo tener una idea de la predictabilidad de los sistemas, encontrando que los fallos dependen sobre todo de la incorrecta parametrización de procesos físicos relevantes. Entre éstos, hay que señalar los debidos a no considerar advecciones de masa en niveles altos y por subestimar las advecciones de humedad en los inferiores. Una vía de error adicional es la de no disponer de datos adecuados de inicialización de estos modelos (Zhang y Frisch, 1986).

Liou y Elsberry (1987) diseñaron un modelo de diagnóstico asociado a las ciclogénesis explosivas. La simulación numérica permitió comprobar de nuevo la relevancia de la liberación de calor latente en estos fenómenos. Se pudo determinar que el fenómeno se explica en un 75% con la dinámica del aire seco solamente, y que la liberación del calor latente aumenta y modula el desarrollo explosivo.

Dentro de la investigación en estos modelos se han desarrollado otras líneas colaterales. Una de ellas ha sido la de determinar cuales han de ser los filtros adecuados para eliminar aquellas soluciones no deseadas y que constituyen ruidos meteorológicos. La solución comúnmente empleada ha sido la de filtros digitales (Huang y Lynch, 1993; Barnes et al., 1996). Otra ha tratado de determinar cuál es el tamaño adecuado de la red de los modelos. En esta línea Wu (1994) tras probar

distintas rejillas con el mismo modelo y contrastar el resultado, ha encontrado que para EE.UU. la distancia de 600 km resulta la más adecuada como brazo de red.

Actualmente, los modelos que simulan el comportamiento de un SCM determinado están en un estado muy avanzado y reproducen con gran fidelidad la evolución. Sigue quedando un problema pendiente: la dependencia de los datos iniciales para su correcta simulación (Zheng et al., 1995). Sin embargo, los modelos que predigan la génesis desarrollo y disipación de estos procesos convectivos no están lo suficientemente adelantados como para poderse emplear operativamente. Se hace necesaria continuar con la investigación de estos fenómenos que permitan aclarar características de los mismos no suficientemente determinadas.

El desarrollo de la investigación en nuestro país ha atravesado diferentes etapas. Desde el siglo XIX se elaboraron teorías que trataron de explicar estos fenómenos. En este aspecto, un trabajo interesante es el de Salvador Bodi sobre el clima de La Ribera donde se reseñan y describen (Bodi y Congros, 1870). A partir de finales de los años treinta los meteorólogos españoles comienzan a analizar el fenómeno desde un punto de vista científico. En particular Jansá es el pionero en este tipo de investigación. Mención especial merece sus estudios sobre la masa de aire mediterránea y sus especificidades (Jansá, 1959). A partir de aquí se inician los trabajos sobre la "Meteorología Mediterránea" profundizando en las causas de estos intensos aguaceros. Se llega a un primer modelo de evolución de la atmósfera que explica este comportamiento tan extremo: el suelo durante el mes de septiembre recibe

aún fuerte radiación solar, de forma que la atmósfera puede inestabilizarse en las capas bajas. Si esto va unido a una situación meteorológica que propicie el desarrollo de la convección, se podrán registrar precipitaciones intensas.

A partir de 1983 se dispone de imágenes de satélites geostacionarios que permitieron estudiar este fenómeno desde un punto de vista nuevo. Concretamente, es a partir de las inundaciones de Octubre de 1982 en la Comunidad Valenciana cuando se realiza un análisis detallado de las mismas a través de las imágenes de satélite (Rivera y Martínez, 1983). Este estudio permitió comprobar que se produjeron debido a la presencia de un sistema de nubosidad a escala meso- $\alpha$  particularmente compacto, de desarrollo nocturno y de gran duración. Esta imagen es la que figura a continuación.

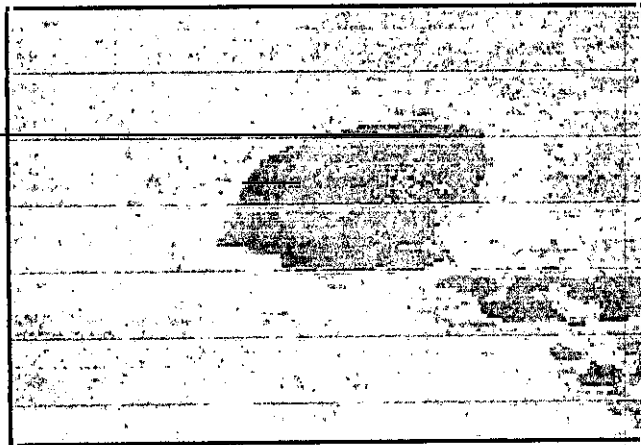


Fig. I.3 Imagen realizada en el IR del sistema convectivo que dio lugar a las inundaciones de Valencia.

Estudios posteriores (Riosalido et al., 1988) permitieron identificar la estructura mesoescalar que dio lugar a este fenómeno como un *Complejo Convectivo Mesoescalar*. Este estudio es el primero que permitía documentar en Europa fenómenos de estas características, ya que hasta ese momento se localizaban exclusivamente en EE.UU.

A partir de entonces, se han elaborado una serie de notas técnicas anuales que recopilan información a cerca de sistemas convectivos de rango mesoescalar: extensión del área encerrada por distintas isotermas, localización geográfica del centroide de estas áreas, actividad de rayos, etc... (Canalejo et al., 1993; Carretero et al., 1993; Martín et al., 1994; Canalejo et al., 1994; Elvira et al., 1996). Así mismo, se han publicado trabajos que estudian la ciclogénesis catalano-baleárica mediante técnicas compuestas de separación de campos (Gomis y Alonso, 1990). Finalmente, Fernández et al. (1995) presentaron una simulación numérica del sistema que causó la máxima precipitación histórica, explorando la predictabilidad de estos fenómenos. Todo lo anterior ha permitido identificar a las estructuras mesoescalares que provocan estas precipitaciones como *Sistemas Convectivos Mesoescalares*, siendo los *Complejos Convectivos Mesoescalares* los responsables de las más intensas.

## **Objetivos**

El conocimiento de los fenómenos convectivos entorno a la Península Ibérica es uno de los retos planteados en las últimas décadas por ser uno de los fenómenos que más pérdidas humanas y económicas producen generalmente sobre el Levante. Con tal fin, nos proponemos los siguientes objetivos fundamentales:

1. Desarrollar teóricamente el Vector  $Q$  en función de parámetros que caractericen de forma más objetiva los fenómenos convectivos.
2. Analizar y clasificar los fenómenos convectivos.
3. Caracterizar la evolución de los sistemas convectivos desarrollados sobre la Península Ibérica.
4. Desarrollar un sistema de diagnóstico para dichos sistemas convectivos.

## **Capítulo II:**

### **Teoría**



## II.1 Introducción

La parametrización de los movimientos verticales ha sido desde el principio un objetivo fundamental dentro de la modelización de la atmósfera, puesto que los movimientos ascensionales con las condiciones adecuadas dan lugar a la condensación y formación de nubes. Dentro de estos movimientos han sido de especial aquellos que estaban originados por la convección y que dan lugar a una de las manifestaciones más violentas de la atmósfera: las tormentas. Como resultado, se han elaborado varios parámetros que tratan de caracterizar la convección (Galway, 1956; George, 1956; Miller, 1972). Básicamente determinan la inestabilidad incluyendo la influencia de la humedad, pero sin que intervenga la dinámica. Parece claro pues que estos parámetros no serán suficientes a la hora de caracterizar los movimientos verticales de los fenómenos convectivos que nos ocupan, pues intervienen otros factores como la dinámica, que no están contemplados.

Por ello, en este capítulo se hará una revisión de las expresiones que se han propuesto para caracterizar y diagnosticar los movimientos verticales. Dentro de estas relaciones, se presentará una deducción original de la ecuación omega desarrollada en función del vector  $Q$ , la más usada actualmente para estos propósitos. Esta nueva ecuación permitirá proponer finalmente una modificación en la definición de  $Q$  que permite mejorar el diagnóstico al contemplar fenómenos físicos, como la liberación del calor latente, que no intervenían en estas parametrizaciones.

## II. 2. Ecuación de la Energía con la aproximación cuasigeostrófica.

Para llegar a estas ecuaciones de diagnóstico, es necesario desarrollar previamente la expresión cuasigeostrófica de la ecuación de la energía. Según esta teoría, para los sistemas de escala sinóptica y mesoescala de latitudes medias, la expresión de la tendencia del geopotencial, las ecuaciones del movimiento horizontal, del movimiento vertical y de la energía están unívocamente determinados por una única variable: el geopotencial  $\phi$ .

Para obtener la expresión que buscamos, partimos del Primer Principio de la termodinámica:

$$dW = c_p dT - \alpha dp \quad (1)$$

Aplicando a la ecuación anterior el operador  $1/c_p dt$  y recordando que  $dp/dt = \omega$ , tenemos que:

$$\frac{1}{c_p} \frac{dW}{dt} = \frac{dT}{dt} - \omega \frac{\alpha}{c_p} \quad (2)$$

En la expresión anterior desarrollamos las derivadas, y sacando factor común se llega a:

$$\frac{1}{c_p} \frac{dW}{dt} = \frac{\partial T}{dt} + V_H \cdot \nabla T - \omega \left( \frac{\alpha}{c_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) \quad (3)$$

El paréntesis de la ecuación (3) también se puede expresar de la siguiente forma:

$$\frac{\alpha}{c_p} - \frac{\partial \Gamma}{\partial p} = \gamma_p - \alpha_p \equiv \delta p$$

donde  $\delta p$  lo defino como parámetro de estabilidad, de forma que si  $\delta p > 0$  estamos en condiciones de estabilidad, inestabilidad si  $\delta p < 0$  e indiferente para  $\delta p = 0$ . Haciendo uso de esto y de la hipótesis hidrostática partir de la cual se obtiene la temperatura hidrostática definida como:

$$T = \frac{p}{R} \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right)$$

podemos transformar (3) sacando factor común a T en la siguiente expresión:

$$\frac{1}{c_p} \frac{dW}{dt} = \frac{1}{c_p} \dot{q} = \left( \frac{\partial}{\partial t} + V_H \cdot \nabla \right) \left( \frac{p}{R} \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \right) - \omega \delta p \quad (4)$$

Multiplicando (4) por  $R/p$  y teniendo en cuenta que  $R\delta p/p$  es el *parámetro de estabilidad estática*  $\sigma$ , llegamos a la *ecuación de la energía*:

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + V_g \cdot \nabla \right) \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) - \sigma \omega - \frac{R}{c_p p} \dot{q} = 0$$

En la mayor parte de las ocasiones se puede derivar, por análisis de escala, la relación más frecuente, función única del geopotencial:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla\right) \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p}\right) - \sigma \omega = 0 \quad (5)$$

Esta es la expresión de la ecuación de la energía según la teoría cuasigeostrófica. Con esta base, ya se puede desarrollar la nueva expresión que se está buscando para el diagnóstico de movimientos verticales.

### II.3 Ecuación Omega

Los parámetros como el *Total de Totales*, *Lifted Index*, *CAPE* o *Indice K<sup>1</sup>* están orientados hacia la caracterización de la inestabilidad atmosférica. Determinan si existen las condiciones para el desarrollo de la convección, pero no permiten su diagnóstico. Para poder determinar la componente vertical de la velocidad, será preciso pues recurrir a las ecuaciones de movimiento. Mediante las ecuaciones de la hidrodinámica quedan descritos la totalidad de los movimientos que tienen lugar en el seno de la atmósfera pero presentan el gran inconveniente de no tener una solución analítica exacta. Por este motivo se realizan distintas simplificaciones. Una posibilidad para sistemas de escala sinóptica de latitudes medias es la aplicación de la teoría cuasigeostrófica. De aquí se obtienen unas nuevas ecuaciones, que constituyen el núcleo de la Meteorología Dinámica moderna y se las conoce como *sistema cuasigeostrófico*. Éstas permiten predecir y diagnosticar los movimientos verticales.

---

<sup>1</sup>Las definiciones de estos parámetros se encuentran en el Apéndice 2.

La ecuación omega, que pertenece a este grupo, se obtiene a partir de la ecuación de la energía y vorticidad, que se expresan ambas en función de la tendencia del geopotencial  $\chi$ , definida como  $\chi = d\Phi/dt$ . Se demuestra que:

$$\frac{\partial \chi}{\partial p} = -V_g \cdot \nabla \left( \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) - \sigma \omega \quad (6)$$

$$\nabla^2 \chi = -f V_g \cdot \nabla \left( \frac{1}{f} \nabla^2 \phi + f \right) + f^2 \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (7)$$

Puede obtenerse una ecuación de diagnóstico del movimiento vertical eliminando la tendencia del geopotencial de las dos expresiones anteriores. Esta nueva relación presenta la ventaja añadida de que también depende únicamente del geopotencial. Por consiguiente, y en primera aproximación se puede estimar el flujo vertical a escala sinóptica sin el apoyo de medidas directas del campo de velocidad. Para llegar a la citada ecuación, tomamos la laplaciana horizontal en (6) y derivamos con respecto a la presión en (7). Teniendo en cuenta que los operadores se pueden simultanear, si restamos (7) de (6) eliminamos  $\chi$ . Así llegamos a la *ecuación omega*:

$$\left( \nabla^2 + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = \frac{f}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[ V_g \cdot \nabla \left( \frac{1}{f} \nabla^2 \phi + f \right) \right] + \frac{1}{\sigma} \nabla^2 \left[ V_g \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \right] \quad (8)$$

Esta ecuación implica únicamente derivadas espaciales. Es, por tanto, una ecuación de diagnóstico de  $\omega$  a partir de  $\phi$ .

Cada uno de los términos de (8) son susceptibles de interpretación física. Así por ejemplo, el segundo término de la ecuación omega se le denomina advección diferencial de vorticidad, proporcional al grado de aumento con la altura de la advección de vorticidad absoluta. El segundo término del segundo miembro de (8) es simplemente la laplaciana de la advección de espesores cambiada de signo. Pero el inconveniente de esta expresión es que, si bien presenta una gran ventaja al depender únicamente del geopotencial, no es fácil de manejar en términos prácticos. Esto se experimenta especialmente cuando hay que hacer uso de esta expresión para diagnosticar alguna situación concreta. De ahí que si se pudiese hallar una expresión equivalente que reuniera las mismas ventajas pero en cambio fuese más fácil de interpretar y manejar, se avanzaría mucho en este campo de la Meteorología Dinámica. Esta nueva formulación es la que se conoce con el nombre de *ecuación omega en función del vector Q* y que se desarrolla a continuación.

#### **II. 4. Desarrollo de la Ecuación Omega en función del vector Q.**

Dados los inconvenientes que presenta la ecuación omega, se planteó la necesidad de obtener una expresión alternativa que permitiera evitar las dificultades que presenta. Este trabajo fue abordado inicialmente por Lorenz, que logra una formulación más adecuada en la cual aparece el que se va a denominar como vector Q. Sin embargo, este trabajo no tuvo repercusión y es fundamentalmente Hoskins (Hoskins et al., 1978) quien presenta esta nueva formulación, complementada posteriormente en otros artículos (Hoskins y Pedder, 1980). Desde la publicación de la nueva expresión de la ecuación omega utilizando el vector Q, se han presentado muchos trabajos que emplean este vector

y su divergencia para la diagnosis de procesos convectivos de distinta magnitud. Particularmente interesantes son los publicados por Keyser et al. (1988, 1992a, b) que desarrollan en profundidad el concepto frontogénico del vector. Así mismo, ha sido aplicado siempre para la diagnosis de la ciclogénesis, en particular para las ciclogénesis explosivas como Roebber (1993) o Barnes y Colman (1994). Seguidamente se va a desarrollar una deducción original de esta ecuación.

#### II. 4. 1. Deducción de Q

En este apartado se va a definir el vector Q a la vez que se deduce la Ecuación Omega. Dado que los movimientos que se van a estudiar se dan a escala sinóptica y mesoescala, se pueden despreciar los términos de fricción, turbulencia y otros que intervienen en la expresión general de la ecuación de movimiento. Para la deducción, vamos a partir de las componentes horizontales de la ecuación de movimiento, usando el sistema de coordenadas (x, y, p, t) y el geopotencial  $\phi$ :

$$\frac{d u}{d t} = -\frac{\partial \phi}{\partial x} + f v$$

$$\frac{d v}{d t} = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - f u$$

(9)

Si desarrollamos las derivadas de las ecuaciones anteriores, tenemos que:

$$\left( \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} \right) - f v + \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0$$

(10)

$$\left( \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} \right) + f u + \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0$$

y agrupando los términos, se obtiene:

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + V_H \cdot \nabla_H + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) u - f v + \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0$$

(11)

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + V_H \cdot \nabla_H + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) v + f u + \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0$$

En la expresión anterior, los términos  $V_H$  y  $\nabla_H$  representan las componentes horizontales del gradiente y del viento real. Recordando que las componentes del viento geostrófico - resultado del equilibrio entre la fuerza de Coriolis y el gradiente del geopotencial - se pueden expresar como:

$$u_g = - \frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial y}$$

(12)

$$v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial x}$$

Llevando estos valores a (11) se obtiene:



$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + V_H \cdot \nabla_H + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) u - f v + v_g f = 0$$

(13)

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + V_H \cdot \nabla_H + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) v + f u - u_g f = 0$$

y sacando factor común  $f$  se tiene finalmente

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + V_H \cdot \nabla_H + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) u - f(v - v_g) = 0$$

(14)

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + V_H \cdot \nabla_H + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) v + f(u - u_g) = 0$$

Teniendo en cuenta la expresión del viento ageostrófico - diferencia entre el viento real y el geostrófico - cuyas componentes son

$$u_{*g} = (u - u_g)$$

(15)

$$v_{*g} = (v - v_g)$$

sustituyendo en (14), resulta

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + V_H \cdot \nabla_H + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) u - f v_{*g} = 0$$

(16)

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + V_H \cdot \nabla_H + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) v + f u_{*g} = 0$$

Aplicando a la pareja de ecuaciones anterior la teoría cuasigeostrófica y haciendo un análisis de escala de cada término, es posible despreciar los correspondientes a las advecciones verticales frente a las horizontales por ser de menor orden y aproximar el viento real por el geostrófico, con lo cual la última ecuación se reduce a:

$$\begin{aligned} \left( \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla_H \right) \mathbf{u}_g - f \mathbf{v}_{ag} &= 0 \\ \left( \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla_H \right) \mathbf{v}_g + f \mathbf{u}_{ag} &= 0 \end{aligned} \quad (17)$$

Para obtener la ecuación Omega, se va a operar cada expresión de (17) por separado. Para ello se deriva parcialmente la primera ecuación respecto a la presión, aplicando el operador  $\frac{\partial}{\partial p}$

$$\frac{\partial}{\partial p} \left[ \left( \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla_H \right) \mathbf{u}_g - f \mathbf{v}_{ag} = 0 \right] \quad (18)$$

El resultado es el siguiente:

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla_H \right) \frac{\partial \mathbf{u}_g}{\partial p} + \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} \cdot \nabla_H \mathbf{u}_g - f \frac{\partial \mathbf{v}_{ag}}{\partial p} = 0 \quad (19)$$

En efecto, los términos que aparecen al aplicar el operador son los siguientes:

$$\frac{\partial^2 u_g}{\partial t \partial p} + \frac{\partial V_g}{\partial p} \cdot \nabla_H u_g + V_g \cdot \nabla_H \frac{\partial u_g}{\partial p} - \frac{\partial f}{\partial p} v_{ag} - f \frac{\partial v_{ag}}{\partial p} = 0$$

Teniendo en cuenta que las variaciones de  $f$  con respecto a la presión son nulas, sacando

factor común  $\frac{\partial u_g}{\partial p}$  en la ecuación anterior, tenemos:

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + V_g \cdot \nabla_H \right) \frac{\partial u_g}{\partial p} + \frac{\partial V_g}{\partial p} \cdot \nabla_H u_g - f \frac{\partial v_{ag}}{\partial p} = 0$$

Volviendo a las expresiones anteriores y recordando las ecuaciones que determinan las componentes del viento térmico - cizalla vertical del viento geostrófico - ,

$$\frac{\partial u_g}{\partial p} = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \quad (20)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial p} = -\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right)$$

introduciendo las componentes del viento térmico en (19) tenemos:

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + V_g \cdot \nabla_H \right) \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + \frac{\partial V_g}{\partial p} \cdot \nabla_H u_g - f \frac{\partial v_{ag}}{\partial p} = 0 \quad (21)$$

Para continuar con el desarrollo de la Ecuación Omega, es necesario introducir la ecuación de la energía con la aproximación cuasigeostrófica (5), que se ha desarrollado en un apartado anterior:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + V_g \cdot \nabla\right) \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p}\right) - \sigma \omega = 0$$

Si se deriva la expresión anterior aplicando el operador  $\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y}$  resulta:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + V_g \cdot \nabla\right) \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p}\right) + \frac{1}{f} \frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p}\right) - \frac{1}{f} \frac{\partial (\sigma \omega)}{\partial y} = 0 \quad (22)$$

Restando (21) de (22) tenemos:

$$\frac{1}{f} \frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p}\right) - \frac{1}{f} \frac{\partial (\sigma \omega)}{\partial y} - \frac{\partial V_g}{\partial p} \cdot \nabla_H u_g + f \frac{\partial v_{ag}}{\partial p} = 0 \quad (23)$$

Vamos a operar con esta ecuación. Desarrollamos el primer término de (23):

$$\frac{1}{f} \frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p}\right) = \frac{1}{f} \frac{\partial V_g}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p}\right) + \frac{1}{f} \frac{\partial V_g}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p}\right) \quad (24)$$

Se pueden sustituir los dos términos del segundo miembro por su correspondiente expresión en función del viento térmico - ya introducido antes - y se obtiene:

$$\frac{1}{f} \frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) = \frac{1}{f} \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + \frac{1}{f} \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right); \quad (25)$$

$$\frac{1}{f} \frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) = -\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial p} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial u_g}{\partial p}$$

Si recordamos que la divergencia del viento geostrófico en superficies isobáricas es cero,

$$\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} = 0 \quad (26)$$

despejando la componente "y", llevándola a (18) resulta:

$$\frac{1}{f} \frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) = -\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial p} - \frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial u_g}{\partial p} = -\frac{\partial V_g}{\partial p} \cdot \nabla_H u_g$$

Por tanto, se demuestra que el primer término de la ecuación (23) es igual al cuarto de la misma.

En este punto del desarrollo se define el que se va a denominar como **Vector Q**, cuya componente "y" es

$$Q_y = -\frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \quad (27)$$

Utilizando lo anterior y sustituyendo, se llega a:

$$\frac{\partial (\sigma\omega)}{\partial y} - f^2 \frac{\partial v_{ag}}{\partial p} = -2 Q_y \quad (28)$$

Por un proceso idéntico al seguido para obtener (28) se define la componente x del vector Q y se obtiene la ecuación paralela a la anterior, pero referida a la componente x. Esta ecuación es:

$$\frac{\partial (\sigma\omega)}{\partial x} - f^2 \frac{\partial u_{ag}}{\partial p} = -2 Q_x \quad (29)$$

Para llegar finalmente a la Ecuación Omega, aplicamos el operador  $\frac{\partial}{\partial x}$  a la ecuación

(28) y el operador  $\frac{\partial}{\partial y}$  a la (29); sumando los resultados de ambas llegamos a:

$$\nabla^2(\sigma\omega) - f^2 \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{\partial u_{ag}}{\partial x} + \frac{\partial v_{ag}}{\partial y} \right) = -2 \nabla \cdot Q + 2f\beta \frac{\partial V_{ag}}{\partial p} \quad (30)$$

La ecuación anterior es la conocida Ecuación Omega, con la variante que se expresa en función del vector Q que se ha definido en el desarrollo. Esta ecuación es similar a la obtenida por Hoskins et al. (1978). Para ello, hacemos uso de la divergencia del viento ageostrófico.

Dado que la ecuación de continuidad en el sistema de coordenadas que se está usando se expresa como:

$$\frac{\partial u_{ag}}{\partial x} + \frac{\partial v_{ag}}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (31)$$

Despejando la componente vertical y sustituyendo este resultado en (30) tenemos finalmente que:

$$\nabla^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot Q + 2f\beta \frac{\partial V_{ag}}{\partial p} \quad (32)$$

*Ecuación Omega con el vector Q*

#### II. 4 . 2. Consideraciones físicas

Para analizar esta ecuación, se va a hacer una consideración inicial. Se va a integrar la ecuación (32) sobre una malla que coincide con las direcciones marcadas por los meridianos y los paralelos. De esta forma que el último término del segundo miembro se anula, ya que en estas condiciones  $\beta=0$ , llegándose así a una expresión simplificada:

$$\nabla^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot Q \quad (33)$$

Se pueden considerar distintos casos:

a) Desarrollando el primer término del primer miembro de la ecuación, tenemos:

$$\nabla^2(\sigma\omega) = \sigma \nabla^2 \omega + \omega \nabla^2 \sigma + 2 \nabla \sigma \cdot \nabla \omega$$

Es bien sabido que  $\sigma$  admite variaciones horizontales, aunque lo normal es tomar  $\sigma$  como constante (Hernández et al., 1993a). En este caso, el segundo y tercer término del miembro de la derecha se anulan y la expresión se reduce a:

$$\sigma \nabla^2 \omega = -2 \nabla \cdot Q$$

De la ecuación anterior se deduce que se puede calcular el laplaciano de la componente vertical de la velocidad mediante la divergencia del vector  $Q$  y viceversa. Como el segundo miembro es proporcional a  $\omega$  con signo negativo, se pueden distinguir varios casos:

1. Cuando existe convergencia de  $Q$ , la divergencia de  $Q$  es menor que cero. Llevando este resultado a la expresión anterior, resulta que el laplaciano de  $\omega$  es mayor que cero. Por tanto  $\omega$  es menor que cero, esto es, movimientos ascensionales.
2. Por contra, cuando existe divergencia de los vectores  $Q$ , la divergencia de  $Q$  será mayor que cero, y por el mismo razonamiento anterior estaremos frente a descensos de aire.

Queda un caso particular por analizar: qué ocurre cuando estamos ante casos de estabilidad indiferente, o lo que es lo mismo, con  $\sigma=0$ . De la ecuación (33) tendremos:

$$\begin{aligned} \nabla^2(\sigma\omega) - f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} &= -2 \nabla_H \cdot Q ; \sigma = 0 \Rightarrow \\ -f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} &= -2 \nabla_H \cdot Q \end{aligned}$$



Integrando la última expresión, tenemos:

$$f^2 \int_{p_0}^{p_1} \delta \left( \frac{\partial \omega}{\partial p} \right) = 2 \int_{p_0}^{p_1} \nabla_H \cdot Q \delta p$$

que al integrar se convierte en una forma de expresar la ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = \frac{2}{f^2 (p_1 - p_0)} \langle \nabla_H \cdot Q \rangle$$

pero referida a la divergencia de Q en vez de la divergencia de la componente horizontal del viento.

#### II. 4. 3. Expresión en otros sistemas de coordenadas.

El vector Q admite otras definiciones en función de diferentes coordenadas. A partir de la expresión deducida inicialmente,

$$Q = \left[ -\frac{\partial V_x}{\partial x} \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right), -\frac{\partial V_y}{\partial y} \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \right]$$

si tenemos en cuenta que

$$\frac{RT}{p} = -\frac{\partial \phi}{\partial p}$$

entonces, también  $Q$  se puede expresar de la siguiente forma:

$$Q = \frac{R}{p} \left[ -\frac{\partial V_g}{\partial x} \cdot \nabla T ; -\frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla T \right]$$

o bien en función de la temperatura potencial, ya que

$$\nabla T = \nabla \theta \left( \frac{p}{p_s} \right)^{\frac{R}{c_p}}$$

y sustituyendo directamente,

$$Q = \frac{R}{p} \left( \frac{p}{p_s} \right)^{\frac{R}{c_p}} \left[ -\frac{\partial V_g}{\partial x} \cdot \nabla \theta ; -\frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \theta \right]$$

Los factores que multiplican al corchete son constantes<sup>2</sup> y se suelen pasar al primer miembro de la ecuación omega, de forma que habitualmente, la definición de  $Q$  queda como:

$$Q = \left[ -\frac{\partial V_g}{\partial x} \cdot \nabla \theta ; -\frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \theta \right]$$

Esta es la expresión más habitual en muchos trabajos (véase por ejemplo Bullock y Gyakum, 1993; Nuss y Titley, 1994) y que se empleará en capítulos posteriores. La ventaja de esta parametrización sobre la que se obtiene directamente en la deducción de la

ecuación omega radica en que el cálculo se realiza empleando datos de un solo nivel, a diferencia de la otra que precisa dos niveles. Además, introduce la información no sólo del geopotencial sino también del campo de temperatura.

#### II. 4. 4 Modificación del vector Q

A lo largo de todo lo expuesto en este capítulo subyace un determinado modelo físico: se considera que la atmósfera está compuesta por aire seco. Por tanto se puede suponer sin cometer apenas error que los movimientos se producirán en condiciones adiabáticas. Sin embargo hay varios trabajos que reflejan la necesidad de incluir la humedad para la correcta modelización de estos fenómenos (Koch, 1985; Perkey y Maddox, 1985). Es más, la consideración de la dinámica del aire seco es capaz de explicar un 75% de estos fenómenos, siendo fundamental la liberación de calor latente para la profundización y desarrollo explosivo de los sistemas convectivos (Liou y Elsberry, 1987). Parece claro pues que un parámetro que pretenda caracterizar y diagnosticar estas estructuras mesoescalares ha de considerar necesariamente la liberación de calor latente. Si se tiene en cuenta que la temperatura potencial equivalente da cuenta del aumento de temperatura por la liberación de calor latente y que se ha relacionado claramente con los Sistemas y Complejos Convectivos Mesoescalares (Barnes y Sieckman, 1984; Molinari y Corsetti, 1985; Colman, 1990; Brandes y Ziegler, 1993) se plantea con claridad la posibilidad de que entre a formar parte del nuevo parámetro que se propone.

---

<sup>2</sup> En ocasiones se le denomina  $\gamma$ . Se puede encontrar en Nuss y Titley (1994).

Pero antes de llegar a este punto, será necesario tener una expresión de la ecuación omega equivalente a la que se expresa en función de Q, pero que incluya los intercambios de calor no adiabáticos. Para ello, iniciamos la deducción de la ecuación siguiendo los mismos procedimientos, pero en vez de emplear la ecuación de la energía con la aproximación cuasigeostrofica, introducimos la expresión general :

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla\right) \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p}\right) - \sigma \omega - \frac{R}{c_p p} \dot{q} = 0$$

Con idénticos razonamientos y pasos se llega a las siguientes ecuaciones :

$$\frac{\partial (\sigma \omega)}{\partial y} - f^2 \frac{\partial v_{ag}}{\partial p} = -2 Q_y - \frac{R}{c_p p} \frac{\partial \dot{q}}{\partial y} \quad (34)$$

Por un proceso idéntico al seguido para obtener (34) se obtiene la ecuación paralela a la anterior, pero referida a la componente x. Esta ecuación es:

$$\frac{\partial (\sigma \omega)}{\partial x} - f^2 \frac{\partial u_{ag}}{\partial p} = -2 Q_x - \frac{R}{c_p p} \frac{\partial \dot{q}}{\partial x} \quad (35)$$

Aplicamos el operador  $\frac{\partial}{\partial x}$  a la ecuación (35) y el operador  $\frac{\partial}{\partial y}$  a la (34); sumando

los resultados de ambas llegamos a:

$$\nabla^2 (\sigma \omega) - f^2 \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{\partial u_{ag}}{\partial x} + \frac{\partial v_{ag}}{\partial y} \right) = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} - \frac{R}{c_p p} \nabla_{II}^2 \dot{q} + 2f\beta \frac{\partial v_{ag}}{\partial p} \quad (36)$$

Empleando la ecuación de continuidad, despejando la componente vertical y sustituyendo este resultado en (36) tenemos finalmente que:

$$\nabla^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} - \frac{R}{\sigma c_p} \nabla^2 \dot{q} + 2f\beta \frac{\partial V_{ag}}{\partial p} \quad (37)$$

Para ver en qué forma contribuye el término de calentamiento o enfriamiento no adiabático, original de esta deducción, suponemos que el parámetro de estabilidad estática es constante podemos establecer la siguiente proporcionalidad:

$$\left( \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega \approx - \frac{R}{\sigma c_p} \nabla^2 \dot{q} \quad (38)$$

En la expresión anterior, suponiendo que  $\omega$  se pueda escribir en forma de armónicos, el operador que se aplica a  $\omega$  se puede invertir y para una atmósfera promedio con  $\sigma > 0$ , llegamos a:

$$\omega = \frac{R}{r \sigma c_p} \nabla^2 \dot{q} \quad (39)$$

donde  $r'$  es el operador invertido. Estudiemos los posibles casos:

1. Cuando el ritmo de calentamiento de un área sea menor que el entorno, el laplaciano de (39) es mayor que cero contribuyendo al descenso, como era de esperar.

2. Por contra, cuando el ritmo de calentamiento sea mayor que el del entorno, el laplaciano es menor que cero y se invierte la situación: ascensos de aire, en concordancia con lo que se observa.

Se ha obtenido pues una nueva expresión de la ecuación omega en la cual figura un nuevo término término que da cuenta de los fenómenos no adiabáticos:

$$\nabla^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 \dot{q} \quad (40)$$

Para continuar con la modificación del vector  $\mathbf{Q}$ , vamos a hacer una serie de consideraciones sobre el nuevo término introducido. Teniendo en cuenta que se aplica la expresión en superficies isobáricas - y por tanto los factores que multiplican al laplaciano se pueden considerar constantes - haciendo uso además de la ecuación de estado, se llega a la igualdad:

$$\frac{R}{c_p p} \nabla^2 \dot{q} = \nabla^2 \left( \frac{1}{c_p T} \dot{q} \right)$$

Este término da cuenta de los procesos no adiabáticos, y debido a los fenómenos que nos ocupan, recogerán fundamentalmente el calentamiento por condensación del vapor de agua. Dado que se puede caracterizar este calentamiento a través de la razón de mezcla  $m$  y el calor latente de condensación  $L$ , tenemos que:

$$\frac{R}{c_p p} \nabla^2 \dot{q} = \nabla^2 \left( \frac{mL}{c_p T} \right) \quad (41)$$

En este punto, hagamos una recapitulación de lo obtenido hasta el momento:

1. Se ha demostrado que el nuevo término que se introduce en la ecuación omega al considerar fenómenos no adiabáticos es proporcional a  $(mL/c_p T)$ .
2. Se ha relacionado el desplazamiento de los fenómenos convectivos que nos ocupan con los máximos y mínimos de la *temperatura potencial equivalente*  $\theta_e$  (Barnes y Sieckman, 1984).
3. Se ha demostrado que la parametrización de la dinámica de los cúmulos mediante  $\theta_e$  mejora en gran medida la parametrización clásica de Kuo (Molinari y Corsetti, 1985).
4. Además, existe una relación directa entre la temperatura potencial y la temperatura potencial equivalente:

$$\theta_e = \theta e^{\frac{mL}{c_p T}}$$

Parece una hipótesis plausible pues, que se pueda modificar la expresión del vector  $Q$  en función de la temperatura potencial para obtener una nueva relación función de  $\theta_e$  en vez de  $\theta$  (Hernández et al., 1996a, 1996b, 1997a):

$$Q_e = \left[ -\frac{\partial V_g}{\partial x} \cdot \nabla \theta_e ; -\frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \theta_e \right] \quad (42)$$

Esta nueva expresión, presenta las siguientes propiedades:

- Concuerta en gran medida con el vector  $Q$ , y de hecho toma exactamente el valor de  $Q$  cuando la razón de mezcla tiene a cero:

$$\left. \begin{array}{l} m \rightarrow 0 \\ \theta_e \rightarrow \theta \end{array} \right\} \Rightarrow Q_e \rightarrow Q$$

- Es un parámetro claramente frontogénico, ya que se puede interpretar como *la proporción vectorial de cambio del gradiente de la temperatura potencial equivalente de una partícula fluida impulsada por el movimiento geostrófico*<sup>3</sup>.
- Introduce nueva información al análisis, ya que a diferencia del parámetro  $Q$  expresado como función única del geopotencial ( $\Phi$ ) o la del vector  $Q$  función del geopotencial y de la temperatura potencial ( $\Phi, \theta$ ), éste se expresa en función de tres campos ( $\Phi, \theta, m$ ), sintetizando por tanto la información que en el caso de las precipitaciones ocasionadas por fenómenos convectivos resulta fundamental (Koch, 1985; Liou y Elsberry, 1987).
- Debido a la introducción de la razón de mezcla, ofrece la particularidad de ser significativamente distinto de cero en aquellas áreas que presenten un débil forzamiento (o prácticamente nulo) con un alto contenido en vapor. Esta característica va a ser particularmente importante en el diagnóstico de los Complejos Convectivos Mesoescalares, puesto que las condiciones antes citadas son características comunes del entorno mesoescalar en el que se desarrollan los SCM (Shaphiro, 1982).

<sup>3</sup> Por analogía con la definición de Hoskins et al. (1978) del significado del vector  $Q$ .



Estos dos parámetros,  $Q$  y  $Q_e$ , y sus divergencias, van a ser la herramienta fundamental del sistema de diagnóstico que se pretende realizar y que se va a contrastar mediante su aplicación al diagnóstico de dos situaciones que dieron lugar a un SCM y un CCM.

**Capítulo III:**  
**Precipitaciones Intensas**  
**en España**

### **III.1 Introducción.**

Las precipitaciones intensas están producidas por fenómenos convectivos dentro de la mesoescala, que abarcan la totalidad de categorías de la misma. Con la finalidad de profundizar en su conocimiento, se va incidir en las condiciones que a escala sinóptica y mesoescala preceden a la formación de estas estructuras atmosféricas, determinando la existencia de patrones sinópticos que estén presentes en la génesis y desarrollo de estos fenómenos. Así mismo, se analizarán distintos fenómenos físicos que están relacionados con el desarrollo de los mismos. Puesto que los Complejos Convectivos Mesoescalares (CCM), categoría especial dentro de los sistemas convectivos de mesoescala, son los responsables de las precipitaciones más intensas, será necesario hacer un análisis con detalle de sus características.

Por lo tanto, se comenzará exponiendo las distintas definiciones y características de los sistemas convectivos mesoescalares y se incluirá el análisis de las condiciones a escala sinóptica que concurrieron durante el ciclo de vida de un sistema convectivo destacado: el que produjo la mayor precipitación histórica hasta la fecha. Una vez que se hayan descrito las condiciones que se exigen para encuadrarlos dentro de estas categorías, se analizarán los patrones sinópticos relacionados con su ciclo de vida dentro del periodo 1990-94. Este estudio conjuga el análisis de los CCM desde dos ópticas diferenciadas aunque complementarias: la de los parámetros asociados a su propia definición y la del seguimiento de su trayectoria. A partir de las trayectorias, se agruparán los Complejos Convectivos en grupos diferenciados por su origen y procesos físicos relacionados con los mismos. Finalmente, se expondrá un ejemplo de cada uno de estos procesos.

## III.2 Sistemas Convectivos.

Los grandes sistemas convectivos son estructuras nubosas compactas, aisladas y de gran tamaño. Sin embargo, el hecho de que sean estructuras aisladas no se refiere tanto a que sean las únicas masas nubosas en la zona, sino a que evolucionan independientemente de las demás y que, por tanto, les confiere una identidad propia. Por su organización y estructura interna, se han de incluir dentro de los fenómenos de mesoescala<sup>1</sup>.

Desde su propia definición, los sistemas convectivos mesoescalares han sido caracterizados fundamentalmente mediante imágenes de satélite. Para ello, se han utilizado imágenes realzadas en el IR en las que se emplean distintas isotermas para delimitar áreas. Esta clasificación proviene de Maddox (1980) quien analizando imágenes de satélite de varios años relacionadas con las inundaciones en las grandes planicies de Estados Unidos, llegó a identificar dos tipos de estructuras nubosas que se diferenciaban del resto y que eran responsables de estas precipitaciones: los Sistemas Convectivos Mesoescalares (SCM) y los Complejos Convectivos Mesoescalares (CCM). Para que un fenómeno convectivo se pueda encuadrar dentro del primer tipo, ha de cumplir las siguientes condiciones:

---

<sup>1</sup> Se va a emplear la clasificación de Orlansky (1975), según la cual dentro de la mesoescala se distinguen tres subtipos: escala meso- $\alpha$  (entre 2.000 y 200 km), escala meso- $\beta$  (entre 200 y 20 km) y escala meso- $\gamma$  (entre 20 y 2 km).

Característica	Condición
Tamaño	La región interior de la nube delimitada por la isoterma de $-52^{\circ}\text{C}$ ha de tener una extensión mayor de $10.000 \text{ km}^2$ .
Fase inicial	A partir del cumplimiento de las condiciones de tamaño
Duración	Se deben satisfacer las condiciones durante un periodo superior a 3 horas.
Máxima extensión	Cuando la cubierta nubosa delimitada por la isoterma de $-52^{\circ}\text{C}$ alcanza su máxima extensión.
Fase final	Cuando dejan de satisfacerse las condiciones de tamaño.

Tabla III.1 Características de los Sistemas Convectivos Mesoescalares basada en el análisis de las imágenes realizadas en el IR.  
(Augustin y Howard, 1988)

Las condiciones que se exigen a los SCM hacen que éstos se deban encuadrar dentro de la escala meso- $\beta$ , ya que suponiendo que estos sistemas tengan una forma próxima a un círculo, el diámetro de los mismos estaría próximo a los 100 km. Producen una precipitación en media en torno a los 10 mm considerando la extensión total de la nube (McAnelly y Cotton, 1989).

Dentro de la categoría de los sistemas convectivos que se producen en la mesoescala, existe una particular de gran importancia, ya que son los responsables de las precipitaciones más intensas: los Complejos Convectivos Mesoescalares (CCM). La definición de los mismos también corresponde a Maddox (1980):

*"Sistema de tormentas convectivas de latitudes medias particularmente bien organizadas, predominantemente nocturnas".*

En la fase de madurez, la parte inferior y media de la troposfera está formado por un núcleo cálido, con un fuerte flujo ascensional de masa, mientras que cerca de la tropopausa está formado por un núcleo frío (Maddox, 1983). El flujo relativo en los niveles medios es de poca importancia.

Característica	Condición
Tamaño	A- La cubierta nubosa con temperatura inferior a $-32^{\circ}\text{C}$ ha de tener un área mayor de $100.000 \text{ km}^2$ . B- La región interior de la nube con temperatura inferior a $-52^{\circ}\text{C}$ ha de tener una extensión mayor de $50.000 \text{ km}^2$ .
Fase inicial	A partir del cumplimiento de las condiciones A y B.
Duración	Se deben satisfacer las condiciones A y B por un periodo de más de 6 horas.
Máxima extensión	Cuando la cubierta nubosa definida por la isoterma de $-32^{\circ}\text{C}$ alcanza su máxima extensión.
Forma	La excentricidad (eje menor/eje mayor) ha de ser mayor o igual a 0.7 en el momento de su máxima extensión.
Fase final	Cuando dejan de satisfacerse las condiciones A y B.

Tabla III.2 Definición original de los CCM (Maddox, 1980)

Zipser (1982) amplía la definición de Maddox, concretando más cuál ha de ser la estructura nubosa. Define un Complejo Convectivo Mesoescalar de la siguiente forma:

*“Sistema nuboso y de precipitaciones (junto con el sistema de circulación asociado) que incluye un grupo de cumulonimbos durante la mayor parte de su ciclo de vida”.*

A través de estudios posteriores, Augustine y Howard (1988) y McAnelly y Cotton (1989) encontraron que para definir la condición de duración de los sistemas convectivos, basta con utilizar el umbral más frío de los dos propuestos por Maddox, ya que de otra forma se introduce más ambigüedad y complicaciones en el cálculo. Estos últimos modificaron además levemente los umbrales que inicialmente marcó Maddox, fijándolos en  $-33.2^{\circ}\text{C}$  y  $-52.2^{\circ}\text{C}$  en vez de  $-32^{\circ}\text{C}$  y  $-52^{\circ}\text{C}$ .

Posteriormente Augustine y Howard (1991) propusieron el umbral de  $-52^{\circ}\text{C}$  para clasificar los fenómenos, actualmente admitida por toda la comunidad científica. Así, la definición basada en las imágenes de satélite se simplifica, atendiendo exclusivamente al área encerrada delimitada por la isoterma de  $-52^{\circ}\text{C}$ . Por lo tanto, la definición de un CCM queda de la siguiente forma:

Característica	Condición
Tamaño	El área delimitada por la isoterma de $-52^{\circ}\text{C}$ ha de tener una extensión mayor de $50.000\text{ km}^2$ .
Fase inicial	A partir del cumplimiento de la condición.
Duración	Se debe satisfacer la condición por un periodo superior a de 6 h.
Máxima extensión	Cuando la cubierta nubosa definida por la isoterma de $-52^{\circ}\text{C}$ alcanza su máxima extensión.
Forma	La excentricidad (eje menor/eje mayor) ha de ser Mayor o igual a 0.7.
Fase final	Cuando deja de satisfacerse la condición

Tabla III.3 Definición de Complejos Convectivos Mesoescalares basada en el análisis de las imágenes realizadas en el IR. (Augustine y Howard, 1991).

Según lo expuesto hasta ahora, las principales diferencias entre un SCM y un CCM estriban en que estos últimos pertenecen a la escala meso- $\alpha$ , exigiéndoseles además que tengan una forma cuasi-circular, introducida a través de la exigencia de que la excentricidad sea mayor o igual a 0.7. Esta última característica está de acuerdo con la afirmación de que los CCM no son más que una forma inercial estable de los SCM más desarrollados cuyo radio inercial excede al de Rossby (Cotton et al., 1989). Las características físicas les confieren una gran duración (en muchos casos mayor de 24 horas).



### **III. 2. 1 Estudio de un fenómeno paradigmático.**

El análisis de las condiciones sinópticas presentes durante el ciclo de vida del fenómeno convectivo que produjo la mayor precipitación histórica, permitirá una aproximación a los patrones en los que se registran los CCM. Estas son sus características: se gestó, desarrolló y disipó durante los días 2, 3 y 4 de noviembre de 1987. Como ya se ha señalado, las precipitaciones fueron importantes en toda la Comunidad Valenciana, pero particularmente cuantiosas en Gandía (1.136 mm en 36 horas) o 817 mm en Oliva en un sólo día.

En el Boletín Meteorológico Diario del día 2 de noviembre, a las 1200 UTC, aparece en el análisis de superficie una baja bastante profunda y activa, acompañada de un frente frío sobrepasando las Canarias, un frente cálido a punto de entrar por el sur de Galicia y entre estos dos, un frente ocluido frío. La configuración de las isobaras determina que la dirección del viento sea del sudeste, de origen mediterráneo. La topografía de 850 hPa refleja la misma baja que aparecía en superficie (aunque no aparece con tanta claridad). La temperatura del aire a este nivel sobre el Levante es relativamente elevada: en torno a los 12° C.

La topografía de 500 hPa, que desempeña un papel fundamental en el desarrollo de sistemas ciclónicos, aporta un dato significativo: además de la depresión situada sobre el Golfo de Cádiz, se puede ver sobre el área de Levante una zona de difluencia en las isohipsas, que, como señaló Sangster (1979), va asociada a zonas de inestabilidad donde se registran predominantemente las lluvias. Finalmente, en la topografía de 300

hPa se aprecia la rama ascendente de un chorro a la altura del Golfo de Cádiz que rodea al núcleo de la baja, presente también en este nivel.

El día 3 de noviembre a las 1200 UTC la situación ha evolucionado hacia la formación de un núcleo de baja presión sobre la costa de Argel. A esta misma hora en superficie, había atravesado el Levante un frente ocluido frío y detrás se marca con una línea discontinua otro posible frente, sin llegar a determinar el tipo. Esta situación se puede apreciar en la Figura III. 1.

En el nivel de 850 hPa se ha aislado sobre el centro de la Península una zona de aire más frío, pero en Levante se sigue manteniendo la temperatura de 12° C (Figura III.2). En el mapa de 500 hPa, se ve cómo la situación ha evolucionado hacia una estructura donde se pueden diferenciar dos núcleos (alta-baja) con un embolsamiento de aire frío sobre la Península. La zona de Levante sigue conservando las líneas difluentes y por tanto se mantendrán las mismas condiciones reinantes 24 horas antes (Figura III. 3). En el nivel de 300 hPa ha desaparecido el chorro, y se ha situado la depresión al Sudoeste de la Península (Figura III. 4).

Lo más característico de este día es precisamente los dos núcleos diferenciados que se muestran en el nivel de 500 hPa. Este hecho está motivado por la ruptura de ondas de Rossby inestables que producen una bifurcación en el flujo (Pacheco, 1983). Esta configuración sinóptica facilita una situación de bloqueo que conducirá a un estacionamiento del sistema convectivo generado sobre el mismo área.

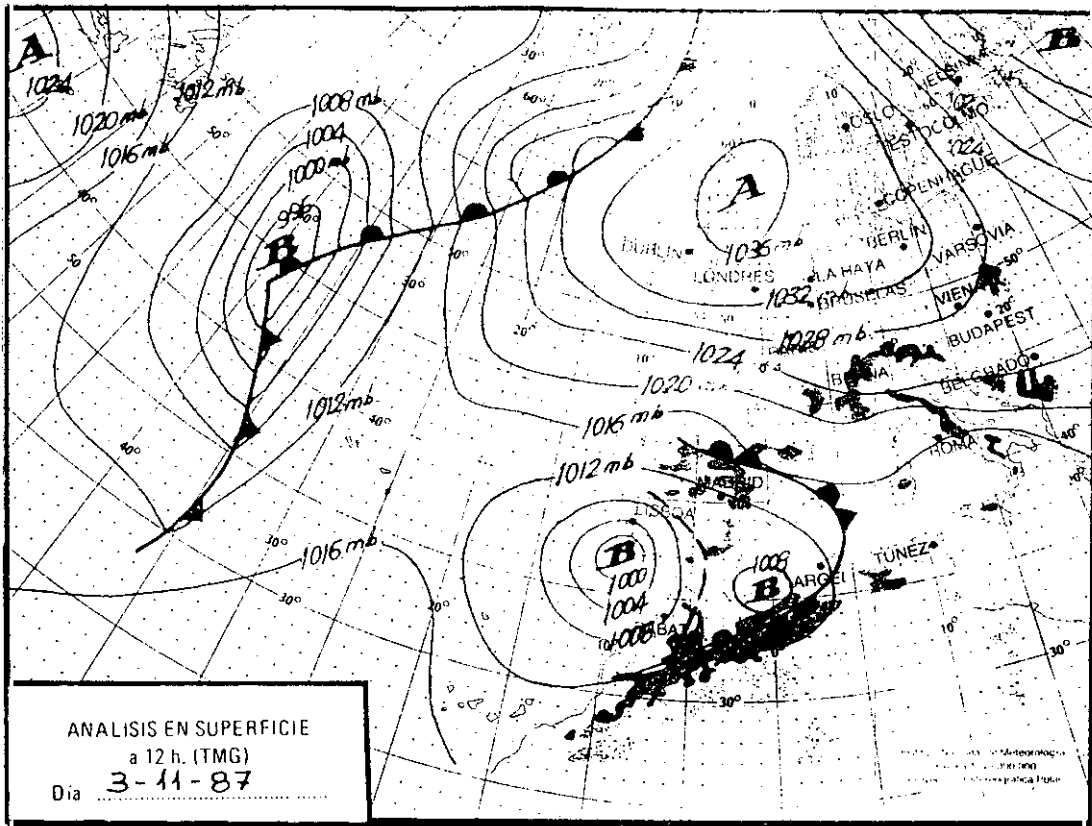


Figura III. 1 Análisis en superficie. 3/11/1987. 12 00 UTC

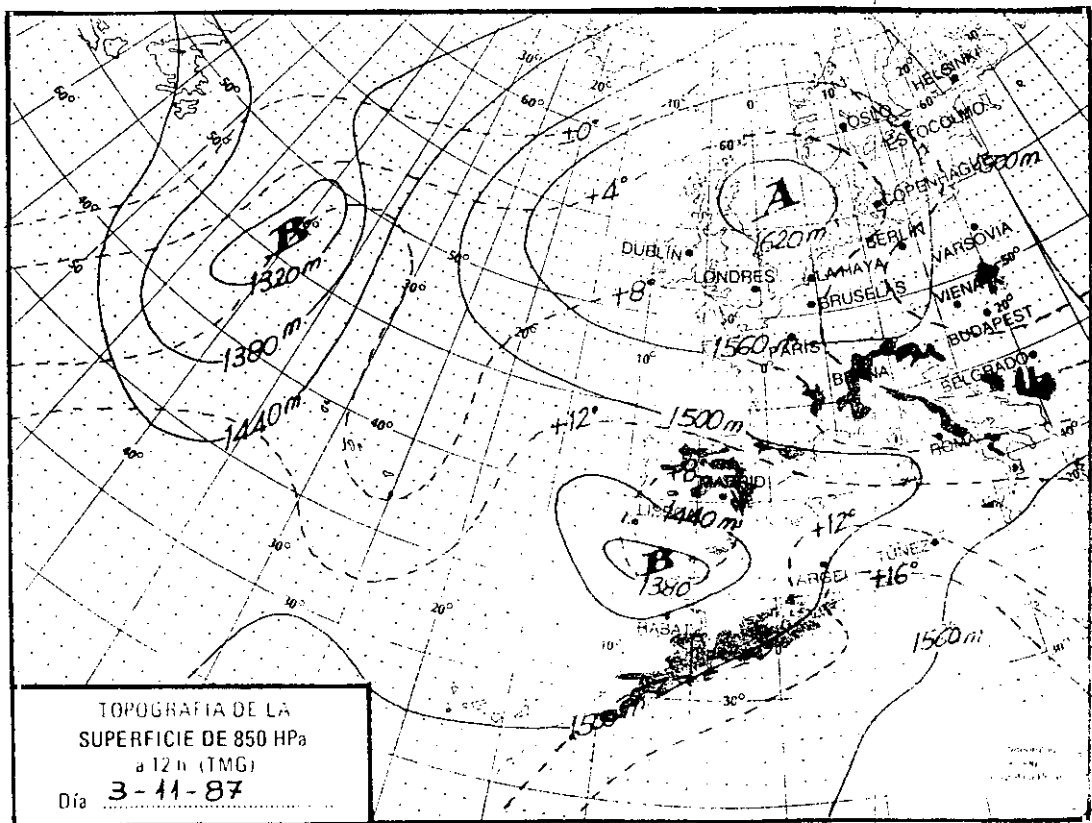


Figura III. 2 Topografía de 850 hPa. 3/11/1987. 12 00 UTC

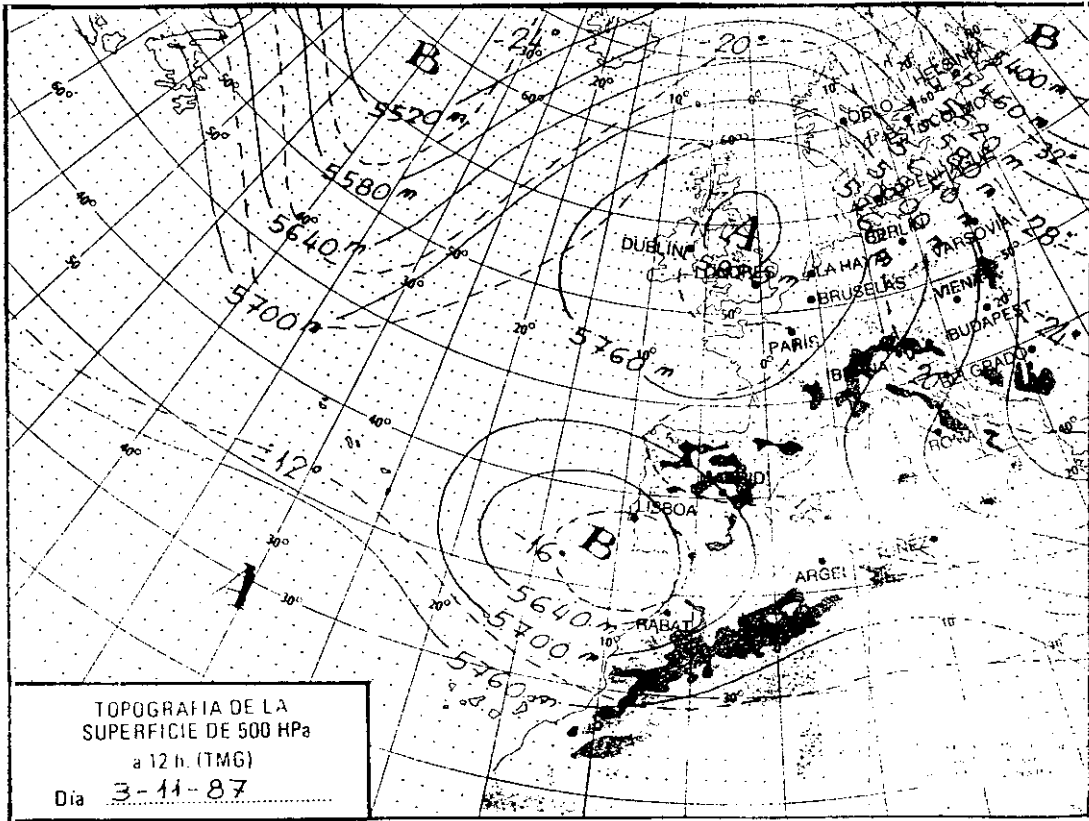


Figura III. 3 Topografía de 500 hPa. 3/11/1987. 12 00 UTC

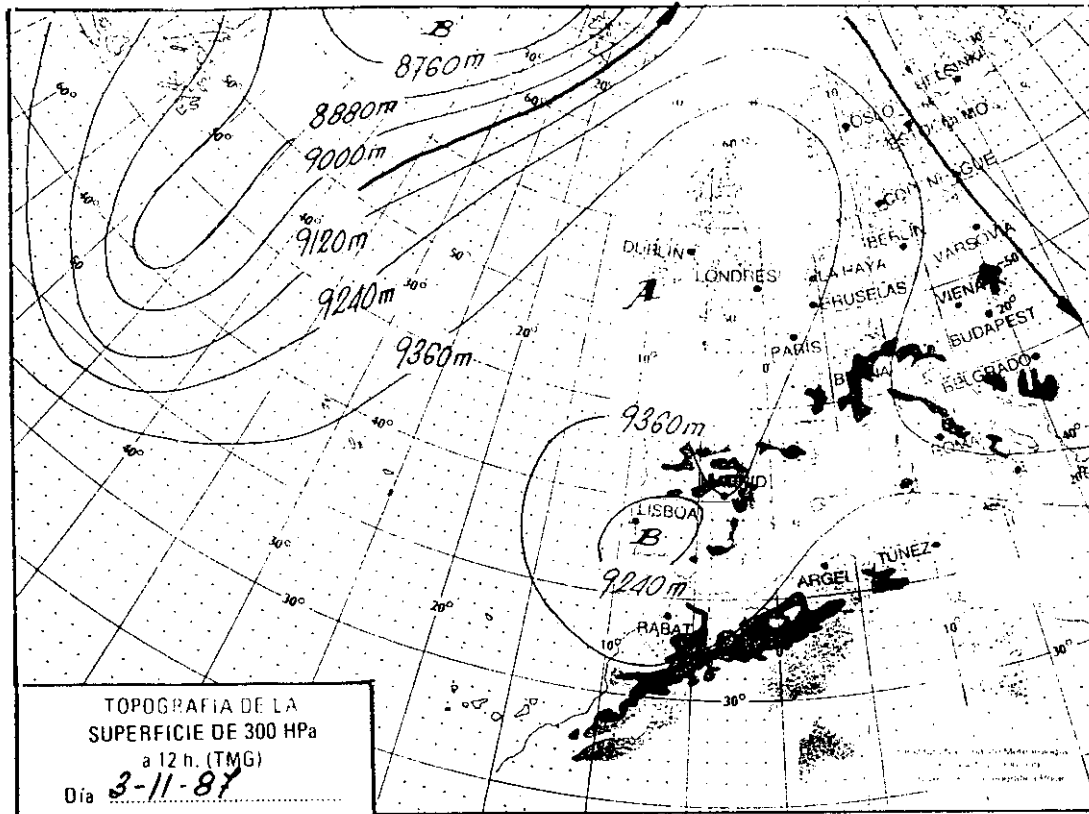


Figura III. 4 Topografía de 300 hPa. 3/11/1987. 12 00 UTC

La imagen IR que se muestra a continuación corresponde a las 6:30 UTC del 3 de noviembre. En ella se puede apreciar perfectamente el sistema convectivo en desarrollo.



Imagen del sistema convectivo en desarrollo.

3/10/87, 0630 UTC

Finalmente, el día 4 de noviembre al las 12 00 UTC ha cambiado la situación sinóptica general. En el análisis de superficie que presenta el Boletín Meteorológico Diario, se observa el paso de un frente frío ligado al anticiclón que estaba al norte de la Península, que va acompañado de vientos del NW. La baja que 24 horas antes era bastante profunda, se ha rellenado alcanzando los 1012 hPa en su centro, muy lejos ya de los 992 hPa del día 2 y perdiendo su actividad. El nivel de 850 hPa refleja todavía la misma temperatura del aire en la zona, entre 8° y 12° C y desapareciendo la depresión del Golfo de Cádiz en este nivel.

La topografía de 500 hPa muestra cuál ha sido la evolución final del fenómeno: ha desaparecido del todo la depresión de días anteriores y los embolsamientos de aire

frío. Atendiendo a las isohipsas de este mapa, se puede comprobar que no hay ninguna sobre la Península, indicativo del fin del fenómeno y la inestabilidad de días precedentes. Solamente es posible observar con claridad la baja del Golfo de Cádiz en el mapa de 300 hPa, en el que aparece situada sobre la Península como último resto de un núcleo que 48 horas antes estaba muy activo.

Como complemento a la información recogida en los diversos mapas sinópticos de estos tres días, se muestra la imagen de IR del sistema convectivo a las 5:30 UTC del 4 de noviembre de 1987, momento en que prácticamente se ha disipado. En esta imagen se pueden resaltar dos hechos: en primer lugar, aunque han transcurrido más de 24 horas desde el inicio del fenómeno, el núcleo sigue localizado sobre la misma zona. Este dato es fundamental para poder explicar el porqué de estos registros tan elevados, ya que el sistema permanece estacionario y toda la precipitación la recibe el mismo área geográfica. En segundo lugar, se puede ver cómo aparece una banda nubosa junto con el núcleo que se está analizando. Esto muestra como, pese a ser estructuras aisladas, no implica necesariamente que es la única nubosidad presente.

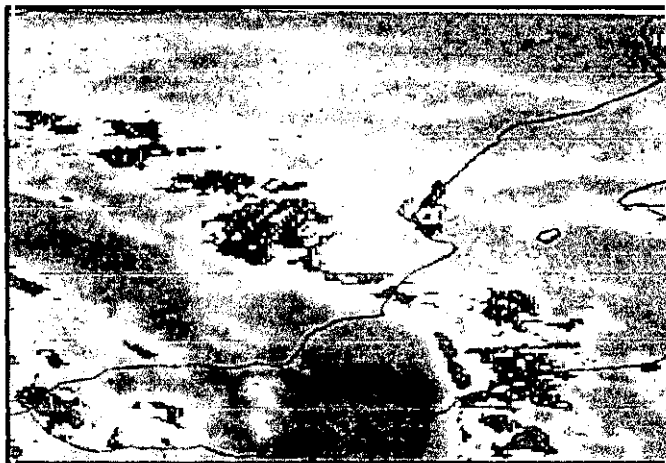


Imagen IR del sistema convectivo en su fase final.

4/10/1987, 0530 UTC.

Finalmente se muestra la distribución de la precipitación recogida en el mapa pluviométrico (Figura III. 5). Puede observarse cómo se recogieron precipitaciones superiores a 50 mm en una gran zona, pero la afectada por las precipitaciones intensas es muy pequeña y está situada junto al mar, lo que da una idea de la irregularidad de las precipitaciones.

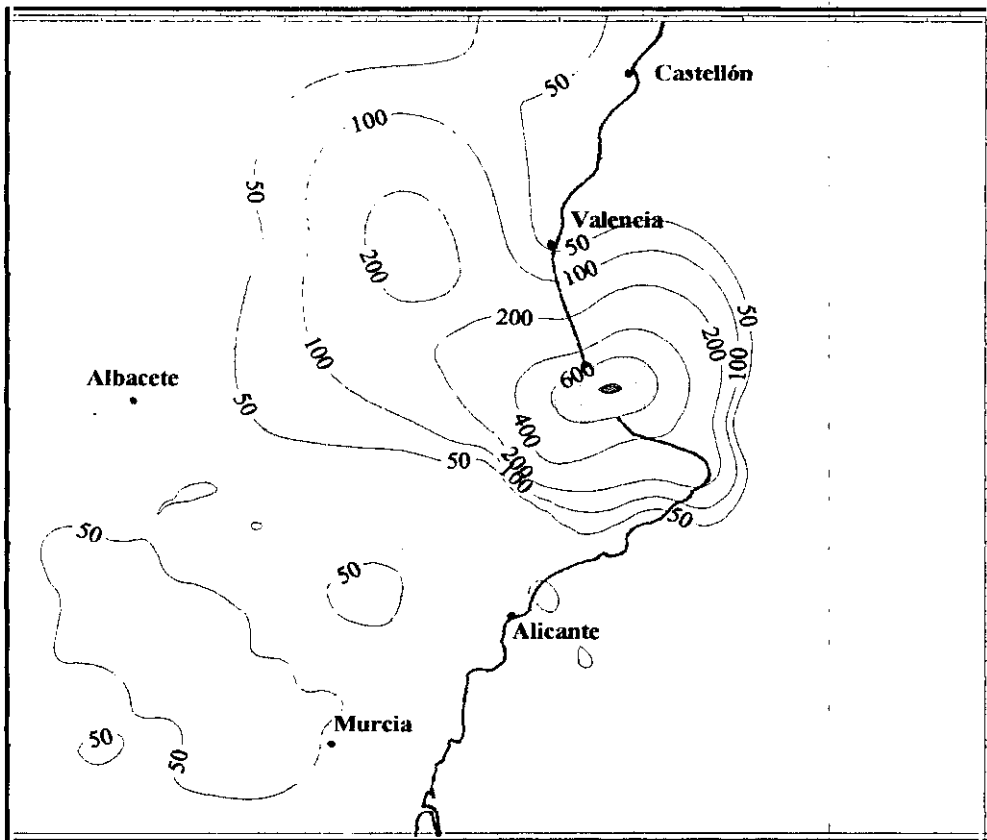


Figura III. 5. Mapa Pluviométrico correspondiente al episodio de los días 3 y 4 de Noviembre de 1987. El núcleo gris oscuro registró precipitaciones de hasta 817 mm en 24 horas.

La estructura atmosférica que produjo la máxima precipitación histórica se ha identificado como un CCM, ya que cumple las condiciones exigidas en la Tabla III.3. Cabe ahora preguntarse si otros fenómenos causantes de precipitaciones intensas

pueden identificarse como los sistemas convectivos cuyas características se han descrito. Para ello, se realizará un estudio que englobe todos los episodios de fuertes precipitaciones registrados en nuestro país desde 1990 a 1994. Esta caracterización de los sistemas convectivos permitirá comprobar si las características sinópticas y mesoescalares encontradas condicionan la génesis, evolución y desarrollo de este tipo de estructuras. Así mismo, se podrán identificar los patrones sinópticos que subyacen y cuales son los principales procesos físicos que están teniendo lugar.



### **III.3 Caracterización de Sistemas Convectivos.**

La caracterización de los sistemas convectivos se va abordar desde dos perspectivas: por una parte, clasificando las situaciones sinópticas que han concurrido en la génesis y desarrollo de estos sistemas que han causado precipitaciones intensas y por otra, determinando y analizando diversos procesos físicos que han tenido lugar durante su ciclo de vida. Este análisis se hará con especial énfasis para los Complejos Convectivos Mesoescalares puesto que son los responsables de las precipitaciones más intensas. El periodo analizado será el comprendido entre 1990 y 1994.

#### **III. 3. 1 Determinación de los Sistemas Convectivos**

Durante esta época se han detectado 29 periodos en los que se produjeron precipitaciones intensas. Una vez que se han identificado, se ha procedido a consultar el Boletín Meteorológico Diario para analizar la configuración sinóptica que se daba en ese momento. Para este estudio se han tomado el nivel de superficie y las topografías de 850, 500 y 300 hPa como las más representativas, niveles tipo que también han sido escogidos por Augustine y Howard (1991) o Johnson et al. (1995) entre otros. Como resultado de esta clasificación, se ha elaborado una tabla en la cual figura en la primera columna el periodo en el que se registró alguno de estos fenómenos, y en la segunda el patrón sinóptico general reinante sobre la Península.

<b>Periodo</b>	<b>Situación sinóptica</b>
8-9/9/90	Vaguada
11/9/90	Depresión
16/9/90	Vaguada+Chorro
24-25/9/90	Frente+Depresión+Chorro
2-3/10/90	Vaguada
9-11/10/90	Depresión
10/11/90	Depresión
19/12/90	Depresión
20/8/91	Depresión + Chorro
31/8-2/9/91	Depresión
4-6/9/91	Vaguada
11/9/91	Vaguada
20-21/9/91	Frente+Vaguada
24-26/9/91	Frente+Vaguada
26/10/91	Vaguada
8/9/92	Frente+Vaguada+Chorro
21-23/9/92	Depresión
26-27/9/92	Frente+Vaguada+Chorro
8-10/9/92	Vaguada+Chorro
24/8/93	Frente+Vaguada+Chorro
6-7/9/93	Frente+Depresión+Chorro
22-24/9/93	Frente+Vaguada+Chorro
19/10/93	Frente+Depresión+Chorro
27-28/10/93	Depresión+Chorro
1/8-1/9/94	Frente+Vaguada+Chorro
12-14/9/94	Frente+Vaguada+Chorro
28-29/9/94	Depresión
6-7/10/94	Vaguada+Chorro
9-11/10/94	Vaguada+Chorro

Tabla III. 4 Patrones sinópticos reinantes en periodos de precipitaciones intensas.

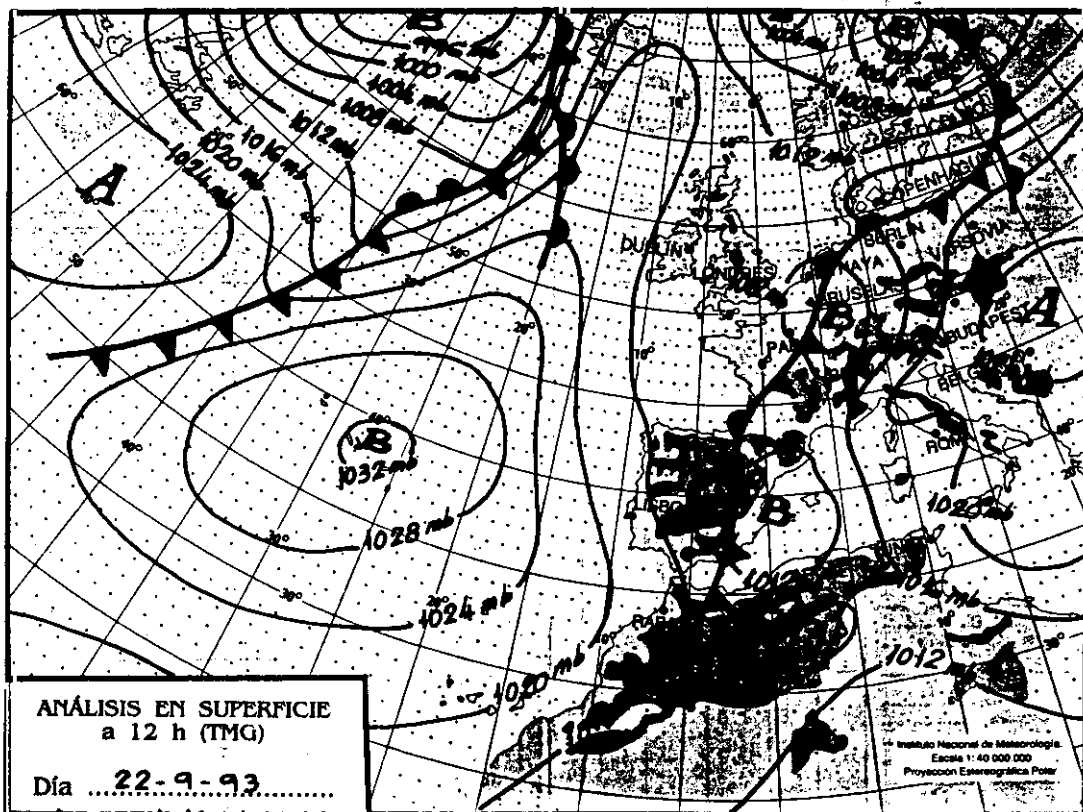
De la tabla anterior se desprende una consecuencia inmediata: los Sistemas Convectivos Mesoescalares y los Complejos Convectivos Mesoescalares se han formado durante el periodo 1990-94 exclusivamente bajo dos situaciones sinópticas, que se pueden definir mediante una vaguada (que se definirá como Tipo 1) o una depresión (Tipo 2). Si se tiene en cuenta el número de fenómenos que se registran con cada configuración, se observa que no hay ninguna que predomine especialmente sobre

la otra: en 17 ocasiones se ha registrado una vaguada y en 12 una depresión (Hernández et al., 1997b). Sus características son las que se exponen a continuación.

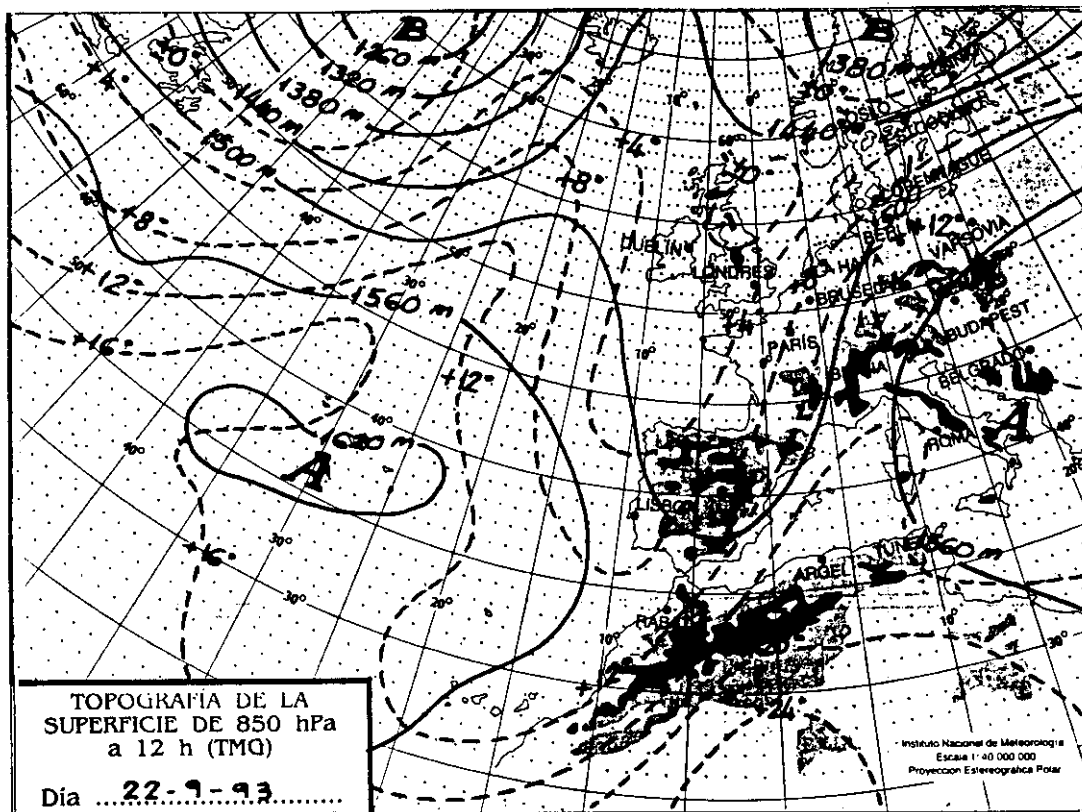
## **TIPO 1**

Se denomina como Tipo 1 a la situación meteorológica caracterizada por una vaguada, observable en los niveles de 500 y 300 hPa. En superficie, se encontrará normalmente un frente de distinto tipo (generalmente frío) y en el nivel de 300 hPa se puede dar la presencia de un chorro. La vaguada será la característica determinante de las tres citadas anteriormente y que por tanto identificará a este tipo. Su eje estará situado en la dirección N-S o NE-SW e irá asociado a una onda térmica, en fase o no, formando una lengua de aire frío que podrá alcanzar los  $-24^{\circ}$  C. Será preciso analizar si las isohipsas forman áreas difluentes ya que en estas zonas es donde se producen las precipitaciones más intensas (Sangster, 1979). Este tipo de configuración no es exclusivo de nuestra Península, y se ha detectado en otras localizaciones (Trier et al., 1991; Loherer y Johnson, 1995).

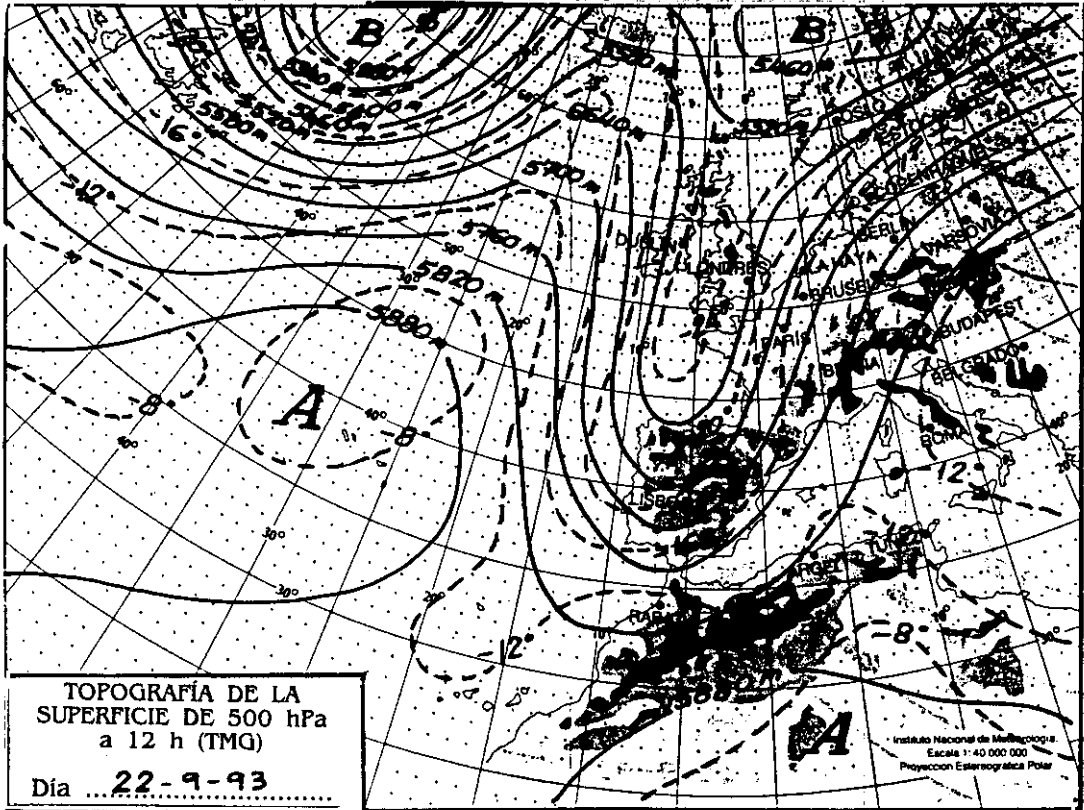
Como ejemplo de este tipo se ha elegido la situación del día 22 de septiembre de 1993. Se registraron 50 mm en 4 horas en Barcelona, aunque afectó a toda la provincia. En las siguientes figuras se muestran los distintos niveles utilizados para la caracterización, apreciándose en ellos las configuraciones antes expuestas.



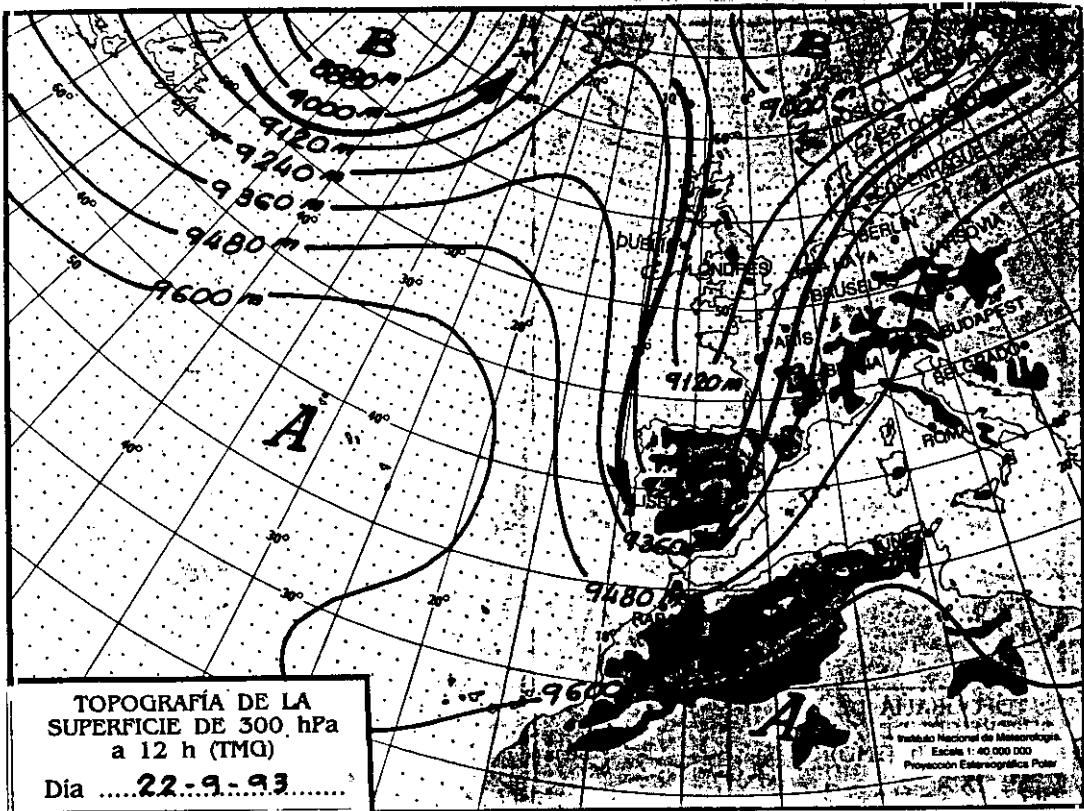
Tipo 1. (1) Análisis de superficie. Baja acompañada de frentes. 22/9/93, 12 UTC



Tipo 1 (2) Topografía de 850 hPa. Vaguada y onda térmica. 22/9/93, 12 UTC



Tipo 1 (3) Topografía de 500 hPa. Vaguada y onda térmica. 22/9/93, 1200 UTC



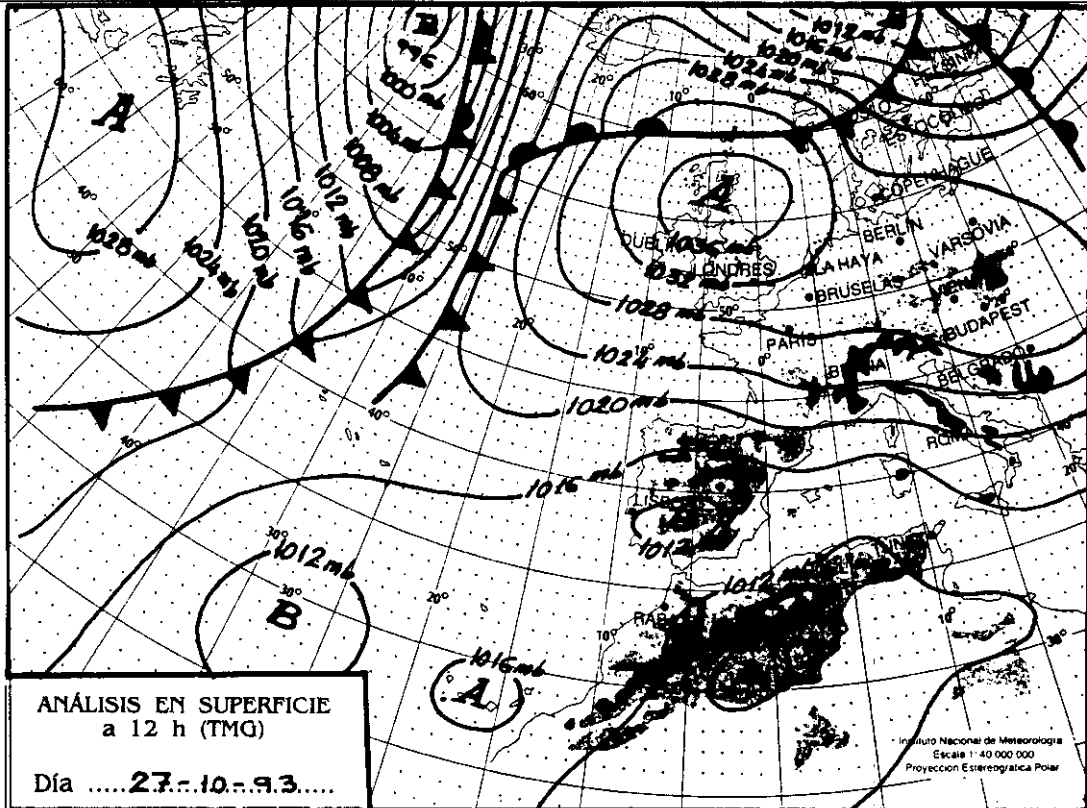
Tipo 1 (4) Topografía de 300 hPa. Vaguada y chorro. 22/9/93, 12 00 UTC

## **TIPO 2**

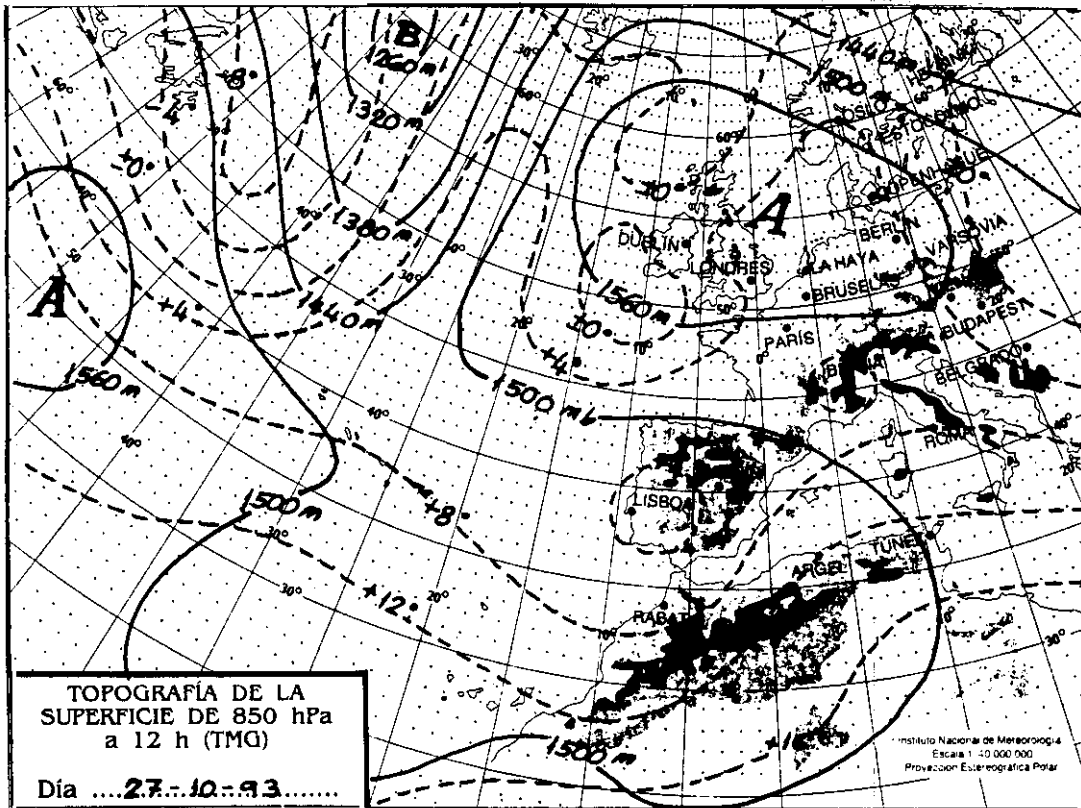
Se denomina Tipo 2 a la situación meteorológica caracterizada por una depresión, al oeste o sobre la Península, observable en los niveles de 500 y 300 hPa. En superficie, se encontrará normalmente un núcleo de baja presión al norte de África, normalmente sobre Argelia y en el nivel de 300 hPa se podrá encontrar frecuentemente un chorro. Lo característico y determinante en esta situación será la formación de dos núcleos diferenciados de alta-baja separados de la corriente general. El área correspondiente a la baja encerrará una bolsa de aire frío, que estará comprendido entre  $-16^{\circ}$  y  $-24^{\circ}$  C (de donde recibe el nombre de gota fría). Este tipo de configuración, a diferencia del anterior, es característico de nuestra localización geográfica.

La génesis de este fenómeno ha sido explicada mediante la ruptura de ondas inestables de Rossby, que produce una bifurcación en el flujo y la formación de este par alta-baja. La inestabilidad de la corriente en chorro se reduce al ceder parte de la energía a la perturbación, que la transforma en energía cinética (Pacheco, 1983). Al este de la depresión se forma un área de difluencia que al igual que sucede con el Tipo 1 va asociado a áreas con altas precipitaciones.

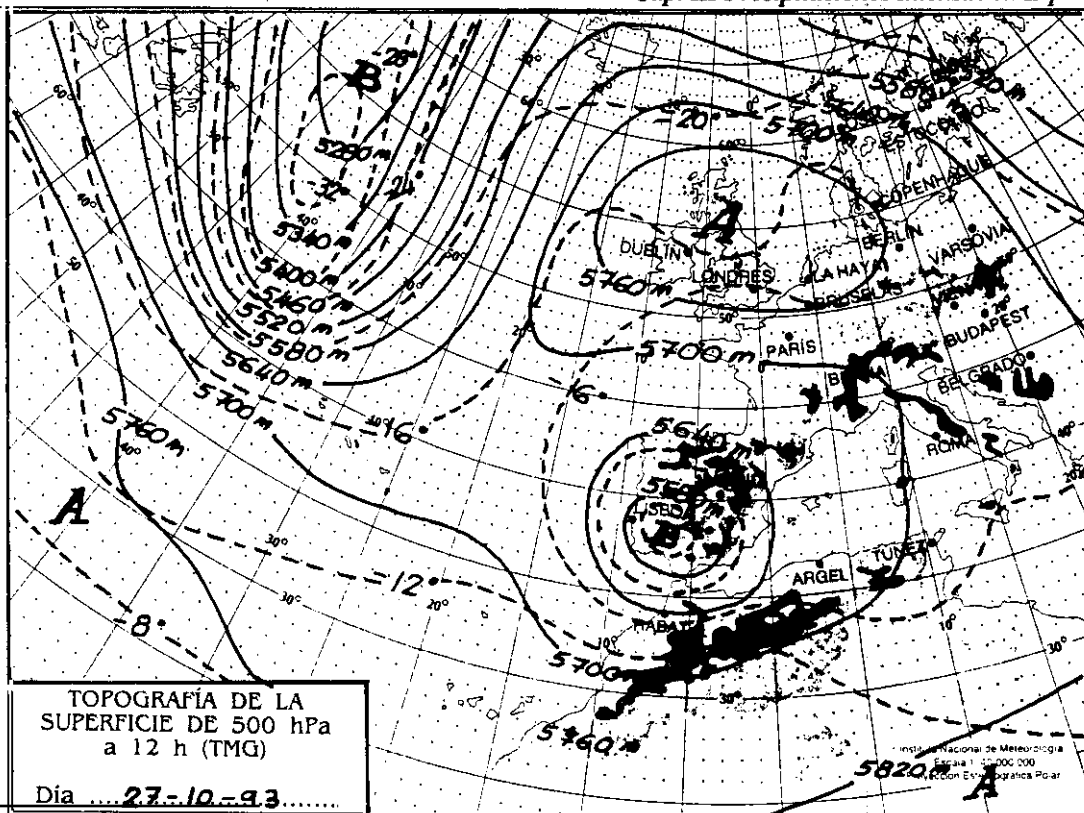
Para ilustrar este tipo se ha elegido la situación del día 27 de octubre de 1993. Las precipitaciones fueron mucho más importantes que en el ejemplo anterior: 170 mm en Gandía (Valencia), 45 mm en el aeropuerto de Valencia y 73 mm en S. Javier (Murcia).



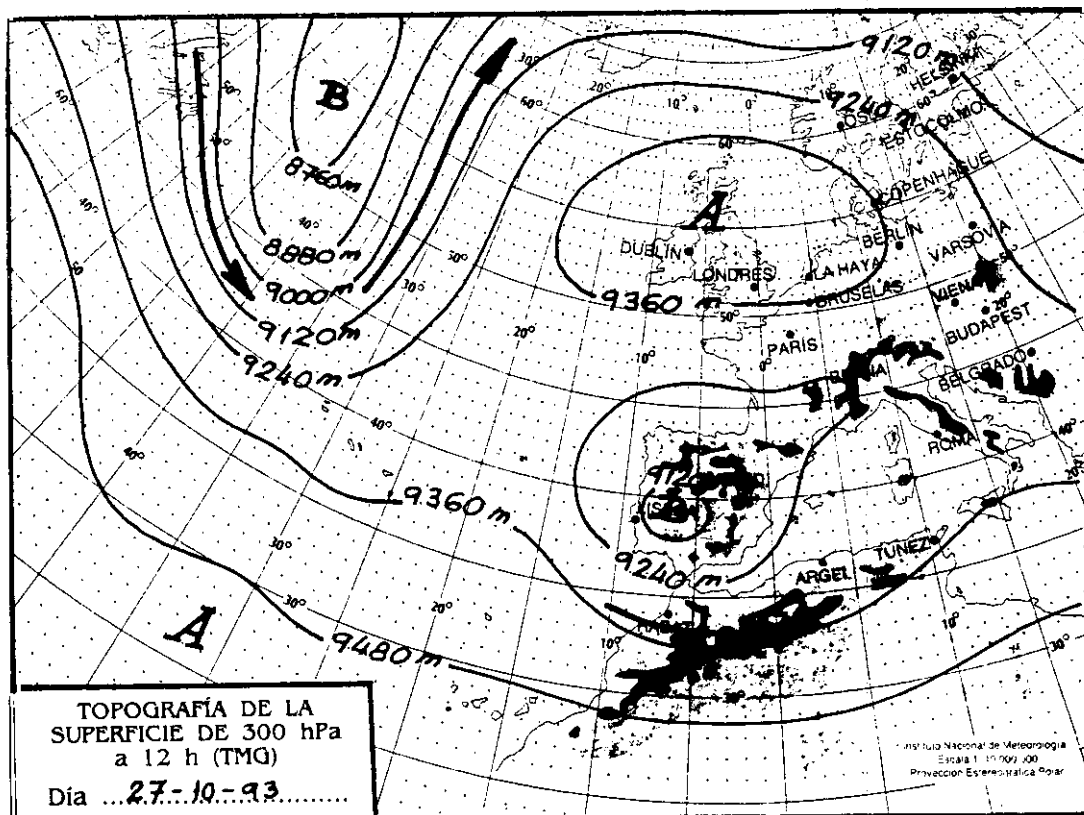
Tipo 2. (1) Análisis de superficie. Baja del norte de África. 27/10/93, 1200 UTC



Tipo 2 (2) Topografía de 850 hPa. 27/10/93, 12 00 UTC



Tipo 2. (3) Topografía de 500 hPa. Par Alta-Baja. 27/10/93, 1200 UTC



Tipo 2 (4) Topografía de 300 hPa. 27/10/93, 12 00 UTC



El hecho de que la totalidad de los casos en los que se ha producido una precipitación intensa en el periodo analizado corresponda a estos dos patrones sinópticos, permitirá, una vez identificadas éstos, discriminar aquellas situaciones meteorológicas en las que se desarrollan los CCM. De esta forma se podrá limitar el análisis a los días en que estén presentes. Es significativo también que un número alto de casos (15 de 29) concurre la presencia de un chorro con el desarrollo de un sistema convectivo. Dado que los SCM pueden desarrollarse sin la presencia del chorro, éste vendría a favorecer su total desarrollo (Leary y Rappaport, 1987). Esta interacción es de hecho mutua, ya que se ha demostrado que los SCM y CCM modifican la circulación en el chorro y éste puede aumentar su velocidad hasta alcanzar un incremento de  $15 \text{ ms}^{-1}$  (Keyser y Johnson, 1984).

En los 29 periodos señalados se formaron 67 SCM y 15 CCM. Se han representado el número de fenómenos detectados con relación a los meses en los que se produjeron. El fin de esta representación es analizar cuál es la distribución temporal de estos fenómenos y extraer las posibles consecuencias.

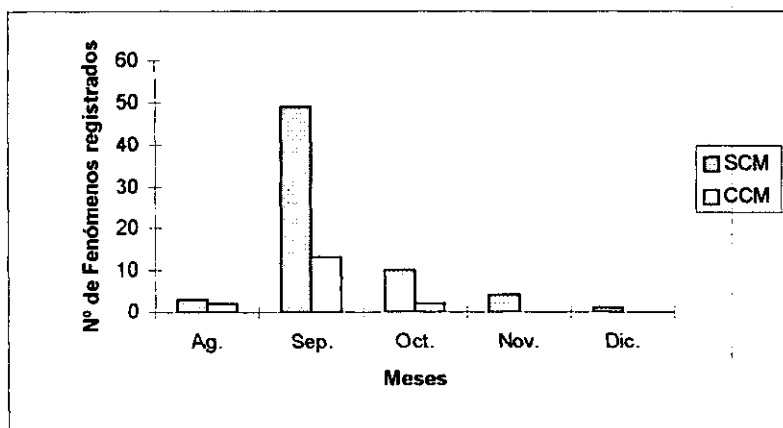


Fig. III.6 Distribución mensual

Atendiendo a la Figura III.6, se puede observar que la gran mayoría de los SCM y CCM se desarrollan en un plazo de unos dos meses: mes de septiembre y primera o segunda semana del mes de octubre. En estos cinco años analizados, sólo ha aparecido un fenómeno aislado fuera de estas fechas, concretamente en diciembre<sup>2</sup>.

La razón de esta distribución temporal hay que buscarla en la propia génesis de estos fenómenos en nuestras latitudes. A primeros de septiembre empiezan las primeras intrusiones de aire frío en los niveles medios y altos de la atmósfera, mientras que la presencia de la característica baja del norte de África favorece un flujo de vientos del E o SE. Este flujo de aire inyecta en los niveles inferiores aire cálido y húmedo del Mediterráneo que va a alimentar el desarrollo de los SCM mientras se mantenga la situación sinóptica que los favorece (Hernández et al., 1994a, 1995a). Es este mes, por tanto, el más propicio para el desarrollo de SCM y CCM según el patrón observado: flujo de aire cálido y húmedo en los niveles inferiores de la atmósfera (hasta los 850 hPa) y la presencia de un núcleo frío en los niveles medios y altos de la misma (Hernández et al., 1995b).

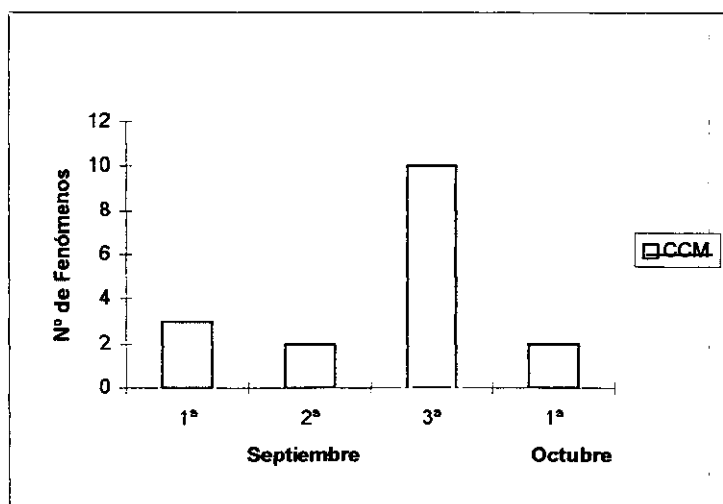


Fig. III.7 Distribución por decenas

<sup>2</sup> 19/12/90, un SCM que permaneció sobre el Golfo de Cádiz 15 horas.

Si se observa además la estadística que recoge la distribución decenal de los CCM por meses (Fig. III.7), ésta presenta una asimetría mayor que la apreciada en la distribución mensual, más aun si se tiene en cuenta que los dos CCM de agosto se desarrollaron el día 31. Esta figura refleja que la mayor parte de los CCM se desarrollan en la tercera decena de septiembre, periodo que por tanto habrá que seguir con especial atención.

Una vez que se han determinado y caracterizado cuales son los patrones sinópticos que acompañan la génesis de estos fenómenos convectivos, se van a caracterizar en particular los CCM, que, como ya se ha mencionado, han producido las precipitaciones más intensas. Se han identificado un total de 15 en el periodo seleccionado para el estudio. En la Tabla III.5 se muestran sus características, que coinciden con las de la definición de Augustine y Howard (1991) y se incluye además la información referente al origen y disipación según una clasificación similar a la presentada por Bluestein y Parker (1993) para sistemas convectivos aislados.

Número de orden	Fecha	Inicio	Fin	Max. Ext. (km <sup>2</sup> )	T. Min. (° C)	Excen- tricida d	Origen	Fin
1	25/9/90	18:00	1:00	120.000	-64° C	0.7	F.N.	N.A.
2	9/10/90	9:00	16:30	90.000	-66° C	0.7	N.A.	N.A.
3	31/8/91	1:00	9:00	64.000	-65° C	0.7	F.N.	Fracc.
4	11/9/91	16:00	23:00	79.000	-66° C	0.9	F.N.	Fracc.
5	25/9/91	12:00	20:30	96.000	-72° C	0.7	N.A.	Fracc.
6	21/9/92	18:00	3:00	159.000	-69° C	0.7	F.N.	Fracc.
7	22/9/92	3:00	4:30	161.000	-68° C	0.7	F.N.	Fracc.
8	23/9/92	13:00	19:30	125.000	-70° C	0.7	F.N.	Fracc.
9	26/9/92	12:00	3:00	161.000	-72° C	0.7	F.N.	N.A.
10	27/9/92	13:00	10:30	226.000	-75° C	0.7	N.A.	Fracc.
11	22/9/93	14:30	19:00	60.000	-62° C	0.7	F.N.	Fracc.
12	31/8/94	10:30	16:30	59.000	-60° C	0.7	N.A.	Abs.
13	14/9/94	1:30	10:00	112.000	-64° C	0.7	F.N.	Abs.
14	29/9/94	8:30	15:30	69.000	-68° C	0.8	F.N.	Fracc.
15	10/10/94	8:30	13:30	56.000	-68° C	0.7	F.N.	Abs.

Tabla III. 5. Características de los CCM identificados en el periodo 1990-94.

Abreviaturas empleadas: F.N : Fusión de núcleos previos, N.A: Núcleo Aislado, Fracc: Fraccionamiento en unidades menores, Abs: absorbido por otro sistema convectivo.

En la tabla anterior aparecen dos CCM que no cumplen estrictamente todas las características exigidas en la Tabla III.3. Así, el sistema convectivo 11, del 22/9/93, y el del 10/10/94 presentan una duración inferior a las 6 horas. A pesar de esto, y dado que el resto de sus características concuerdan con las establecidas para los CCM, se les ha incluido como tales. Además de éstos cabría destacar el fenómeno del 27 de septiembre de 1992, que con un tamaño máximo de 119.000 km<sup>2</sup> y una duración de más de 10 horas no cumple la condición de CCM por presentar una excentricidad de 0.3. Según

una reciente clasificación propuesta por Shemo y Evans (1996), constituiría un CCC (Convective Cloud Cluster).

Analizando la tabla anterior queda patente que la gran mayoría de los CCM se originan a partir de fusión de núcleos previos (11 de 15) y que se disipan por fraccionamiento (9 de 15). También se puede comprobar cómo los Complejos Convectivos llegan a alcanzar extensiones enormes. Concretamente, el que se ha identificado con el número 10 llegó a tener más de 500 km de diámetro (área encerrada por la isoterma de  $-52^{\circ}\text{C}$ ), suponiendo que la forma del CCM era circular. Este fenómeno produjo 115 mm de precipitación en la zona norte de Barcelona y 221 mm en Amposta (Tarragona) en sólo 2 horas.

Otro aspecto de gran interés es conocer cuales han sido las trayectorias seguidas por los CCM desde su formación hasta su disipación. Este tipo de representaciones proporciona una valiosa información acerca del comportamiento de los sistemas convectivos (Rodgers et al., 1985; Augustine y Howard, 1991 o Lohrer y Johnson, 1995). Además, el estudio de las trayectorias permite determinar cuáles son las áreas más afectadas y hacia dónde se desplazan preferentemente.

Para trazar las trayectorias que se muestran a continuación, se ha seguido el siguiente procedimiento:

1. Se determina el área encerrada por la isoterma de  $-52^{\circ}\text{C}$  en cada imagen IR.
2. Se calculan las coordenadas geográficas del centroide.
3. Se trazan la trayectoria en el mapa.

Las siguientes gráficas representan las direcciones principales que han seguido cada uno de los CCM de la Tabla III.5. Estas últimas se han elaborado a partir de la dirección media mantenida durante el ciclo de vida del CCM. Se presentan en un cuadro para cada uno de los años analizados y son las que se aparecen a continuación.

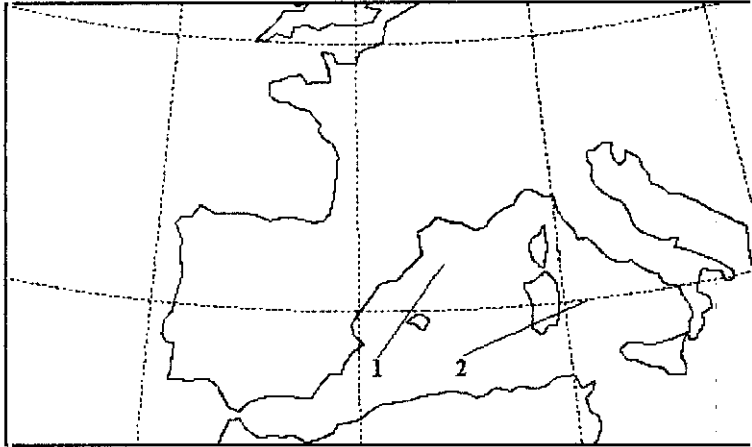


Fig. III. 8a. Trayectorias de los CCM registrados en 1990

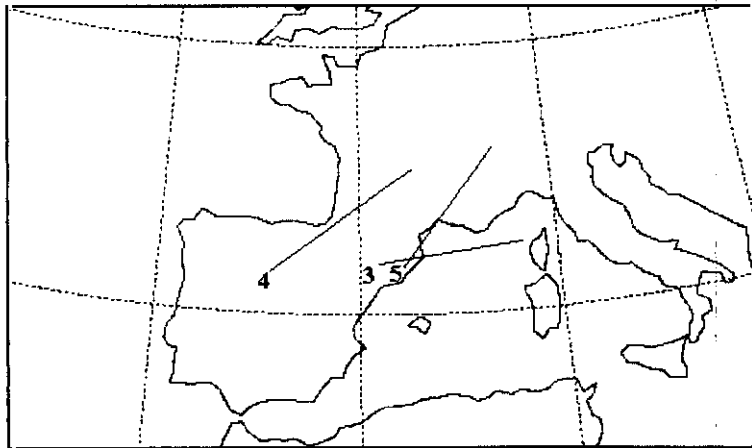


Fig. III. 8b. Trayectorias de los CCM registrados en 1991

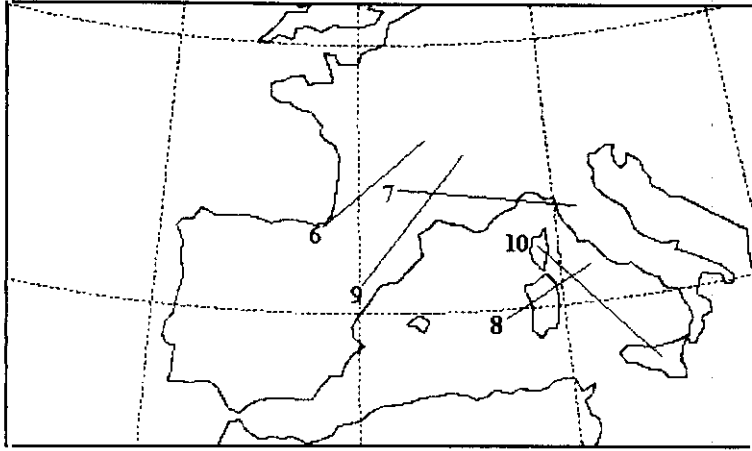


Fig. III. 8c. Trayectorias de los CCM registrados en 1992

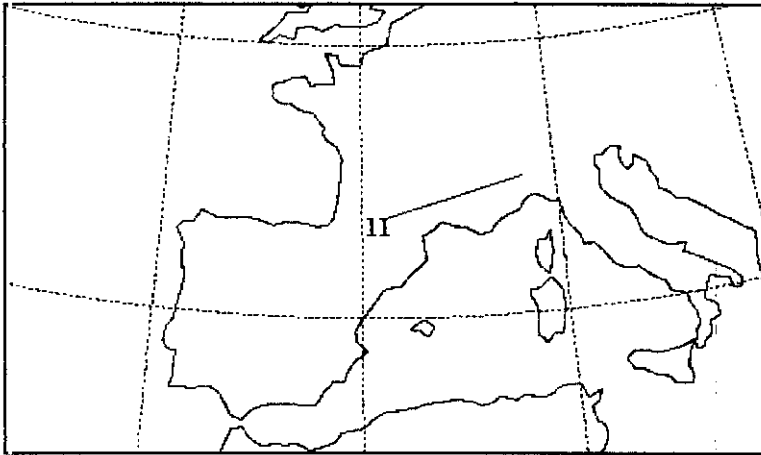


Fig. III. 8d. Trayectorias del CCM registrado en 1993

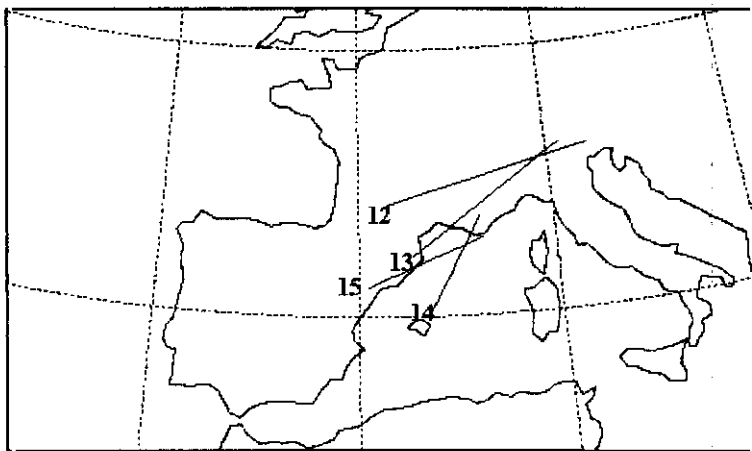


Fig. III. 8e. Trayectorias de los CCM registrados en 1994

Los mapas correspondientes a las trayectorias reflejan un comportamiento similar en este periodo: la mayor parte de los CCM surgen cerca de la costa o sobre el mismo Mar Mediterráneo, desplazándose mayoritariamente hacia el E o NE. Estas direcciones son concordantes con los dos tipos de situación sinóptica asociada ya que siguen las trayectorias que combina la tendencia a desplazarse a la derecha de la dirección que marque el viento en el nivel de 500 hPa (Hernández et al., 1996b). El hecho de que el nivel tipo de 500 hPa sea determinante para conocer el desplazamiento de los CCM concuerda con los resultados obtenidos para otras localizaciones (Miller y Frisch, 1991).

Las trayectorias que han seguido estos sistemas convectivos ponen de manifiesto varias características: en primer lugar, los CCM se pueden formar con o sin forzamiento orográfico. Atendiendo a los puntos de origen de éstos, se puede ver que 5 se forman sobre el mar (1,2,8,10,14), 5 en la costa o cerca de la costa (3,5,9,13,15) y 5 se forman en el interior (4,6,7,11,12). La tercera parte de los Complejos Convectivos Mesoescalares se han iniciado de hecho sobre el mar, lo que cuestiona si es necesario un forzamiento orográfico para su comienzo. En segundo lugar, es muy significativo comprobar cómo estos fenómenos se desplazan atravesando grandes obstáculos montañosos como los Pirineos durante su ciclo de vida (4, 9), llegando incluso a los Alpes (5, 7, 11, 12, 13), lo que pone de manifiesto su gran estabilidad. Según estas trayectorias, se han dirigido al este o al noreste, salvo el fenómeno que se inició sobre la isla de Córcega.



Finalmente, un resultado relevante es que aunque la mayor parte de los CCM se han originado en la Península, se han visto afectadas otras zonas, como el sur de Francia y el norte de Italia. Este hecho debe estar relacionado con la estabilidad inercial que adquieren los CCM al superar su radio el radio de Rossby. De esta forma se posibilitaría que en su desplazamiento puedan superar obstáculos orográficos como los Pirineos (4, 9) alcanzando su actividad incluso a otros países (Hernández et al., 1995a). Sirva como ejemplo el fenómeno del día 22 de septiembre de 1993, que produjo 90 mm de precipitación en Mallorca y Gerona, y 222 mm en Marignan y 301 mm en Nimes (en el sur de Francia).

Las trayectorias han definido básicamente dos grupos diferenciados: los CCM que se generan sobre o cerca de la costa y los que se generan en el interior de la Península, viéndose afectados por la orografía en su ciclo de vida. Este análisis sugiere al menos dos mecanismos físicos relacionados con su desarrollo: la inestabilización de masas sobrecalentadas al atravesar el Mar Mediterráneo (Hernández et al., 1987) y el forzamiento orográfico que implica un ascenso de la masa de aire. Estos dos procesos, unido al de la ciclogénesis catalano-balear se expondrán en el siguiente apartado a partir de ejemplos concretos.

### **III.3.2 Procesos físicos característicos relacionados con el ciclo de vida de los CCM.**

#### Ciclogénesis catalano-balear

El análisis de las configuraciones sinópticas que han dado lugar a los Sistemas Convectivos Mesoescalares y a los Complejos Convectivos Mesoescalares ha puesto de

manifiesto que éstos se desarrollan únicamente bajo dos condiciones: una vaguada o una depresión. Con estas configuraciones, es característico que aparezca una baja en el norte de África. Esta configuración acaba evolucionando hacia la formación de un núcleo de baja presión sobre las Baleares que favorece toda la actividad convectiva y que se desarrolla sólo en 24 horas.

Con objeto de mostrar el mecanismo de formación de este proceso ciclogénico particularmente rápido, se ha realizado un análisis mesoescalar sobre un caso particular en el que se aprecia la formación de este núcleo de baja presión. Para llevarlo a cabo se ha tenido en cuenta la información que proporcionan las estaciones de superficie de España y norte de África. Las isobaras se han trazado de 2 en 2 hPa teniendo presente la dirección del viento en cada estación. Este análisis mesoescalar es el que aparece a continuación.

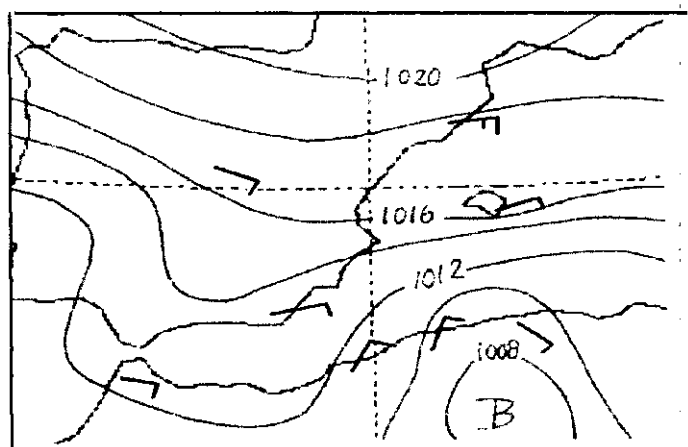


Figura III.9 Análisis de superficie. 8/10/1992. 00 00 UTC

En esta primera figura (Figura III.9) se puede apreciar la característica baja del norte de África. La configuración de las isobaras induce sobre las Baleares viento de

componente este. Precisamente sobre la isla de Mallorca y su entorno se formaron simultáneamente dos Sistemas Convectivos Mesoescalares.

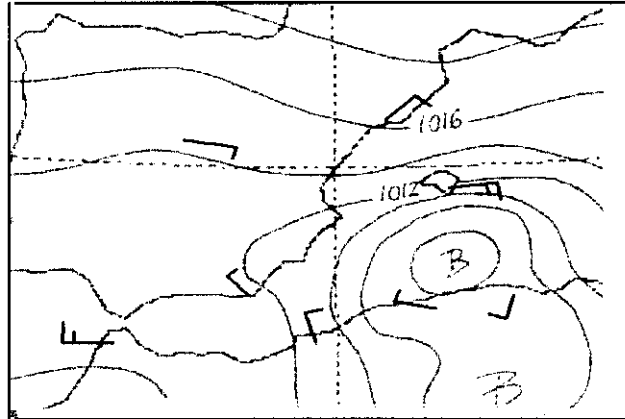


Figura III.10 Análisis de superficie. 8/10/1992. 12 00 UTC

En la Figura III.10, a diferencia de la situación que se observa en las doce horas anteriores, se ha formado un núcleo bérico secundario que tiene incluso menor presión que el centro original. En esta fase del desarrollo el estrangulamiento en las isobaras está a punto de cerrarse de forma que da al nuevo núcleo una identidad propia.

Esto ha permitido que el régimen de vientos sobre las Baleares haya aumentado en intensidad, sin variar prácticamente en la dirección. Si se sigue la trayectoria paralela a las isobaras, se puede ver que el recorrido sobre el Mar Mediterráneo es importante (del orden de 1.000). La masa de aire que alcanza las islas llegará por tanto cargada de humedad debido al calentamiento experimentado al circular sobre África y al aporte de humedad que supone su recorrido sobre el Mediterráneo (Pacheco, 1983).

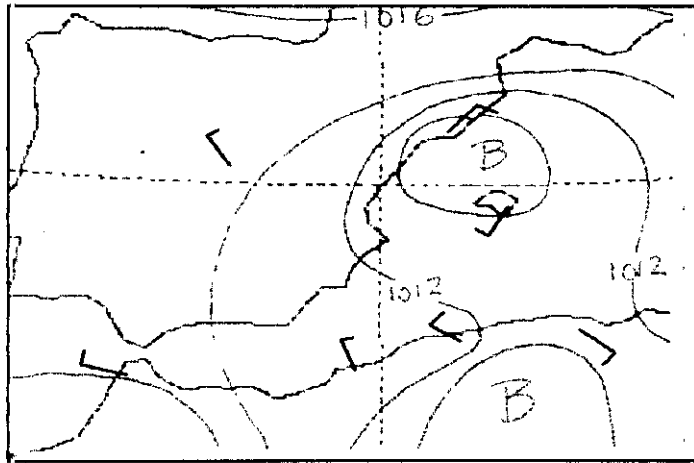


Figura III.11 Análisis de superficie. 9/10/1992. 0000 UTC

En esta última figura del análisis mesoescalar se advierte que en relación con las doce horas anteriores, la baja que se estaba desgajando del núcleo principal del norte de África se ha separado totalmente (Fig. III. 11). Así mismo se puede ver que la baja se ha rellenado, puesto que en instante inicial la presión en el centro era de 1006 hPa y ahora ha pasado a ser de 1010 hPa. La posición de este núcleo de bajas presiones sobre Baleares hace que el régimen de vientos que existía 12 horas antes se haya modificado tanto en intensidad como en dirección, hasta desaparecer prácticamente. Esto coincidió con la disipación de los dos sistemas convectivos, lo que evidencia la relación existente entre los flujos del este y la evolución de los CCM.

### Influencia de la orografía

Este caso corresponde al numerado como 9 en la Tabla III.5, ejemplo de los que se relacionan con un forzamiento orográfico en su génesis y desarrollo. La zona afectada fue la ladera de barlovento de los Pirineos (con altitudes de hasta 3.300 m, 2.200 en el área afectada), atravesando posteriormente esta cordillera para terminar su

ciclo de vida sobre el sur de Francia. Las precipitaciones originadas por este sistema convectivo fueron del orden de 100 mm, separándose en varios núcleos bien diferenciados (Port del Compte 93 mm, Darnius 115 mm).

La configuración sinóptica en la que se desarrolló se caracterizó por una baja en superficie centrada en torno al Golfo de Vizcaya, un frente frío acercándose por el NW y además la característica baja del N de África. Con esta situación se produce un flujo del mediterráneo que va a chocar con la masa fría que aparece por detrás del frente. En el nivel de 850 hPa, aparece una vaguada con el eje orientado según la dirección NE-SW, con una onda térmica desfasada alcanzando ambas el N de África. La temperatura está comprendida entre 4° y 16° C. En 700 hPa, esta vaguada se profundiza con su eje orientado en tono a la dirección N-S. La temperatura de este nivel es de -4° C. En 500 hPa aparece esta misma vaguada en la cual se aprecia al NW una gota fría de -24° C. Para la península aparece un fuerte gradiente de temperatura, comprendido este entre -12° C y -24° C. Sobre esta misma vaguada aparece en el nivel de 300 hPa un chorro que bordea la península, entrando del SW al NE.

Se ha representado la evolución horaria de las áreas encerradas por las diferentes isotermas mientras que el sistema convectivo mantuvo las condiciones exigidas para ser clasificado como CCM.

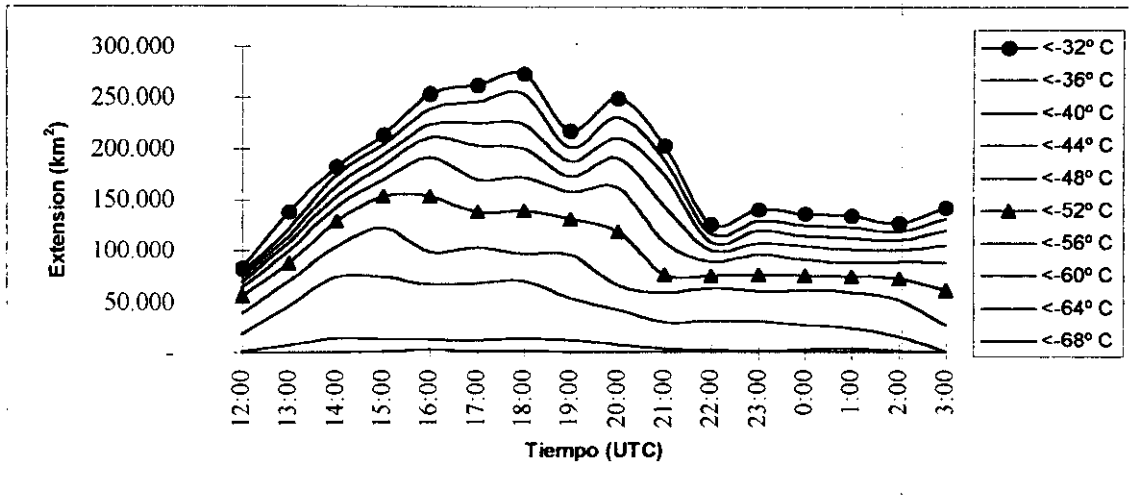


Fig. III. 12 Evolución de las áreas del CCM del 26 de septiembre de 1992

En ella (Fig. III.12) se puede advertir cómo el CCM pasa por varias etapas diferenciadas: desde su inicio a las 12:00 GMT se inicia su crecimiento hasta alcanzar los 161.000 km<sup>2</sup> a las 15:30 GMT. Esta fase coincide con la llegada del CCM a los Pirineos, que lógicamente produce un forzamiento orográfico. Una evolución paralela se puede apreciar también para las otras isotermas, encontrándose en el caso de la isoterma de -32° C que es un máximo relativo. A partir de este momento, el sistema entró en una fase de decaimiento de aproximadamente una hora según la isoterma de -52° C, para volver a comenzar una segunda reactivación, apreciable fundamentalmente en los niveles inferiores. Sin embargo, el área encerrada por la isoterma de -32° C continúa con un incremento constante hasta alcanzar el máximo absoluto (275.000 km<sup>2</sup>, 18:30 GMT). Este máximo coincide aproximadamente con la hora en que ha superado completamente los Pirineos. Este hecho está relacionado con las características propias de los flujos a sotavento de obstáculos orográficos, tales como los puntos de estancamiento y posterior aceleración del viento (Hernández et al., 1993b, 1995c). Después de este máximo, aparece una etapa marcada por un fuerte decremento de esta área en media hora, para iniciar una última fase de reactivación apreciable en la isoterma de -32° C con otro máximo (266.000 km<sup>2</sup>) hacia las 20:30. A partir de este momento, el sistema inicia una etapa de decaimiento de aproximadamente 2 horas para

iniciar una fase de lento decrecimiento y desaparecer como CCM el día 27 de septiembre de 1992.

Los radiosondeos más próximos se encuentran a unos 500 km del punto de inicio del CCM. El sondeo representado es el de la estación de Palma de Mallorca. Corresponde a las 12 GMT, momento en el que el sistema en desarrollo alcanzó las condiciones de CCM. En el diagrama termodinámico (Fig. III.13) se puede advertir que en las capas inferiores existe un flujo del SE que aporta la humedad necesaria para la formación del CCM ( $17.5 \text{ g kg}^{-1}$  en superficie,  $8.6 \text{ g kg}^{-1}$  a 1500 m). A partir de este nivel, el flujo del aire es de componente SE entre  $13$  y  $18 \text{ m s}^{-1}$ . Es de destacar la evolución prácticamente paralela de las gráficas de T y Td desde el nivel de superficie hasta los 300 hPa, en el que alcanzan temperaturas bajas ( $-42.3^\circ \text{ C}$ ). Los valores del Total de Totales ( $54^\circ \text{ C}$ ), Índice K ( $31^\circ \text{ C}$ ), LI ( $-10.1^\circ \text{ C}$ ) y un valor de La energía potencial convectiva disponible (CAPE) de  $2060 \text{ J/kg}$  definen las condiciones necesarias para el inicio de la convección.

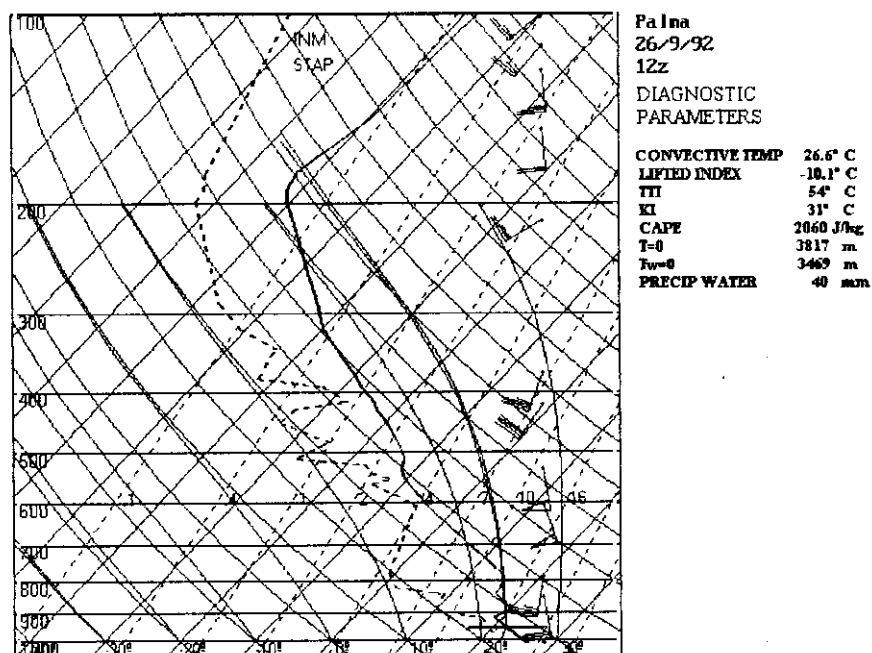


Fig. III. 13 Diagrama termodinámico correspondiente al sondeo elaborado para el día 26 de septiembre de 1996

Se puede advertir pues, que el área de  $-52^{\circ}$  C alcanza su máximo desarrollo al atravesar los Pirineos, para mantenerse aproximadamente constante mientras que el sistema está en su vertical y decaer a una fase de menor desarrollo una vez que los ha superado. La evolución global del sistema aparece ligada a la orografía: un aumento constante y desarrollo continuo mientras se acerca o está sobre la cadena montañosa, para entrar en una fase de mantenimiento para posteriormente decaer al superar el obstáculo orográfico.

#### Desarrollos en la zona costera

Esta situación dio lugar al CCM numerado como 15 en la Tabla III. 5. Es un ejemplo de los CCM que se inician sobre el mar o zonas costeras por inestabilización de la masa de aire de los niveles inferiores. Las precipitaciones originadas por este sistema convectivo fueron de gran importancia, destacando los 400 mm registrados en la localidad de Alforja (Tarragona), con cantidades inferiores (en torno a los 50 mm) a lo largo de la costa norte mediterránea.

La situación sinóptica en la que se desarrolló fue una baja en superficie que se situó al W de la Península con un frente frío asociado. Con esta configuración, los vientos asociados son del S al SW (según los distintos niveles tipo). En el nivel de 850 hPa se ha profundizado esta baja, apreciándose además una onda térmica de  $12^{\circ}$  C. Esta misma configuración es la que se aprecia en el nivel de 700 hPa con temperaturas entre  $0^{\circ}$  y  $4^{\circ}$  C. En 500 hPa, se observa una vaguada con el eje orientado en la dirección N-S, con temperaturas comprendidas entre  $-8^{\circ}$  y  $-16^{\circ}$  C. En 300 hPa, el chorro sigue en torno a los  $35^{\circ}$ , entrando por el SW de la Península y originando en altura por tanto una gran inestabilidad



La imagen del satélite NOAA de las 1010 GMT localizaba al CCM sobre la costa norte mediterránea, sur de Francia y una gran parte de su gran masa nubosa ocupando el Golfo de León. El complejo convectivo presentaba una forma elíptica, a la que se añadía una formación nubosa en forma de coma en su borde norte. La evolución horaria de las áreas de este sistema convectivo se muestra en la Fig. III.14.

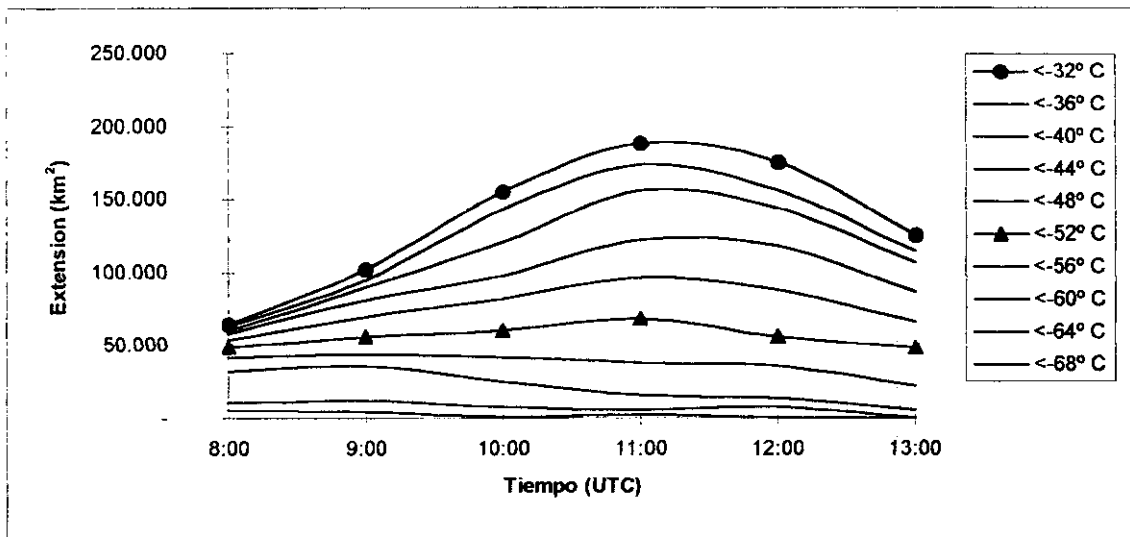


Fig. III. 14. Evolución de las áreas del CCM del 10 de septiembre de 1994

Se puede comprobar que el ciclo de vida se caracteriza por dos etapas bien diferenciadas: crecimiento y decaimiento, a diferencia del anterior. Si se observa la línea que representa la evolución del área encerrada por la isoterma de  $-52^{\circ}\text{C}$ , se ve que el sistema comenzó su fase de crecimiento en torno a las 0800 GMT ( $46.000\text{ km}^2$ ) y que continuó hasta las 1100 GMT, cuando alcanzó la máxima extensión de  $56.000\text{ km}^2$ . Define pues la etapa de crecimiento mientras evolucionó sobre el mar y el área costera. La segunda marca claramente la etapa de decrecimiento entre las 1100 GMT y las 1300 GMT, cuando alcanza una extensión final de  $48.000\text{ km}^2$ , momento en el que se deja de considerar como CCM. Las demás líneas de la gráfica, correspondientes a las diversas áreas determinadas por otras isoterms, presentan una evolución en todo punto similar.

Para caracterizar termodinámica­mente la atmósfera se ha dispuesto del radiosondeo de Palma de Mallorca, situado aproximadamente a 250 km al SE del punto de inicio. Este sondeo corresponde a las 1200 GMT, momento en que comienza el decaimiento después de haber alcanzado la máxima extensión. En el diagrama termodinámico (Fig. III.15) se puede advertir una inversión térmica situada en torno a unos 750 m de altura, que separa una capa inferior caracterizada por valores elevados de razón de mezcla ( $15.7 \text{ g kg}^{-1}$  en superficie,  $10.3 \text{ g kg}^{-1}$  a 750 m). El flujo de aire en el nivel de superficie es del SE, que garantiza un aporte de aire cálido y húmedo procedente del Mediterráneo ( $24.8^\circ \text{ C}$  en superficie). Es significativo así mismo el flujo de componente S ( $20 \text{ m s}^{-1}$ ,  $5.2 \text{ g kg}^{-1}$ ,  $2.2^\circ \text{ C}$ ) en el nivel de 700 hPa que contrasta con el flujo del SW apreciable en el nivel de 300 hPa ( $20 \text{ m s}^{-1}$ ,  $0.2 \text{ g kg}^{-1}$ ,  $-40.1^\circ \text{ C}$ ). Los valores de KI ( $28^\circ \text{ C}$ ), TTI ( $44^\circ \text{ C}$ ), LI ( $-5.5^\circ \text{ C}$ ) con un valor de CAPE de  $1.230 \text{ J/kg}$  indican condiciones en las cuales se pueden desarrollar convección profunda.

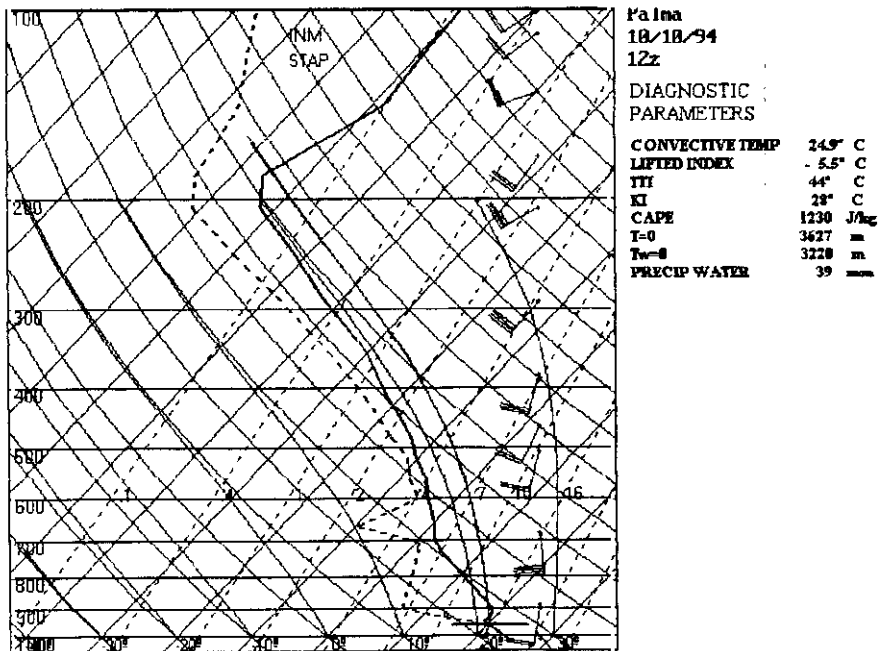


Fig. III. 15 Diagrama termodinámico correspondiente al sondeo de Palma de Mallorca. 10/10/94

### Caracterización química de la precipitación

Dado que las trayectorias de los fenómenos que nos ocupan atraviesan zonas con fuerte contaminación como Valencia, el polígono industrial de Tarragona o Barcelona, cabe la posibilidad de que contribuyan a la lluvia ácida. Es por ello que el análisis de la composición química de la precipitación que producen estos sistemas convectivos en otoño abre la posibilidad de conocer y corroborar indirectamente datos acerca de estas estructuras mesoescalares que no han sido abordados hasta el momento. Para ello se ha de contar con una estación medidora de contaminación que esté emplazada en el área geográfica afectada. Con este propósito, se ha seleccionado la estación de Roquetas (Tarragona) perteneciente a red de la European Monitoring and Evaluation Programme (EMEP). Está situada en el Observatorio Geofísico-Meteorológico de Ebro a una altitud de 50 m (40° 49' 14'' N, 0° 29' 37'' E). La información referente a esta red y los protocolos de muestreo y análisis se pueden encontrar en Nodop et al. (1985). En estas estaciones, y de acuerdo con el Órgano Director del EMEP, se efectúan diariamente las siguientes medidas con respecto a la precipitación:

- Cantidad de precipitación
- pH, conductividad
- $H^+$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $NO_3^-$ ,  $NH_4^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $K^+$ ,  $Cl^-$ ,  $Na^+$ ,  $Mg^{2+}$

Basado en los registros diarios del periodo 1990-94, se ha realizado un primer análisis de la tendencia temporal y variación estacional de la composición química de varios de los iones presentes en la precipitación, describiendo la variación temporal de las concentraciones mediante un modelo de regresión con el fin de encontrar

variaciones significativas en el periodo que se registran estos fenómenos. Para ello, se ha partido de la concentración media en volumen  $C_i$  para el mes  $i$ , obtenida según la expresión:

$$C_i = (\sum C_j p_j) / h_i$$

donde  $C_j$  es la concentración para el día  $j$ ,  $p_j$  es la precipitación medida ese día y  $h_i$  es la precipitación total para el mes excluyendo los días en los que no se tienen datos. En el modelo se utiliza el logaritmo de esta concentración, que ha sido empleado entre otros por Dana and Easter (1987) o Buishand et al. (1988) y ofrece una mejor distribución para los residuos, de forma que el modelo propuesto es:

$$\log C_i = a + b_1 \cos(2\pi t) + b_2 \sin(2\pi t) + ct + d(h_i)^{0.5} + e_i$$

siendo  $b_1 = b \cos \phi$  y  $b_2 = b \sin \phi$

Los términos en seno y coseno representan la variación anual sistemática con amplitud  $b$  y desfase  $\phi$ . El término  $t$  representa el tiempo en años, calculando cada mes como  $t=i/12$  ( $y=1, \dots$ ) y por tanto  $ct$  representará la tendencia de la serie;  $d(h_i)^{0.5}$  representa el efecto de la cantidad de precipitación que puede contribuir al ciclo anual de la concentración tomando la raíz cuadrada de la concentración mensual y finalmente  $e_i$  es una variable aleatoria con distribución normal. Los valores estimados para los parámetros del modelo aplicado a algunos de los iones principales son los siguientes:

Tabla III. 6 Estimación de los parámetros del modelo de regresión para diferentes iones desde 1990 a 1994

ION	R <sup>2</sup>	a	b1	b2	C	d
H <sup>+</sup>	0.03	-0.55	0.01	-0.07	-0.03	-0.02
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.46*	0.63*	0.06	0.15*	0.01	-0.07*
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.49*	0.20!	0.01	0.13!	0.05	-0.07*
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.24!	0.11	0.09	0.06	-0.14*	-0.03

\* Significativo con un nivel de confianza del 99%

! Significativo con un nivel de confianza del 95%

De la tabla anterior se puede concluir que, teniendo en cuenta los valores de R<sup>2</sup>, el modelo se ajusta bien para el ion SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, no demasiado bien para el NH<sub>4</sub><sup>+</sup> y escasamente para el H<sup>+</sup>. El modelo muestra que hay una evidencia estadística de la existencia de un ciclo anual para los iones sulfato y nitrato, un efecto significativo de la cantidad de precipitación para el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y una tendencia negativa para el amonio. Para analizar el ciclo anual de los iones sulfato y nitrato, se ha hallado la derivada temporal del modelo, obteniendo a partir de ésta los máximos y mínimos. Los máximos coinciden con los meses de verano y los mínimos con los meses de invierno.

La razón para ello hay que buscarla en la génesis de estos iones: en nuestras latitudes el ion hidroxilo es el principal oxidante del SO<sub>2</sub> y NO<sub>x</sub> de origen antropogénico para dar los iones sulfato y nitrato, y el ion hidroxilo depende fuertemente de la radiación solar. Por esto, aunque se haya emitido durante todo el año

los compuestos  $\text{SO}_2$  y  $\text{NO}_x$ , en los meses de máxima radiación se producirá la transformación efectiva originando el máximo mientras por contra en invierno se deben registrar los mínimos (Gimeno et al., 1997).

Dado que se conoce en qué días del periodo analizado la precipitación se produjo por un sistema convectivo (tanto SCM como CCM), se puede determinar si la composición química de la precipitación es diferente para los sistemas convectivos de los otros. Para ello se ha procedido a hacer un análisis factorial diferenciando en la muestra las dos clases propuestas. Los resultados obtenidos para la serie que excluye los sistemas convectivos mesoescalares es la siguiente:

Tabla III. 7 Análisis factorial de la precipitación producida por fenómenos que no son Sistemas Convectivos Mesoescalares

Ion	Factor 1	Factor 2	Factor 3
$\text{Ca}^{2+}$	0.74	-	-
$\text{Cl}^-$	-	0.91	-
$\text{H}^+$	-	-	-0.94
$\text{K}^+$	0.79	-	-
$\text{Mg}^{2+}$	0.70	0.55	-
$\text{Na}^+$	-	0.89	-
$\text{NH}_4^+$	0.46	-	-
$\text{NO}_3^-$	0.80	-	-
$\text{SO}_4^{2-}$	0.81	-	-

De la tabla anterior se desprende que los iones de la precipitación que no procede de fenómenos convectivos mesoescalares, se pueden agrupar en tres factores: el

factor 1 ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) que corresponde a elementos de suelo y a la conversión gas-partícula, el factor 2 ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ) de origen claramente marino y el tercer factor ( $\text{H}^+$ ) que recoge los protones (Hernández et al., 1996c). A este último contribuyen todos en general sin existir ningún ion que contribuya especialmente.

Se ha procedido al mismo tipo de análisis con la precipitación producida por los fenómenos convectivos que nos ocupan. Para ello se ha determinado cuales de los sistemas convectivos del periodo analizado tienen una trayectoria que pasa por el área de Roquetas y que han producido precipitación. Los resultados del análisis factorial aparecen en la siguiente tabla:

Tabla III. 8 Análisis factorial de la precipitación producida por  
Sistemas Convectivos Mesoescalares

Ion	Factor 1	Factor 2
$\text{Ca}^{2+}$	0.94	-
$\text{Cl}^-$	0.81	-
$\text{H}^+$	-	0.93
$\text{K}^+$	0.88	-
$\text{Mg}^{2+}$	0.91	-
$\text{Na}^+$	0.88	-
$\text{NH}_4^+$	0.46	-
$\text{NO}_3^-$	0.95	-
$\text{SO}_4^{2-}$	0.86	-

Aparecen todos los iones agrupados en el factor 1 y el ion hidrógeno separado en el factor 2. Para interpretar esta diferencia respecto a los fenómenos que no son sistemas convectivos hay que tener en cuenta cual es la evolución temporal de estas estructuras mesoescalares. Teniendo en cuenta que un fenómeno convectivo de esta naturaleza tiene un ciclo de vida comprendido generalmente entre las 6 y las 18 horas,

no da tiempo a la separación efectiva de las fuentes: suelo, marina y conversión gas-partícula (Hernández et al., 1997c).

Finalmente, se ha analizado el pH de la precipitación. Su distribución aparece en la siguiente figura:

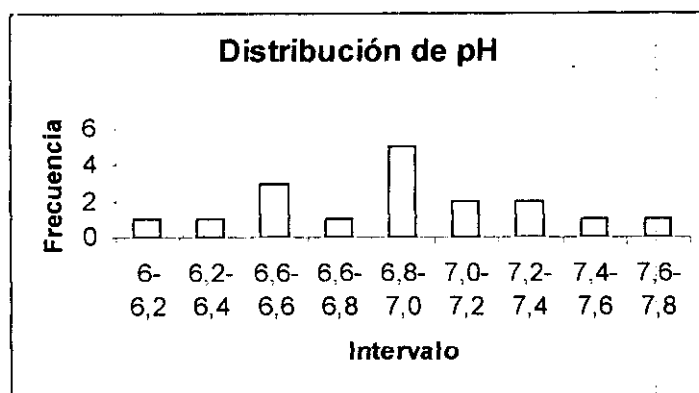


Fig. III. 16 Distribución del pH de la precipitación originada por SCM y CCM en Roquetas (Tarragona) en el periodo 1990-94

Teniendo en cuenta que se puede considerar lluvia ácida cuando el pH está por debajo de 5.0 (Charlson and Rhode, 1982), se puede comprobar que el valor más cercano es 6.0 mientras que el más alejado es 7.7. Queda patente pues que la precipitación que originan está alejada o muy alejada del carácter ácido. Una vez más, hay que acudir al ciclo de vida de estas estructuras para interpretar este resultado. Según se ha mostrado, los SCM y CCM generalmente tienen su origen sobre el mar o la costa para introducirse posteriormente en el interior de la península, con gran contenido catiónico. Aunque atraviesen zonas con fuerte contaminación como el área de Valencia, el polígono industrial de Tarragona o el área de Barcelona, es tal la rapidez con que se



desarrollan estos fenómenos que no da tiempo a que el  $\text{SO}_2$  y  $\text{NO}_x$  de origen antropogénico se oxiden para dar lugar a los iones nitrato y sulfato, de forma que no será apreciable en el carácter ácido.

Para finalizar, se recogen las conclusiones más relevantes de este análisis, centrándose en las situaciones sinópticas identificadas, la distribución temporal de los sistemas convectivos, trayectorias y procesos relacionados.

### **III.4 Conclusiones.**

A través del estudio de las situaciones mesoescalares y sinópticas que se han dado previamente o durante la formación y desarrollo de los Sistemas Convectivos de Mesoescala, de las trayectorias que han seguido y los procesos físicos que han marcado su desarrollo, se pueden extraer las siguientes conclusiones generales:

1. Se ha relacionado los días de precipitación intensa durante el periodo estudiado con la existencia de CCM. La distribución temporal tanto de los CCM como de los SCM sigue un patrón regular, centrándose fundamentalmente en el mes de septiembre, particularmente su tercera decena.
2. Se han detectado dos únicas configuraciones a escala sinóptica y mesoescala que dan lugar a la génesis y desarrollo de los SCM y CCM identificados entre 1990 y 1994. Esta configuración sería la siguiente: una vaguada o depresión aislada al W o sobre la Península.

3. Estos patrones sinópticos se han identificado para definir las dos situaciones que se han de analizar: una vaguada acompañada de una onda térmica (Tipo 1) o una depresión con embolsamiento de aire frío (Tipo 2).
4. Con estas dos configuraciones se inducen flujos del E o SE sobre la costa en el nivel de superficie y 850 hPa. El aporte de humedad en los niveles inferiores unido al embolsamiento de aire frío en altura produce el desarrollo explosivo.
5. Las vaguadas acompañadas de frentes en superficie han sido identificadas para otras localizaciones, en cambio la depresión aislada es una característica propia de la Península Ibérica.
6. El análisis de las trayectorias ha puesto de manifiesto que estos sistemas convectivos surgen en pleno mar, sin necesidad por tanto de un forzamiento orográfico, desplazándose hacia el NE o N.
7. El largo ciclo de vida de estas estructuras mesoescalares y su gran estabilidad permite que sistemas que se han iniciado sobre la Península o sus inmediaciones alcancen el sur de Francia o incluso el norte de Italia, atravesando en su camino obstáculos tan importantes como los Pirineos y originando precipitaciones intensas en varios países.
8. El carácter químico de la precipitación pone de manifiesto la rapidez con que se desarrollan estos fenómenos, sin dar tiempo a una separación de fuentes efectiva. De aquí que a lo largo del periodo 1990-94, su contribución a la precipitación ácida sea nula a pesar de atravesar zonas con fuerte inyección de contaminantes como Barcelona, Tarragona o el área de Valencia.

**Capítulo IV:**

**Parte experimental:**

**Sistema de diagnóstico**

## IV. 1. Introducción

El análisis realizado en los capítulos anteriores ha servido para preparar las bases de un sistema que permita reconocer y diagnosticar la formación de los sistemas convectivos mesoescalares. En el capítulo teórico se han fijado no sólo los pilares básicos, sino que se ha propuesto una modificación a un parámetro que permita mejorar este diagnóstico. Además se han fijado las variables meteorológicas determinantes a la hora de parametrizar el entorno físico en el que se desarrollan. De esta forma no sólo se ha conseguido describir el mecanismo de formación de estos sistemas convectivos, sino que a su vez permite concretar las condiciones mesoescalares y sinópticas que se han de diagnosticar.

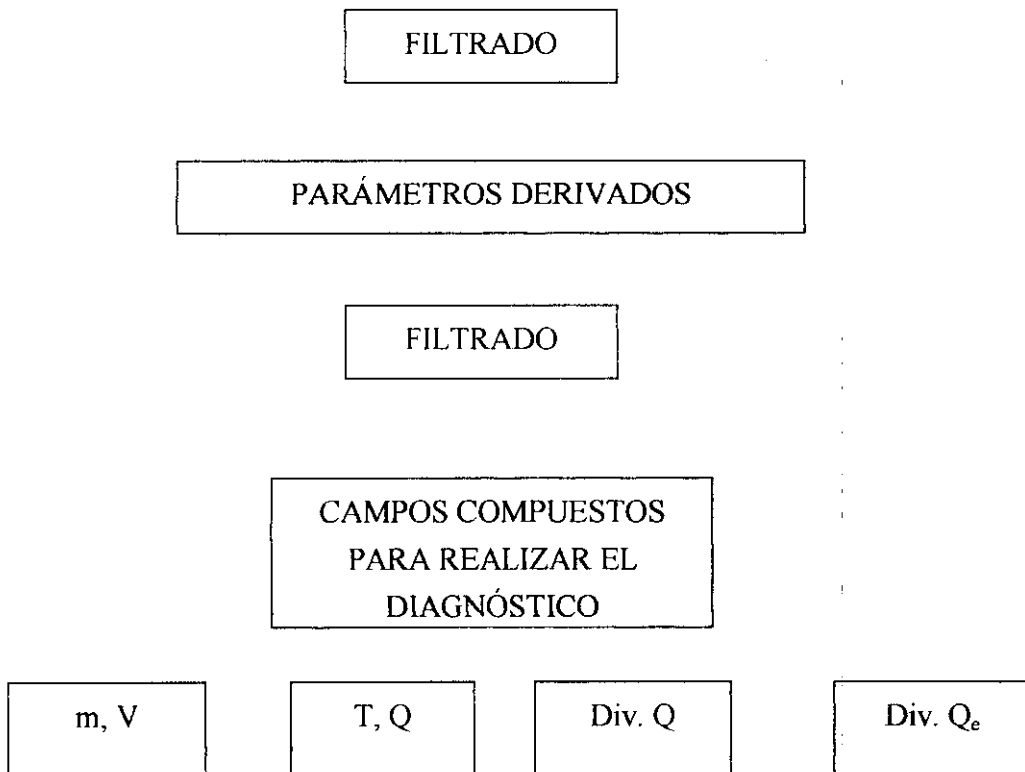
En este capítulo se desarrolla el esquema de diagnóstico propuesto, que se iniciará describiendo cómo se ha diseñado y qué pasos se aplican. A continuación se detallan cuales son las variables que son precisas, tanto de las de entrada como de las derivadas de éstas. Así mismo, se elegirá e implementará un filtro que elimine el ruido de las distintas variables y que a su vez aisle el efecto de las ondas de gravedad. Finalmente se evaluará el modelo mediante dos situaciones diferenciadas: la que dio lugar al desarrollo de un SCM y la que dio lugar al desarrollo de un CCM.

## IV. 2 Sistema de diagnóstico

Una vez que se han establecido las bases físicas para el diseño de un esquema apto para caracterizar y determinar la localización del desarrollo de sistemas convectivos mesoescalares, se hace preciso su implementación. Para llegar a este punto, se ha partido de la determinación de los parámetros que teóricamente habría que aplicar así como las modificaciones que habría que hacer a estos parámetros para que tuvieran en cuenta las condiciones particulares en las que se desarrollan estos fenómenos.

Hasta ahora, el desarrollo de modelos relacionados con los SCM o CCM ha ido fundamentalmente por dos vías: por una parte, desarrollando modelos de predicción (Koch, 1985; Koch et al. 1985) y por otra mediante la simulación numérica de algún sistema convectivo en concreto (Perkey y Maddox, 1985; Zhang y Fristch, 1986; Kuo et al., 1992; Bullock y Gyakum, 1993; Zheng et al., 1995). Los primeros han presentado el inconveniente de incluir parametrizaciones deficientes en cuanto a los intercambios de masa y la parametrización de la humedad, además de depender totalmente de la calidad de los datos iniciales. Las simulaciones numéricas tienen por su parte la limitación de modelar un sistema convectivo concreto, lo que imposibilita su utilización en la predicción de otros. Generalmente, este tipo de simulaciones ha ido más orientado hacia la comprobación de alguna teoría a cerca de los sistemas convectivos. Parece claro pues que hay que evitar las limitaciones de estos modelos si se quiere avanzar hacia la predicción de estos fenómenos y presentar algo diferente.

El trabajo que se propone en nuestro caso es la elaboración de un sistema experto aplicado a la predicción de estas situaciones, distinto por tanto en su concepto y aplicación a lo que existe en este momento. Este sistema necesitará integrar como parte básica del mismo un esquema de diagnóstico que se aplique a los dos tipos de situaciones meteorológicas que se han relacionado con la génesis de los SCM y CCM en el Capítulo III. El sistema de diagnóstico propuesto sigue las siguientes fases:



Como reflejo de lo que se ha expuesto hasta el momento, el sistema de diagnóstico se inicializa mediante el modelo de área limitada (LAM) del Instituto Nacional de Meteorología. La implementación de las variables iniciales se ha realizado de tal forma que permite cambiar con facilidad los datos de entrada de un modelo a otro. Al proceder éstos de modelos operativos se obtiene una doble ventaja: por una parte, cuando los datos empleados procedan del análisis, se puede hacer un diagnóstico para alimentar la base de datos del sistema experto, y en cambio cuando procedan de un pronóstico se conseguirá diagnosticar la predicción, obteniéndose de esta forma una importante versatilidad (Hernández et al., 1994b, 1997a).

Una vez que ya se ha determinado la forma en la que se ha de alimentar el modelo, será necesario aplicarles un filtrado por un doble motivo: si la inicialización se realiza mediante los datos de análisis, éstos se verán afectados por ruidos al provenir de interpolaciones, ya que la red de observación nunca coincide con la rejilla que emplean los distintos modelos; si los datos de entrada son el resultado de una predicción vendrán a su vez afectados por el ruido procedente de los cálculos mediante diferencias finitas.

Los datos así tratados se utilizarán para derivar aquellos parámetros meteorológicos que en los capítulos precedentes se han encontrado como más adecuadas para parametrizar la génesis y evolución de estos fenómenos. Esta transformación se hace directamente (temperatura potencial o razón de mezcla por ejemplo) o bien necesita de cálculos mediante diferencias centradas. Estas últimas vendrán también afectadas por el ruido, ya que el cálculo mediante diferencias finitas conlleva su generación, de forma que antes de su utilización habrán de ser filtrados.

Finalmente, se elaborarán los campos compuestos que proporcionan la información básica a cerca de las características físicas de sistemas convectivos. Los modelos de diagnóstico se han propuesto también en otras ocasiones (Kuo et al. 1992; Bullock y Gyakum, 1993), aplicándose fundamentalmente a distintos fenómenos ciclónicos explosivos.

El sistema de diagnóstico presenta varias salidas: la primera de ellas muestra el campo de viento superpuesto a la razón de mezcla, obteniéndose para los niveles tipo de 850 y 700 hPa. Permitirá por tanto diagnosticar una de las características determinantes para la formación de la ciclogénesis: flujos del E o SE con alto contenido en vapor de agua. De esta forma se podrá comprobar si existe el calor y la humedad necesaria en los niveles bajos.

El segundo de los campos combina la temperatura del termómetro seco con los vectores  $Q$ . La temperatura del termómetro seco tiene una doble función: por un lado, caracterizar la formación de las gotas frías y por otro analizar en combinación del vector  $Q$  las áreas donde se produce circulaciones directas o indirectas. Por su parte, el vector  $Q$  caracterizará la frontogénesis, de forma que donde converjan los vectores  $Q$  habrá frontogénesis y donde diverjan frontolisis.

Los dos últimos van a proporcionar una información complementaria al representarse en ambos la divergencia de  $Q$ . Ambos son directamente proporcionales a la velocidad vertical y, por tanto, a los ascensos y descensos de masas de aire. De esta forma la combinación de los dos permitirá diagnosticar en qué zona se va a generar el sistema convectivo. Dado que la física subyacente a los dos parámetros es diferente (en



un caso se considera la evolución sin tener en cuenta la liberación del calor latente de condensación y en el otro sí se tiene en cuenta el contenido en agua), se incluyen los dos en el diagnóstico. Seguidamente se desarrollan en distintos subapartados las diferentes partes de que consta el esquema.

#### **IV. 2. 1 Datos iniciales**

Los datos con los que se inicializará el sistema proceden de distintos campos de un modelo de predicción. En un trabajo previo, Hernández et al. (1993, 1994) establecieron que los datos procedentes de radiosondeos con globo libre no son los más adecuados para analizar estos fenómenos, ya que presentan varios inconvenientes. Por un lado, los sondeos aerológicos con globo libre que se efectúan en nuestro país se realizan periódicamente en muy pocas estaciones y bastante distantes entre sí, y por otra parte, la falta de radiosondeos en el Atlántico y norte de África hacen necesario utilizar sondeos promedio. Por tanto, para tener una red adecuada para el estudio que se pretende es necesario interpolar datos promediados para muchos puntos de la red.

Consecuentemente se ha desechado este tipo de datos y se ha evitado esta deficiencia utilizando las variables correspondientes al análisis numérico del Sistema de Análisis y Predicción, el Modelo de Área Limitada (LAM) del I.N.M. La información que proporciona el modelo LAM también proviene de una interpolación optimizada de los datos reales para niveles tipo, pero en cambio las ventajas son múltiples. Una de ellas es que el espaciado de la red es constante y cubre perfectamente el área de interés. Se dispone además de valores en todos los niveles tipo, que facilitará el análisis. Esta

interpolación no sólo utiliza una interpolación polinómica optimizada para la obtención de la rejilla de  $0.91^\circ \times 0.91^\circ$ , sino que además está permanentemente corregida a través de procedimientos estadísticos. Para hacer esta interpolación se parte tanto de las variables medidas en las estaciones de superficie (continentales o de mar), como de sondeos aerológicos o estimaciones de satélites. Las desviaciones estándar aplicadas en los errores de observación que se utilizan en el análisis se muestran en el Apéndice 2.

A partir de estos parámetros iniciales con los márgenes estadísticos antes mencionados, el modelo LAM elabora los correspondientes al análisis. Estos vienen organizados en ficheros diferentes para cada variable. Estas variables son: geopotencial (dam), temperatura (Kelvin), humedad relativa (%) y componentes horizontales del viento ( $m\ s^{-1}$ ). Las características de éstas así como la precisión de cada una de las mismas se recoge en el Apéndice 2. Se han utilizado los de todas estas variables en los niveles tipo de 850, 700, 500 y 300 hPa. A partir de estos datos de entrada se pueden calcular las variables derivadas que se emplean en el esquema de diagnóstico, que se van a desarrollar a continuación.

#### **IV. 2. 2 Parámetros derivados.**

Partiendo de las variables iniciales antes mencionadas, esto es, geopotencial, temperatura del termómetro seco, humedad relativa y componentes horizontales del viento, se obtienen otras derivadas de éstas. Las que se emplean son: viento geostrófico, temperatura potencial del termómetro seco, razón de mezcla, temperatura potencial equivalente, vector Q, divergencia del vector Q y el parámetro  $Q_e$  propuesto en el

Capítulo II. Según se ha visto en los capítulos anteriores, éstas son las que mejor caracterizan el entorno mesoescalar y sinóptico en el que se desarrollan los SCM y CCM. A continuación se detallan las expresiones utilizadas en su cálculo.

### Temperatura potencial

La Temperatura Potencial se define como la temperatura que tomaría una masa de aire no saturada si se lleva por vía adiabática hasta un nivel de referencia, que se suele tomar en el nivel de 1000 hPa. La fórmula que se ha empleado, en la cual no se tiene en cuenta las variaciones del calor específico a presión constante debido a la presión o a la temperatura, es la siguiente (Morán, 1984) :

$$\theta = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{0.2848}$$

donde T representa a la temperatura del termómetro seco en Kelvin.

### Proporción de mezcla

Los datos de análisis no contienen como dato la razón de mezcla. La información referente a la humedad se proporciona a través de la humedad relativa, único dato del modelo que no procede directamente del LAM. Concretamente, es una de las salidas del GCM (Global Circulation Model) del Centro Europeo de Predicción a Largo y Medio Plazo que se encuentra ubicado en Reading y que se utiliza para

inicializar el modelo LAM. Esta variable, cuya rejilla no se corresponde con el del modelo LAM, ha de ser adaptado a éste mediante la interpolación adecuada.

La humedad relativa no parece la variable más adecuada para este estudio, puesto que depende de la temperatura y no exclusivamente de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera. La razón o proporción de mezcla por contra, es una variable que si depende exclusivamente del contenido de vapor de agua. Es por esto por lo que es uno de los parámetros utilizados con más frecuencia para mostrar el desarrollo de estos fenómenos tormentosos. Así, se puede encontrar en los trabajos de Augustine y Howard (1991), Loherer y Johnson (1995), en otros que analizan y detallan el desarrollo de algún fenómeno en particular, como Perkey y Maddox (1985), Koch (1985), Barnes y Colman (1993). En alguno de éstos se analizó la relación entre los sistemas convectivos y el vapor de agua, encontrándose que nunca se podrán modelizar adecuadamente si no se tiene en cuenta la humedad (Perkey y Maddox, 1985; Koch, 1985). Las expresiones que se han implementado en el modelo son las siguientes:

$$\text{Presión de vapor saturada: } e_s(T) = 6.11 \times 10^{\frac{7.5T}{T+237.3}}$$

$$\text{Razón de mezcla: } r_s = \frac{622 \times e_s(T)}{p - e_s(T)} \cdot h$$

en las cuales  $T$  representa la temperatura del termómetro seco en Kelvin,  $p$  la presión en hPa y  $h$  la humedad relativa (en %).

---

### Temperatura Potencial Equivalente

---

La temperatura potencial equivalente se define como la temperatura final que tiene una masa de aire cuando se eleva por vía adiabática seca hasta su nivel de condensación por ascenso, llevada entonces por vía pseudo-saturada adiabáticamente (con respecto a la saturación del agua) hasta una altura mayor (precipitando el agua condensada tan pronto como se forma) y finalmente devuelta por vía adiabática seca hasta los 1000 hPa (Bolton, 1980).

Los dos primeros procesos han sido investigados por Simpson (1978) y Betts y Miller (1975) y el segundo por Betts y Dugan (1973). Simpson muestra que el término normalmente eliminado en el ascenso pseudo-adiabático puede conducir errores de hasta 3 K en el valor de TPE, que en su caso puede llevar a una subestimación de la altura a la que una penetración convectiva puede alcanzar.

El primer paso para el cálculo de la temperatura potencial equivalente de una masa de aire es encontrar la temperatura  $T_L$  que tendría esta masa si se elevase adiabáticamente hasta su nivel de condensación. Las ecuaciones diferenciales que rigen este proceso se pueden encontrar en Bolton (1980), y la fórmula que se deriva de su integración en la cual interviene la humedad relativa  $h$  y la temperatura absoluta  $T$  es la siguiente:

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T - 55} - \frac{\text{Ln}(h / 100)}{2840}} + 55$$

Una vez que ya tenemos la masa de aire en su nivel de condensación, es necesario elevarla aún más a través de una pseudo-adiabática saturada, de forma que se precipita el agua tan pronto como se forma. Este proceso satisface la siguiente ecuación:

$$c_p \frac{d\theta}{\theta} + c_w r_s \frac{dT}{T} + d \left( \frac{r_s L_w}{T} \right) = 0$$

donde  $c_w$  es el calor específico a presión constante para el agua y  $L_w$  el calor de condensación del agua. El resto de parámetros y variables coinciden con los de apartados anteriores. Normalmente se desprecia el término central de la ecuación diferencial anterior para su integración por ser de menor orden que los otros dos, con lo cual se obtiene la siguiente fórmula aproximada para la temperatura potencial equivalente:

$$\theta_E = \theta' \exp \left( \frac{(r_s(T_L) L_w(T_L))}{c_p T_L} \right)$$

donde  $\theta'$  viene definido por:

$$\theta' = T \left( \frac{1000}{p - e_s(t)} \right)^{0.2848}$$

Hay que advertir que la definición de TPE dada en el principio no es la única posible puesto que no se tiene en cuenta el calor latente que retiene el agua condensada o el calor latente de formación del hielo que puede llegar a un error de varios Kelvin, como muestra Saunders (1957). La expresión utilizada para el cálculo en el modelo es (Bolton, 1980):

$$\theta_E = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{0.2854(1-0.28 \times 10^{-3} r)} \times \exp \left[ \left( \frac{3376}{T_L} - 0.00254 \right) \times r(1 + 0.81 \times 10^{-3} r) \right]$$

donde  $T$ ,  $p$  y  $r$  son la temperatura absoluta, presión y razón de mezcla en el nivel de partida, y  $T_L$  es la temperatura absoluta en el nivel de condensación por ascenso.

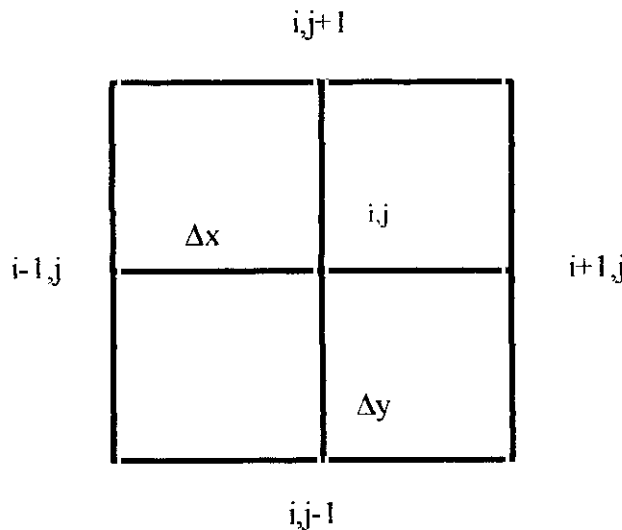
#### Cálculo de las componentes del viento

Aunque entre los datos del modelo LAM se encuentran los relativos al viento, es necesario calcular las componentes horizontales del viento geostrófico ya que éste interviene en el cálculo de otros parámetros del modelo. Partiendo de las ecuaciones diferenciales del viento geostrófico en función del geopotencial, se ha procedido a la aproximación de éstas por medio de las diferencias centradas, método más utilizado para su implementación en modelos. Para llegar a estas expresiones se parte del desarrollo de Taylor para aproximar las derivadas (Haltiner y Williams, 1980) y se llega a la expresión finalmente empleada:

$$u_{g_{i,j}} = \frac{\phi_{i,j-1} - \phi_{i,j+1}}{2\Omega \operatorname{sen} \varphi 2\Delta x}$$

$$v_{g_{i,j}} = \frac{\phi_{i+1,j} - \phi_{i-1,j}}{2\Omega \operatorname{sen} \varphi 2\Delta y}$$

en las cuales  $\Omega$  representa la velocidad angular de La Tierra,  $j$  la latitud del punto y  $\Delta x$  o  $\Delta y$  la distancia correspondiente al espaciado de la rejilla empleada en el cálculo. La rejilla empleada es la siguiente:



No obstante, este método no está exento de problemas. El principal de éstos es que la aproximación de derivadas mediante diferencias centradas conlleva la amplificación de las componentes de alta frecuencia (Shuman, 1957). Este fenómeno produce ruido que es preciso eliminar, para lo cual habrá que filtrar los datos adecuadamente.



### Vector Q

Existen dos expresiones alternativas para el cálculo del vector Q, que exigen datos diferentes. La primera de ellas emplea datos de viento geostrófico y de geopotencial en dos niveles. Esta forma, que ya se obtuvo en el Capítulo II, es la siguiente:

$$Q_x = -\frac{\partial V_g}{\partial x} \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right)$$

$$Q_y = -\frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right)$$

en la cual aparece  $V_g$ , - componentes horizontales del viento geostrófico - así como la presión  $p$  y el geopotencial  $\phi$ .

El inconveniente de esta forma de cálculo estriba en la necesidad de emplear datos de dos niveles diferentes para el cálculo en un solo nivel, aunque tiene la ventaja de depender únicamente del geopotencial. Más sencilla es la expresión que emplea datos de un solo nivel para el cálculo del vector Q:

$$Q_x = -\frac{\partial V_g}{\partial x} \cdot \nabla \theta$$

$$Q_y = -\frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \theta$$

Esta última es la que se ha elegido para el modelo de diagnóstico, y como en variables anteriores, se ha procedido a aproximar las expresiones diferenciales por sus correspondientes diferencias finitas, resultando:

$$Q_{x,i,j} = \frac{u_{g_{i-1,j}} - u_{g_{i,j}}}{2\Delta x} \cdot \frac{\theta_{i+1,j} - \theta_{i-1,j}}{2\Delta x} \cdot \frac{v_{g_{i+1,j}} - v_{g_{i-1,j}}}{2\Delta x} \cdot \frac{\theta_{i,j-1} - \theta_{i,j+1}}{2\Delta y}$$

$$Q_{y,i,j} = \frac{u_{g_{i,j-1}} - u_{g_{i,j+1}}}{2\Delta y} \cdot \frac{\theta_{i+1,j} - \theta_{i-1,j}}{2\Delta x} \cdot \frac{v_{g_{i,j-1}} - v_{g_{i,j+1}}}{2\Delta y} \cdot \frac{\theta_{i,j-1} - \theta_{i,j+1}}{2\Delta y}$$

donde  $u_g$  y  $v_g$  son las componentes zonal y meridional del viento geostrófico y  $\theta$  es la temperatura potencial del termómetro seco.

### Divergencia del vector Q

Más habitual aún que el vector Q en los trabajos que realizan diagnósticos de alguna situación es la divergencia del vector Q, ya que es directamente proporcional a la velocidad vertical. Su ventaja radica en la facilidad que ofrece para identificar áreas con movimientos verticales ascendentes y descendentes, de forma que donde divergencia de Q sea negativa se producen ascensos y al contrario, donde divergencia de Q sea positiva se producen descensos. La fórmula en forma de diferencias finitas queda como:

$$\nabla \cdot Q_{i,j} = \frac{Q_{x_{i+1,j}} - Q_{x_{i-1,j}}}{2\Delta x} + \frac{Q_{y_{i,j+1}} - Q_{y_{i,j-1}}}{2\Delta y}$$

Los métodos que se va a emplear para el cálculo - diferencias finitas - tienen el inconveniente, como ya se ha dicho, de amplificar las componentes de alta frecuencia y que es preciso eliminar mediante el conveniente filtrado.

#### **IV. 2. 3 Elección y diseño del filtro**

Los motivos por los que hay que implementar un filtro en varios pasos dentro del modelo obedecen a distintas causas. En principio tanto las variables iniciales como las derivadas tienen ruido, bien introducido por las necesarias interpolaciones para tener una red adecuada o bien por la aproximación de derivadas parciales por diferencias finitas, cálculos que conllevan la amplificación de componentes de alta frecuencia (Shuman, 1957).

A esto se añade el hecho de que los desequilibrios iniciales en los modelos unidos a efectos de aceleraciones producidas por avance de frentes introducen fuertes corrientes verticales de longitud corta y frecuencia alta. Debido a esto último, dominan en los modelos las ondas de gravedad con longitudes generalmente inferiores a 600 km. En cualquier caso, estos efectos están en contradicción con las simplificaciones y la física asumida en la teoría cuasi-geostrófica, de la cual se deriva la ecuación omega y el vector Q. Afortunadamente, la señal cuasi-geostrófica es más sutil pero domina en el tiempo. De esta forma, el filtrado nos permitirá separar además dos fenómenos distintos: las ondas de gravedad, donde no se puede simplificar su tratamiento mediante la teoría cuasi-geostrófica y el resto de las ondas, a las que sí se les puede aplicar.

Para solucionar estos inconvenientes se han propuesto distintos filtros. El más elemental de todos es el basado en la media móvil. Está especialmente orientado hacia el filtrado -suavizado- de las variables que proceden de cálculos mediante diferencias finitas, eliminando las componentes de onda corta de los campos de variables meteorológicas. Shuman (1957) define el elemento filtrante básico como el operador de diferencias centradas más sencillo que no afecta al valor medio de un campo. Su expresión sería:

$$\bar{z}_i = z_i + \frac{1}{2}v(z_{i-1} - 2z_i + z_{i+1})$$

donde  $v$  es dos veces el peso dado a los dos puntos alrededor del que deseamos filtrar. Basados en este género de filtros, se implementó inicialmente un filtro bidimensional de este tipo. La expresión general de éste era la siguiente:

$$\bar{z}_{i,j} = (1-v)z_{i,j} + \frac{v}{4}(z_{i+1,j} + z_{i-1,j} + z_{i,j+1} + z_{i,j-1})$$

para el cual  $v$  sigue siendo el peso que se aplica en el punto. El filtro se implementó de forma que en el suavizado del punto no sólo se pueden tener en consideración los puntos de la orla inmediatamente más cercana, sino que se puede extender a otras concéntricas. De esta forma, se consiguió filtrar la longitud de corte del filtro mediante el número de orlas que intervenían en el filtrado.

Este filtro, muy simple, realiza un filtrado efectivo de los datos siempre que se utilicen un número reducido de orlas. Sin embargo, los efectos de borde debido al propio diseño del filtro y la falta de concordancia con la información original motivó su abandono y la elección de otra clase para este modelo (Hernández et al., 1996a).

Huang y Lynch (1993) realizaron la experiencia de comparar los resultados de varios modelos de similares características que empleaban un tipo distinto de filtros digitales. El tipo de filtro óptimo que hallaron es del tipo “función ventana” y se aplicaba a la serie mediante convolución con los datos originales. Las características de este filtro son las siguientes:

$$\text{Función ventana: } w_n = \begin{cases} 1, & |n| \leq N; \\ 0, & |n| > N. \end{cases}$$

$$\text{Ventana de Lanczos: } w_n = \frac{\text{sen}[n\pi/(N+1)]}{n\pi/(N+1)}$$

donde la ventana de Lanczos es la transformada de Fourier de la función de ventana. Mediante la adecuada elección de  $n$  y  $N$  se puede fijar la longitud de onda de corte adecuada para el modelo.

Este tipo de filtros tienen una base matemática completamente distinta a los de media móvil. El fundamento de esta clase de filtros es el *Teorema de la Convolución* (Blackman y Tuckey, 1958). Según este teorema, la manera más directa para filtrar un campo bidimensional es hacer la convolución del campo con una función filtro. La

Transformada de Fourier (TF) del campo resultante es igual al valor del producto de las TF del campo de entrada y el filtro. Matemáticamente, las relaciones están dadas por esta ecuación:

$$F(x, y)_{\text{filtrada}} = \iint_{-\infty}^{\infty} F(x', y') K(x - x', y - y') dx' dy'$$

donde  $K(x-x', y-y')$  representa la función filtrante. La forma de la TF de la función filtrante modula las componentes espectrales de la función de entrada, combinándose para generar la función suavizada. Por ejemplo, para filtrar una señal unidimensional mediante un filtro de paso bajo, se ha de seleccionar la transformada de Fourier de un filtro con forma de cuadrado de altura unidad. La transformada de Fourier de esta función le corresponde la función de difracción. Matemáticamente se expresa mediante:

$$K^{TF}(k) = \begin{cases} 1, k \leq k_c \\ 0, k > k_c \end{cases}$$

y

$$K(x) = \pi^{-1} x^{-1} \text{sen}(k_c x)$$

Aunque el procedimiento matemático es único para generar un campo filtrado de paso bajo, no sucede así en dos o más dimensiones. La simetría del problema, sin embargo, facilita una única aproximación al problema. Si se desea una simetría circular en el plano x-y en dos dimensiones, la función de filtro debería de tener una forma próxima a la de un cilindro, con una altura unidad. Para simetría rectangular (o cuadrada), que se aplica en nuestro modelo, la transformada de Fourier de la función de

filtro sería un rectángulo o un cuadrado de altura unidad (Barnes et al., 1996). En este caso, la pareja de ecuaciones sería muy similar a la del filtro unidimensional:

$$K^{FF}(k) = \begin{cases} 1, & k_x \leq k_{cx}, k_y \leq k_{cy} \\ 0, & k_x > k_{cx}, k_y > k_{cy} \end{cases}$$

y por tanto

$$K(x, y) = \pi^{-2} x^{-1} y^{-1} \text{sen}(k_{cx}x) \text{sen}(k_{cy}y)$$

Según la relación matemática que define el teorema de la convolución, la función del filtro se define sobre un dominio infinito. En la práctica, las operaciones numéricas se efectúan sobre una rejilla de tamaño finito, haciendo necesario truncar la matriz  $K(x,y)$ . Un lugar conveniente para truncar  $K(x,y)$  es a lo largo del conjunto de líneas nodales definidas por  $k_c x = np$  y  $k_c y = mp$ , donde  $m$  y  $n$  números naturales. Para fijar el punto adecuado para este corte, se ha procedido a representar conjuntamente la función teórica ideal frente a la función de difracción. Esta gráfica es la que se muestra a continuación.

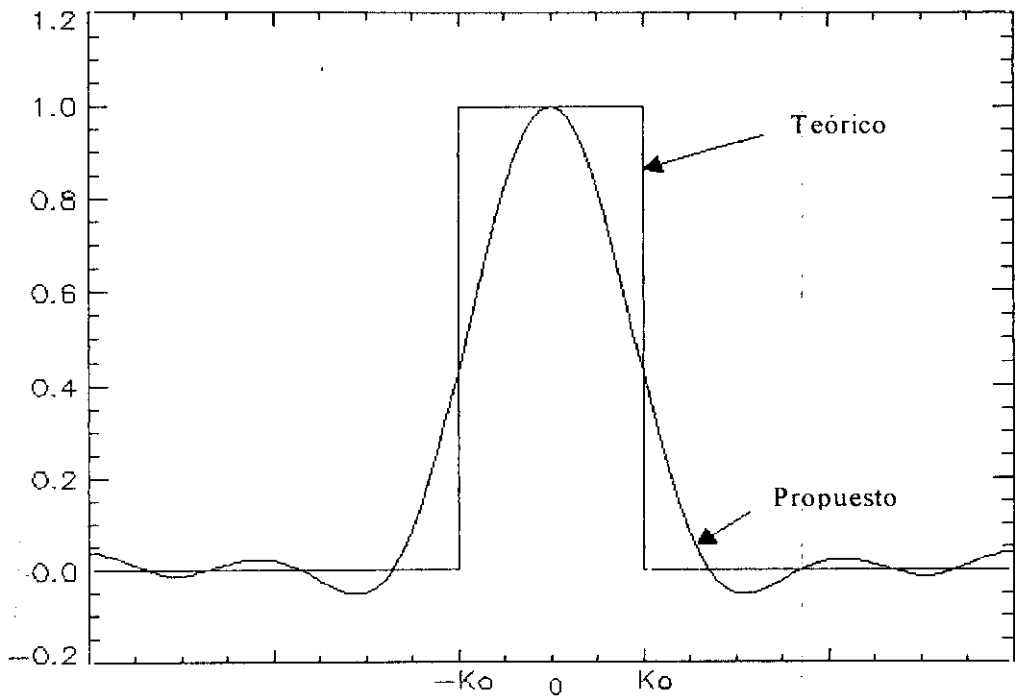


Fig. IV.1 Comparación entre las dos funciones de filtro: teórica y propuesta.

En la Fig. IV. 1 se ven superpuestas ambas funciones, cortando la función filtrante propuesta al eje entre 1.5 y 2 veces la frecuencia de corte ( $K_0$ ). Consecuentemente, extender el cálculo fuera de estos límites puede distorsionar los resultados. Finalmente, comparando las dos funciones parece claro que, si se quiere aproximar la función teórica por la propuesta, los puntos más adecuados para truncar  $K(x,y)$  serán  $m=1, n=1$ . Consecuentemente, la función filtrante que se va a aplicar a los datos está definida por:

$$K(x,y) = \frac{\text{sen}(\pi x) \text{sen}(\pi y)}{\pi^2 xy}$$



El filtro tiene la particularidad y la ventaja de aplicarse en un dominio de  $N \times N$  puntos de red en una sola pasada. El dominio del filtro se controla mediante la elección del parámetro  $N$ , otro de los puntos claves en la elaboración del filtro. Para fijar este intervalo, se ha experimentado con varios valores posibles de  $N$  (Tabla IV.2).

Número de puntos $N$ del filtro	Longitud de onda de corte (km)	$Z_{min}$ (m)	$Z_{max}$ (m)	$Z_{med}$ (m)	$DivQ_{min}$ ( $hPa^{-1}s^{-3}$ )	$DivQ_{max}$ ( $hPa^{-1}s^{-3}$ )
0	----	5126	5890	5673	$-27 \cdot 10^{-16}$	$27 \cdot 10^{-16}$
4	480	5225	5890	5673	$-19 \cdot 10^{-16}$	$14 \cdot 10^{-16}$
5	600	5226	5890	5673	$-14 \cdot 10^{-16}$	$15 \cdot 10^{-16}$
6	720	5226	5890	5673	$-17 \cdot 10^{-16}$	$15 \cdot 10^{-16}$
7	840	5226	5890	5673	$-23 \cdot 10^{-16}$	$19 \cdot 10^{-16}$
8	960	5223	5890	5673	$-27 \cdot 10^{-16}$	$26 \cdot 10^{-16}$

Tabla IV.2 Efectos del filtro bidimensional sobre el campo de geopotenciales de 500 hPa.

Los valores extremos que se pueden esperar de la divergencia de  $Q$  asociados a estas situaciones están comprendidos entre  $-20 \cdot 10^{-16}$  y  $20 \cdot 10^{-16}$   $hPa^{-1}s^{-3}$  (Barnes y Colman, 1994). Analizando los resultados numéricos que muestra la Tabla IV.2, quedarían descartados de entrada tanto los valores  $N=0$  como los iguales o superiores a 7. El problema queda reducido pues a la elección entre los valores de 480, 600 o 720 km como longitud de onda de corte.

De estos tres, 480 km sería una distancia demasiado pequeña y no eliminaría con seguridad todas las ondas de gravedad. Por contra, 720 puede resultar excesiva y eliminar información valiosa, además de aproximarse más a los valores límite para la divergencia de Q que la elección de 600 km. De aquí que se haya elegido el filtro que emplea una red de 5 puntos. El filtro elegido eliminará por tanto, la influencia de todas las ondas de gravedad con una longitud de onda inferior o igual a 600 km.

Esta distancia además aparece citada en varios trabajos y concuerda con este tipo de fenómenos (Wu, 1994; Karyampudi et al., 1995; Barnes et al., 1996). La sencillez de este filtro y las facilidades de aplicación del mismo - se aplica en una sola pasada ahorrando bastante tiempo de cálculo - hacen del mismo el más adecuado para el modelo desarrollado (Hernández et al., 1997a).

Se han determinado las variables directas y derivadas que se van a utilizar, los métodos de interpolación adecuados y el filtro que debe aplicarse a las variables del modelo. A continuación pues, se va a evaluar mediante la aplicación a dos fenómenos concretos: un SCM y un CCM.

### **IV. 3. Aplicación del modelo a la diagnosis de un SCM**

Recopilando las técnicas descritas en estos capítulos, se ha implementado un esquema de diagnóstico enfocado fundamentalmente a la diagnosis de los fenómenos convectivos que dan lugar a las precipitaciones intensas en el área mediterránea. Este modelo se evalúa mediante dos situaciones contrastadas: la primera dio lugar a un SCM y la segunda a un CCM. Las unidades de las salidas gráficas que se muestran son:  $\text{g kg}^{-1}$  para la razón de mezcla,  $^{\circ}\text{C}$  para la temperatura del termómetro seco,  $\text{m hPa}^{-1} \text{s}^{-3}$  para  $Q$  y  $\text{hPa}^{-1} \text{s}^{-3}$  para la divergencia de  $Q$ . Los valores de  $Q$ ,  $Q_e$ ,  $\text{Div } Q$  y  $\text{Div } Q_e$  se representan juntos por parejas para apreciar mejor la diferente información que aporta cada uno. En este primer subapartado se desarrolla la evaluación del modelo frente a la primera situación.

#### **IV. 3. 1 Situación sinóptica.**

El fenómeno que se va a analizar se registró entre el día 27 y 28 de octubre de 1993. Aunque el sistema convectivo se localizó entre las Baleares y la costa valenciana, las áreas afectadas por la precipitación en este periodo fueron bastante extensas. Se registraron precipitaciones en Huesca (53 mm), Gerona (16 mm), Tortosa (31 mm), Palma de Mallorca (32 mm), Jaén (19 mm) y Granada (13 mm). El SCM se inició sobre el Golfo de Valencia desplazándose hacia el nordeste. La situación sinóptica presente durante la génesis y desarrollo de este sistema convectivo se ha utilizado para ilustrar el modelo catalogado como Tipo 2 en el Capítulo III y ya ha sido por tanto descrita.

Para analizar este episodio se ha dispuesto de las salidas de análisis del modelo LAM, que cubren el periodo comprendido entre el día 27 y 28 con datos cada 12 horas. Haciendo una correspondencia temporal del ciclo de vida del SCM con los datos de que se dispone, podemos decir que el inicio del fenómeno viene a corresponder al día 27 de octubre a las 1200 UTC, su máxima actividad viene a concordar con el día 28 de octubre a las 0000 UTC y su disipación con este mismo día a las 1200 UTC. Consecuentemente, el análisis y diagnóstico se ha realizado para estos tres periodos, cuyos resultados se exponen a continuación.

#### **IV. 3. 2 Día 27 de Octubre de 1993, 12 00 UTC**

Como ya se ha comentado, este periodo se corresponde aproximadamente con el inicio del fenómeno convectivo. Para analizar los resultados del diagnóstico, se va a realizar un comentario a cerca de las principales características que se encuentran en cada una de las cuatro salidas del modelo para presentar seguidamente estas gráficas.

##### Salida 1: Razón de mezcla y viento en 850 hPa.

Esta primera salida nos muestra un campo de viento caracterizado por un flujo de Levante en el área del Estrecho que se convierte en nordeste o noroeste según la latitud en la mitad oeste de la Península. El Levante y en particular la zona de Valencia aparecen afectados por vientos del sur o sudeste. La humedad del aire en esta zona está comprendida entre 5 y 6 g kg<sup>-1</sup>.

Estas características concuerdan con las configuraciones favorables señaladas en capítulos anteriores para los niveles bajos, en las cuales se presentaba como la situación más favorable para el desarrollo de un sistema convectivo el flujo húmedo del E o SE en los niveles bajos de la atmósfera.

#### Salida 2: Temperatura y vector Q en el nivel de 500 hPa.

La segunda de las salidas del modelo nos presenta dos grandes áreas diferenciadas: en la mitad oeste de la Península, los vectores Q forman una divergencia que pasa a ser una convergencia sobre el Golfo de Valencia. En el resto de la gráfica, los valores de Q son nulos o poco relevantes. Finalmente, la temperatura refleja el fenómeno que popularmente se conoce como *Gota Fría* y que está en el origen de muchas de estas situaciones, localizándose sobre la mitad sur de la Península un núcleo de aire frío con un mínimo de  $-24^{\circ}\text{C}$ .

Estas características concuerdan con lo ya expuesto para estos fenómenos: en los niveles medios y altos puede existir un núcleo frío que junto a la tendencia a la frontogénesis sobre el Golfo de Valencia conforman las condiciones adecuadas para el desarrollo de los SCM.

#### Salida 3: Divergencia del vector Q.

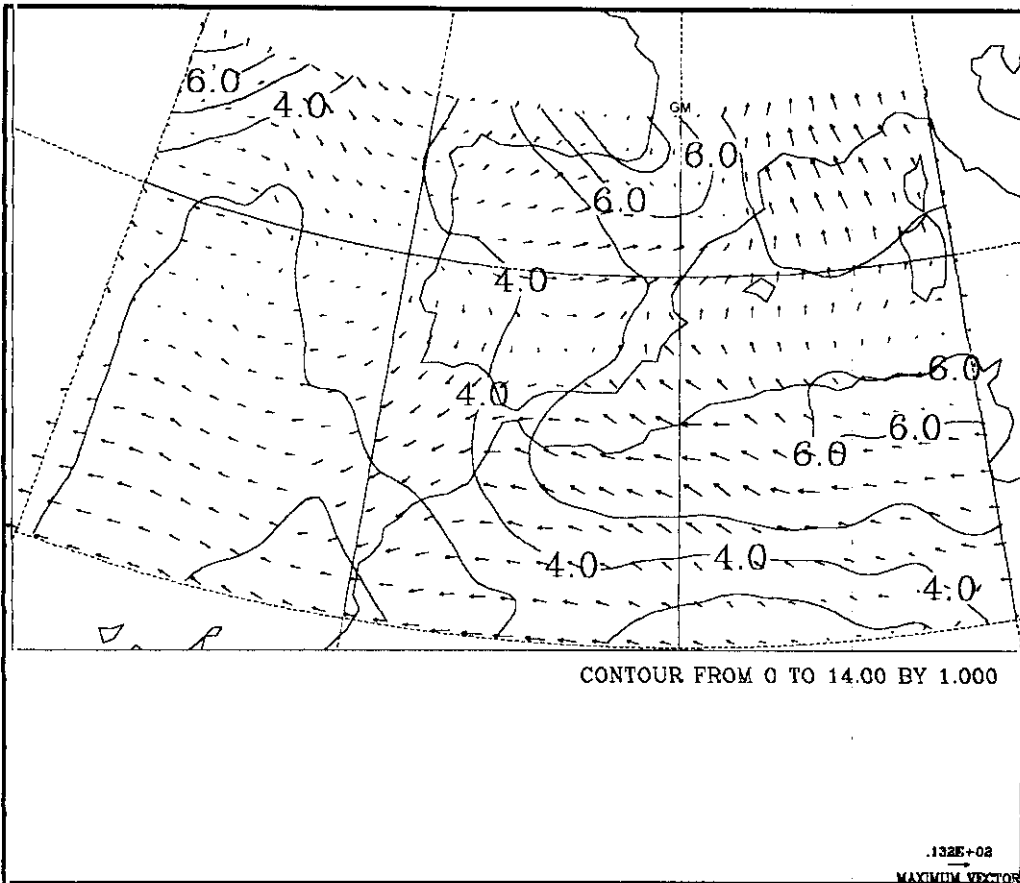
Se presentan las salidas del vector Q en dos niveles tipo: 500 y 300 hPa. Debido a la proporcionalidad directa entre la divergencia del vector Q y la componente vertical del viento  $\omega$ , nos presentan las áreas donde se están registrando los desarrollos verticales. En el nivel de 500 hPa, se aprecia que el Levante está dominado por dos núcleos de ascensos mientras que en la mitad oeste de la Península son los descensos

los que predominan. El nivel de 300 hPa refleja también una fuerte actividad sobre el Levante Peninsular. El diagnóstico es certero para el núcleo situado sobre el Golfo de Valencia, ya que está situado exactamente sobre el lugar donde se desarrolló el fenómeno que nos ocupa.

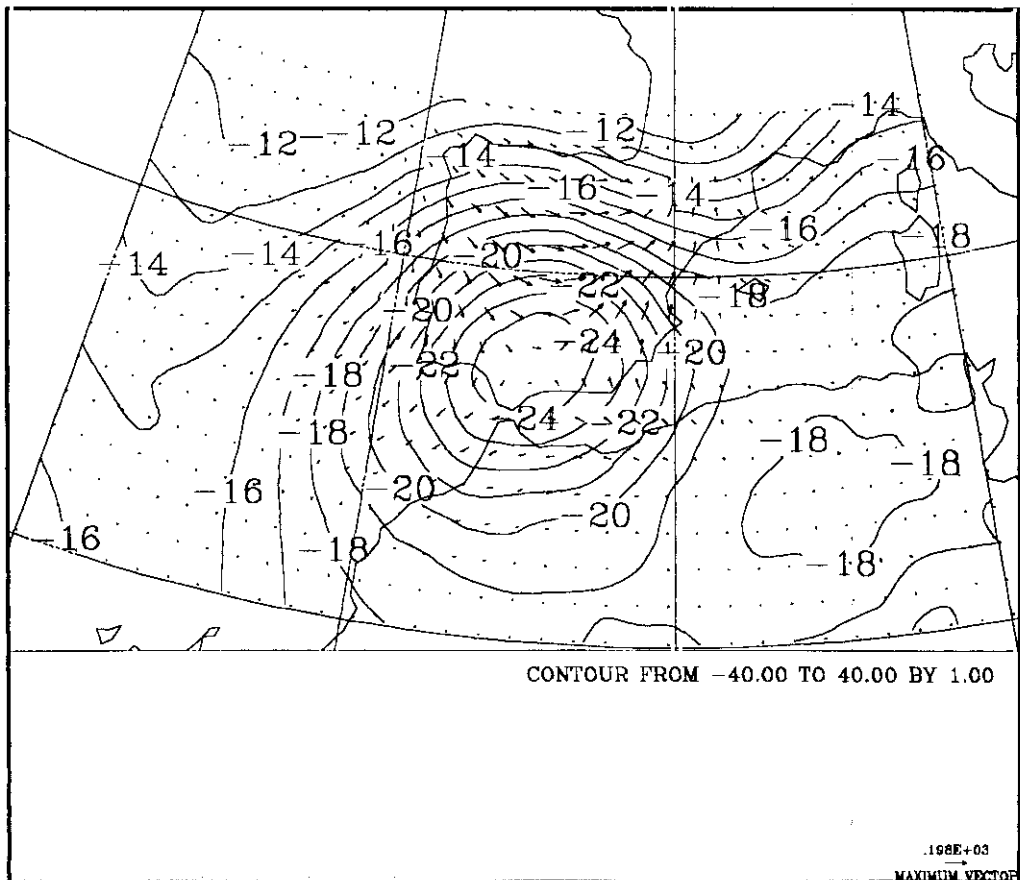
#### Salida 4: Divergencia del vector $Q_e$ .

Esta salida concuerda básicamente con los resultados de la salida 3, con dos particularidades: los núcleos que aparecen en 500 hPa son ligeramente menos intensos que los de la divergencia de  $Q$ , pero en cambio refleja mejor las áreas que fueron afectadas por las precipitaciones. Si se comparan ambas gráficas, en la salida 3 el núcleo de Valencia alcanza valores de  $-5 \cdot 10^{-16} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-3}$  mientras que en la 4 es de  $-3 \cdot 10^{-16} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-3}$ . En cambio, el área cubierta por el núcleo sur se extiende más hacia el Estrecho en la gráfica de la divergencia de  $Q_e$ . Hay una última característica interesante pero totalmente lógica: las gráficas de las dos divergencias en 300 hPa son prácticamente idénticas. Esto es lo que debiera suceder pues, en este nivel, la humedad es muy baja (del orden de  $0.3 \text{ g kg}^{-1}$ ) y por tanto la temperatura potencial del seco y la temperatura potencial equivalente toman valores numéricos muy parecidos, de forma que  $Q$  y  $Q_e$  también lo tomarán.

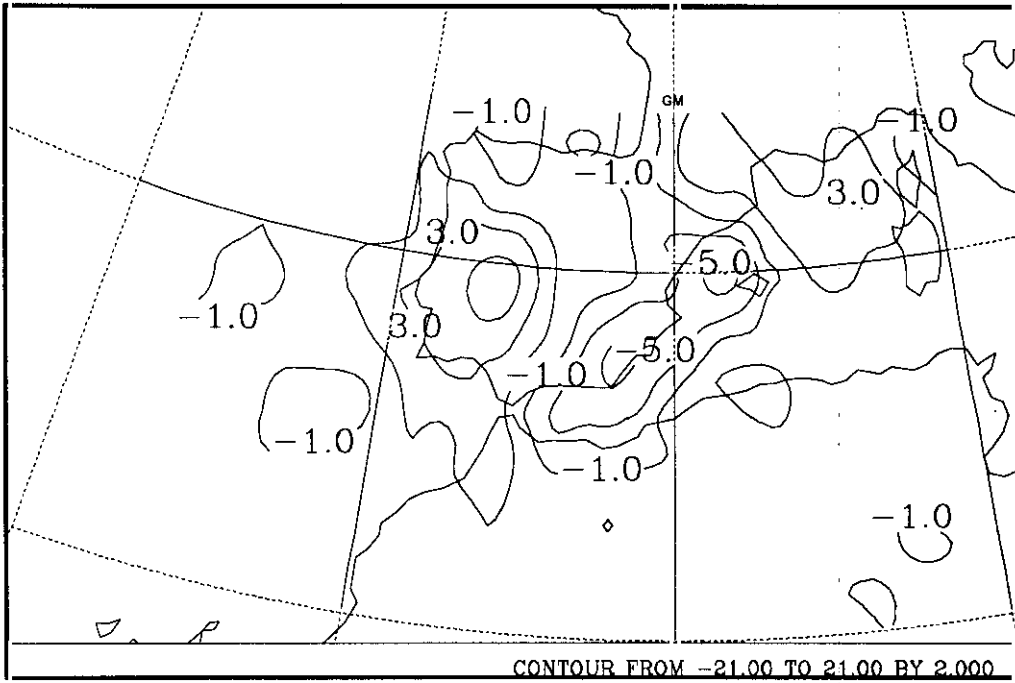
El conjunto de estas cuatro salidas nos permite diagnosticar que sobre el Levante y en particular sobre el Golfo de Valencia se daban las condiciones adecuadas para el desarrollo de los grandes sistemas convectivos. Las gráficas que se han comentado figuran a continuación.



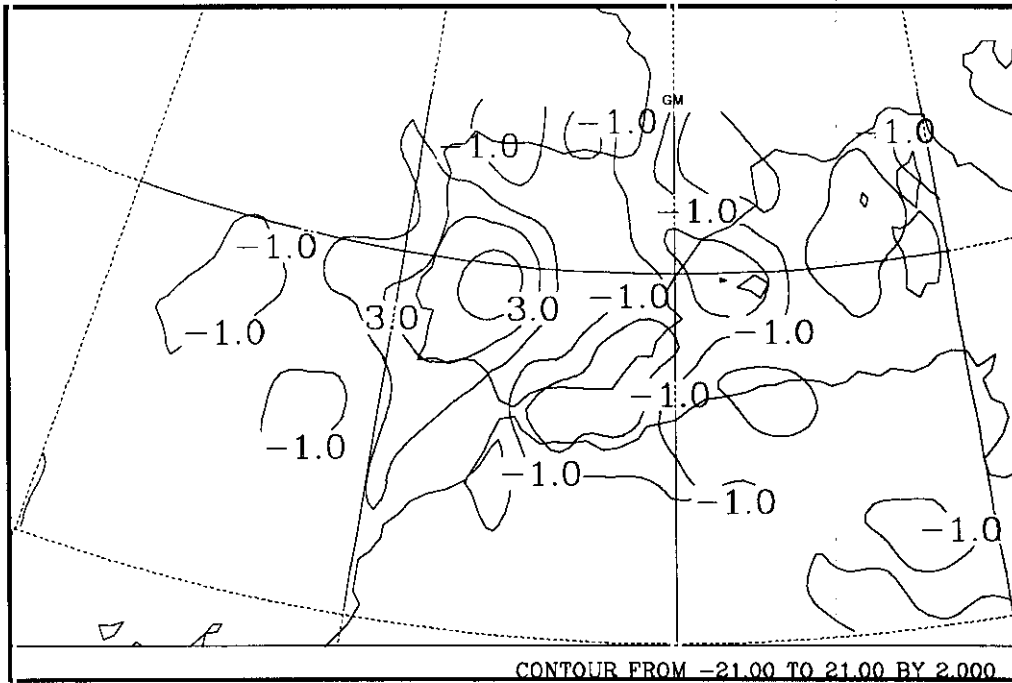
27/10/93. Razón de mezcla y Viento. 850 hPa. 12 00 UTC



27/10/93. Temperatura del seco y vector Q. 500 hPa. 12 00 UTC

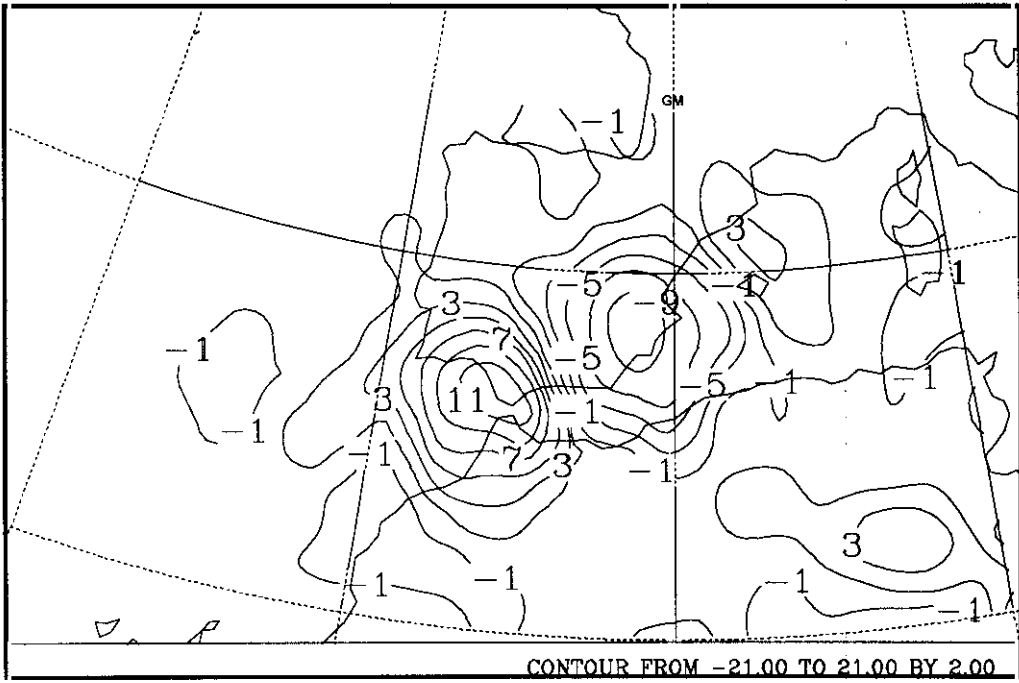


27/10/93. Div. Q. 500 hPa. 12 00 UTC

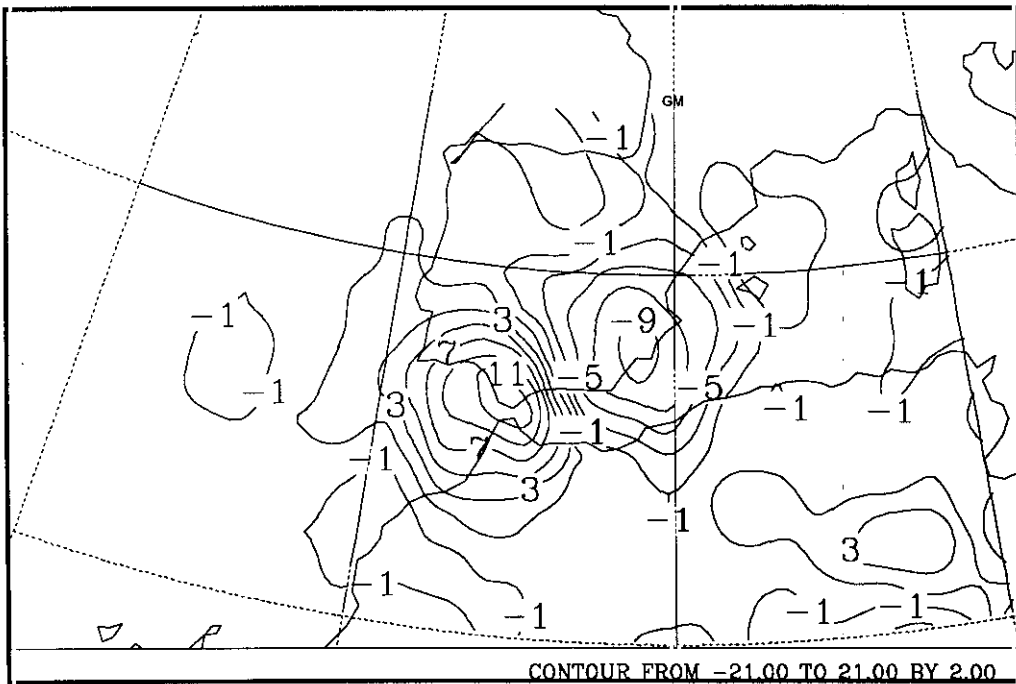


27/10/93 Div Q<sub>e</sub> 500 hPa. 12 00 UTC





27/10/93. Div Q. 300 hPa. 12 00 UTC



27/10/93. Div Q<sub>e</sub>. 300 hPa. 12 00 UTC

### IV. 3. 3 Día 28 de Octubre de 1993, 0000 UTC

Este periodo corresponde aproximadamente al momento de máxima actividad del SCM.

#### Salida 1: Razón de mezcla y viento en 850 hPa.

Esta primera salida nos muestra un campo de viento caracterizado por un flujo de Levante en el área del Estrecho que ha variado bastante en relación al que se apreciaba 12 horas antes. Así, el flujo en la Península es marcadamente del oeste. Cabe destacar que sobre el área del Golfo de Valencia - donde está en su máximo desarrollo el SCM - se produce una convergencia de viento. El flujo de aire de esta zona es de componente S o SSW y la humedad del aire en esta zona está comprendida entre 5 y 6 g kg<sup>-1</sup>.

Estas características están en concordancia con las que se deben de producir teóricamente en el momento de máximo desarrollo del sistema, ya que se mantiene el aporte de humedad con una convergencia de masa en la zona de desarrollo.

#### Salida 2: Temperatura y vector Q en el nivel de 500 hPa.

La segunda de las salidas del modelo nos presenta la evolución de la situación previa. Se ha desplazado la gota fría hacia el este aunque en su centro la temperatura ha ascendido un grado. Por otra parte, se siguen manteniendo las dos zonas diferenciadas de convergencia y divergencia de los vectores Q. Es interesante señalar que en esta

situación el vector Q no recoge con claridad la zona de desarrollo de Jaén y Granada, pues en estas áreas aparecen divergencias.

#### Salida 3: Divergencia del vector Q

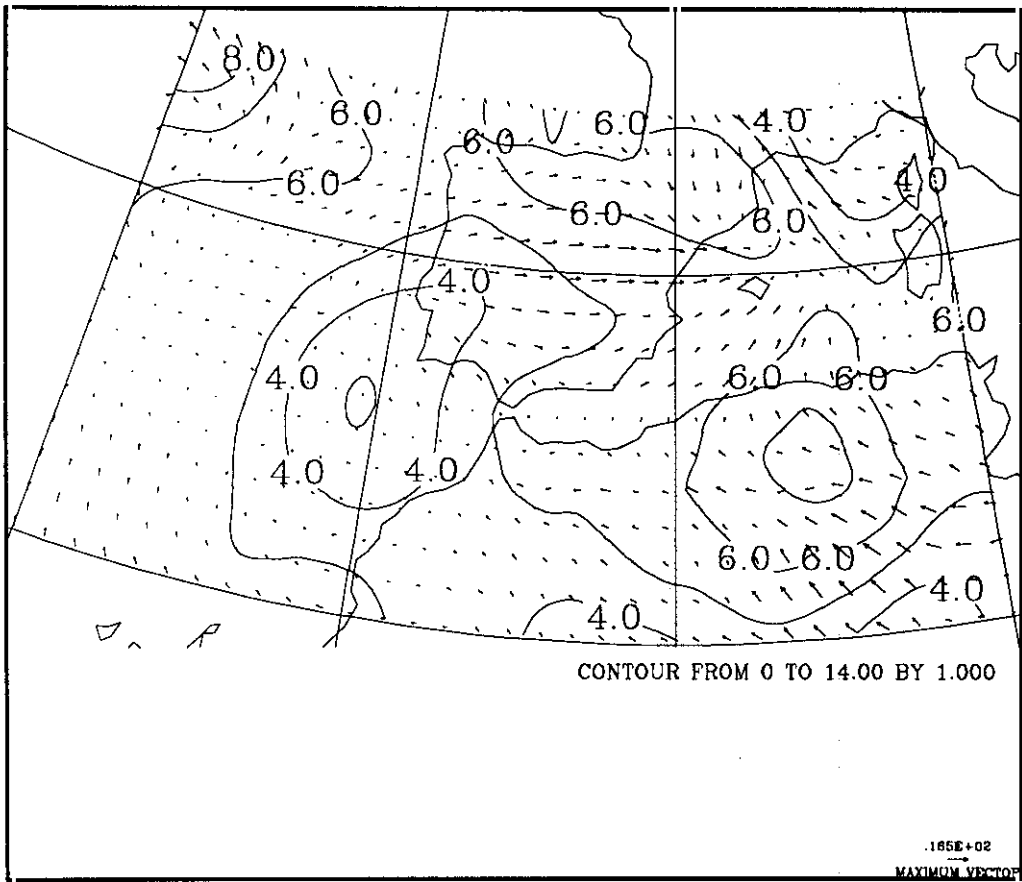
En el nivel de 500 hPa se aprecia que el Levante está dominado por un solo núcleo de ascenso mientras que en la mitad oeste y sur de la Península son los descensos lo que predomina. El nivel de 300 hPa refleja también una actividad más intensa aún que 12 horas antes, con fuertes ascensos sobre el levante y descensos sobre Jaén y Granada.

Todo lo anterior refleja condiciones concordantes con la información que aportó el vector Q. Si bien se sigue marcando la zona de desarrollo del SCM, no está bien diagnosticado el fenómeno que afectó a Jaén y Granada.

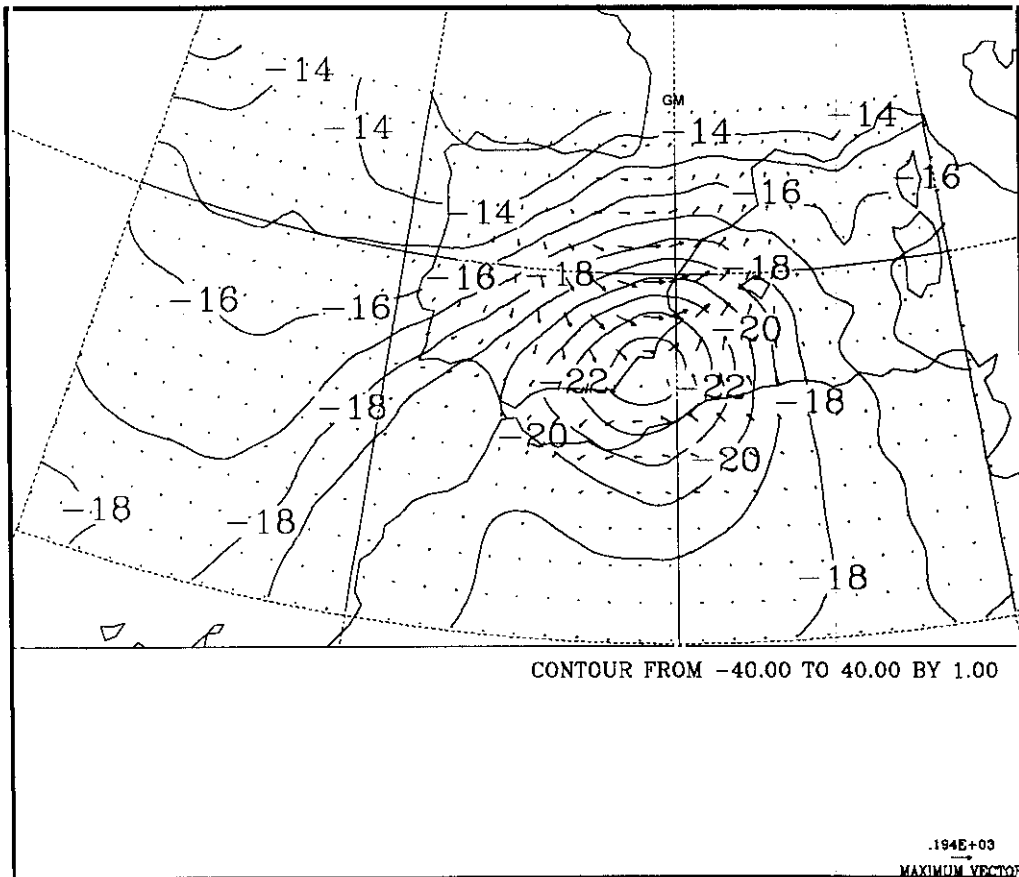
#### Salida 4: Divergencia del vector Q<sub>v</sub>

Esta salida mejora los resultados de la divergencia de Q. Si se observa la gráfica correspondiente a 500 hPa, se aprecia el núcleo de Valencia, extendiéndose el área de ascensos hasta los Pirineos (en particular la zona de Huesca y Lérida). Además de éste, y a diferencia de la divergencia de Q, se marca un segundo núcleo activo sobre el Estrecho, concretamente en la zona de Almería y Jaén. Los resultados del nivel de 300 hPa coinciden reflejan la misma información que los de la salida 3.

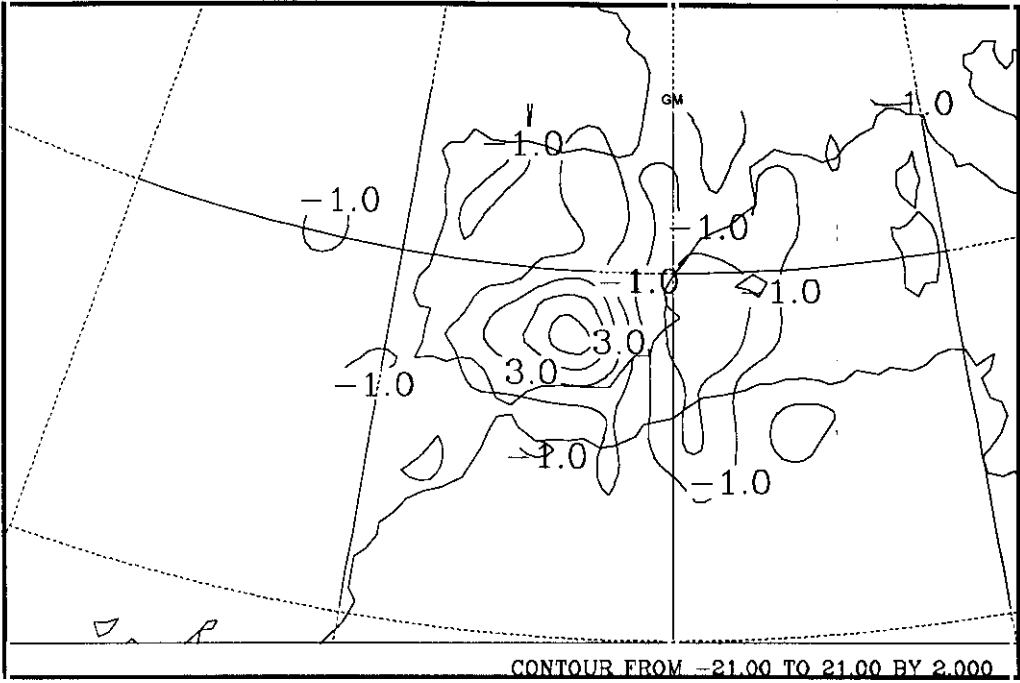
El conjunto de estas cuatro salidas nos permitiría diagnosticar el desarrollo de convergencias no sólo en el Golfo de Valencia, sino también en las otras localizaciones geográficas que, como se ha señalado, también recogieron precipitaciones de importancia. Las gráficas que se han analizado son las siguientes:



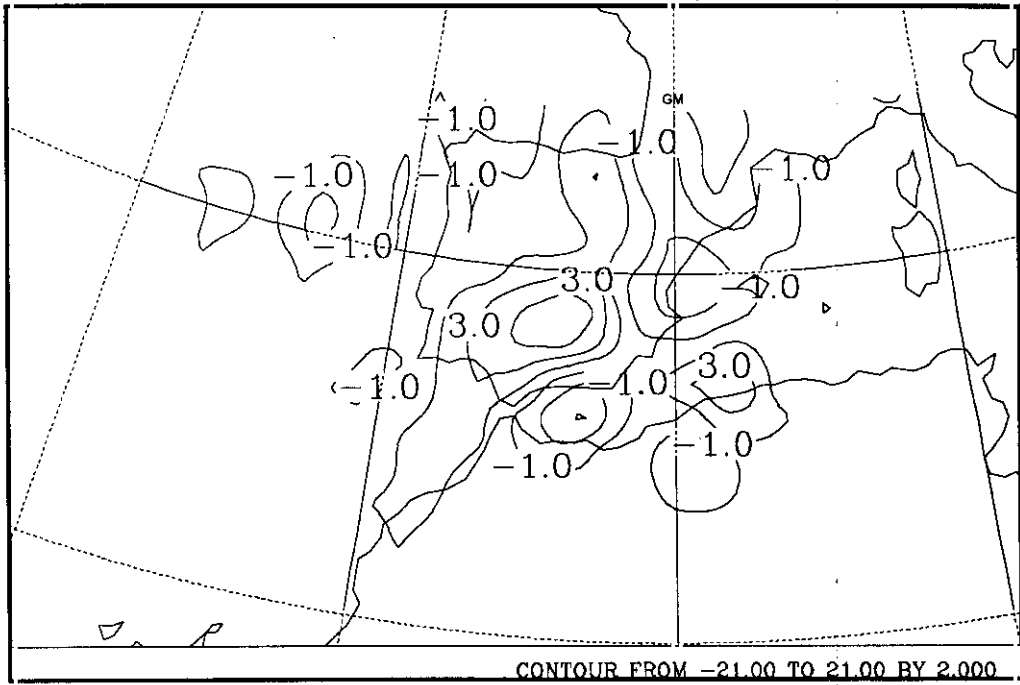
28/10/93. Razón de mezcla y Viento. 850 hPa. 00 00 UTC



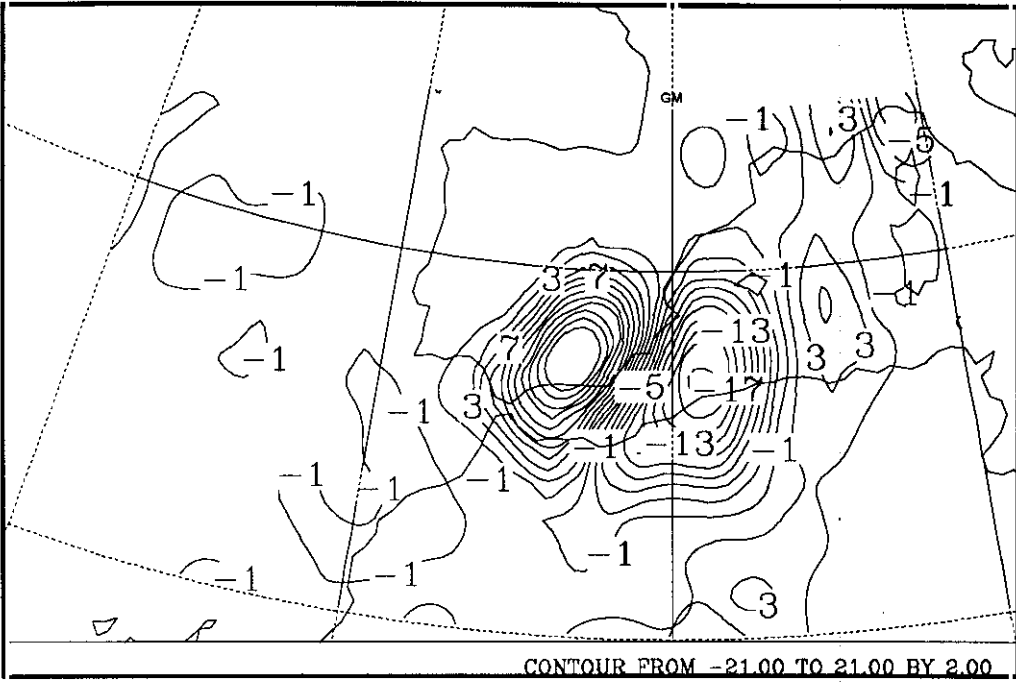
28/10/93. Temperatura del seco y vector Q. 500 hPa. 00 00 UTC



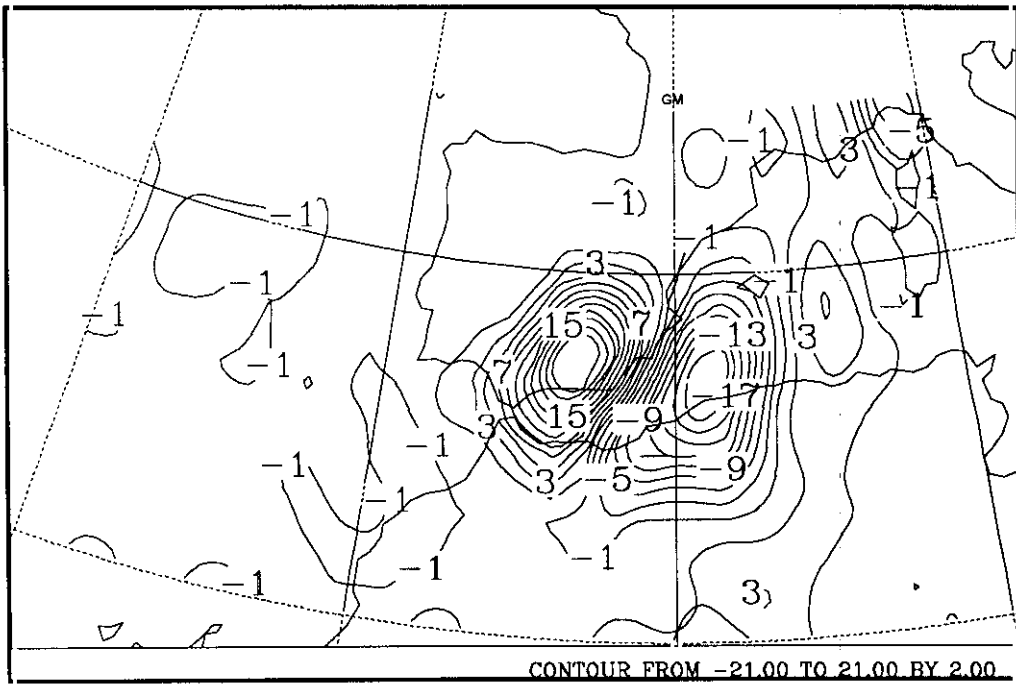
28/10/93 Div. Q. 500 hPa. 00 00 UTC



28/10/93. Div. Q<sub>e</sub> 500 hPa. 00 00 UTC



28/10/93 Div. Q. 300 hPa. 00 00 UTC



28/10/93 Div. Q\_e 300 hPa. 00 00 UTC

#### IV. 3. 4 Día 28 de Octubre de 1993, 12 00 UTC

Este periodo corresponde a la disipación del fenómeno convectivo.

##### Salida 1: Razón de mezcla y viento en 850 hPa.

En los momentos finales, el flujo de viento incluida el área del Golfo de Valencia ya es claramente de componente oeste o sudoeste. La humedad del aire se sitúa entre 3 y 4 g kg<sup>-1</sup> para la zona estudiada. El contenido en vapor de agua es por tanto menor y además el flujo de aire procede del interior de la Península, lo que rompe con las condiciones de las 24 horas anteriores. Estos dos fenómenos combinados reflejan el hecho de que ya no se dan las condiciones óptimas para el desarrollo de un sistema convectivo mesoescalar.

##### Salida 2: Temperatura y vector Q en el nivel de 500 hPa.

Los vectores Q son divergentes sobre Levante, y el área activa se ha trasladado hacia el este. Por su parte, la gota fría continúa también su desplazamiento hacia el E aunque situada ligeramente más al sur, habiendo aumentado un grado más la temperatura en su centro. El conjunto de estas dos informaciones permite diagnosticar la falta de las condiciones atmosféricas propicias para el desarrollo de sistemas convectivos mesoescales (meso- $\alpha$  o meso- $\beta$ ) en todo el área de Levante.

##### Salida 3: Divergencia del vector Q

En el nivel de 500 hPa, se aprecia que el Levante está libre de áreas de ascensos y sólo al interior del Mediterráneo y zonas aisladas de la Meseta Superior aparecen

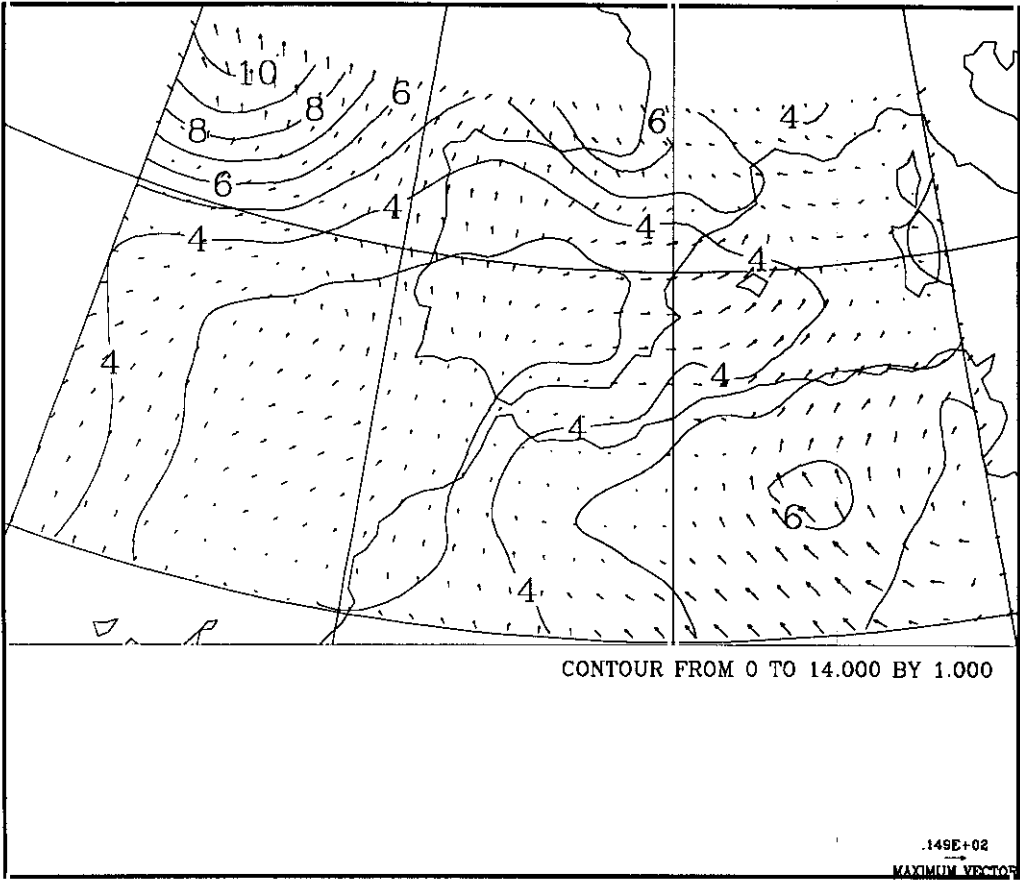
pequeños núcleos de ascenso. En 300 hPa, la fuerte actividad ha descendido notablemente, desplazándose hacia el interior del continente africano junto con la gota fría.

#### Salida 4: Divergencia del vector $Q_e$ .

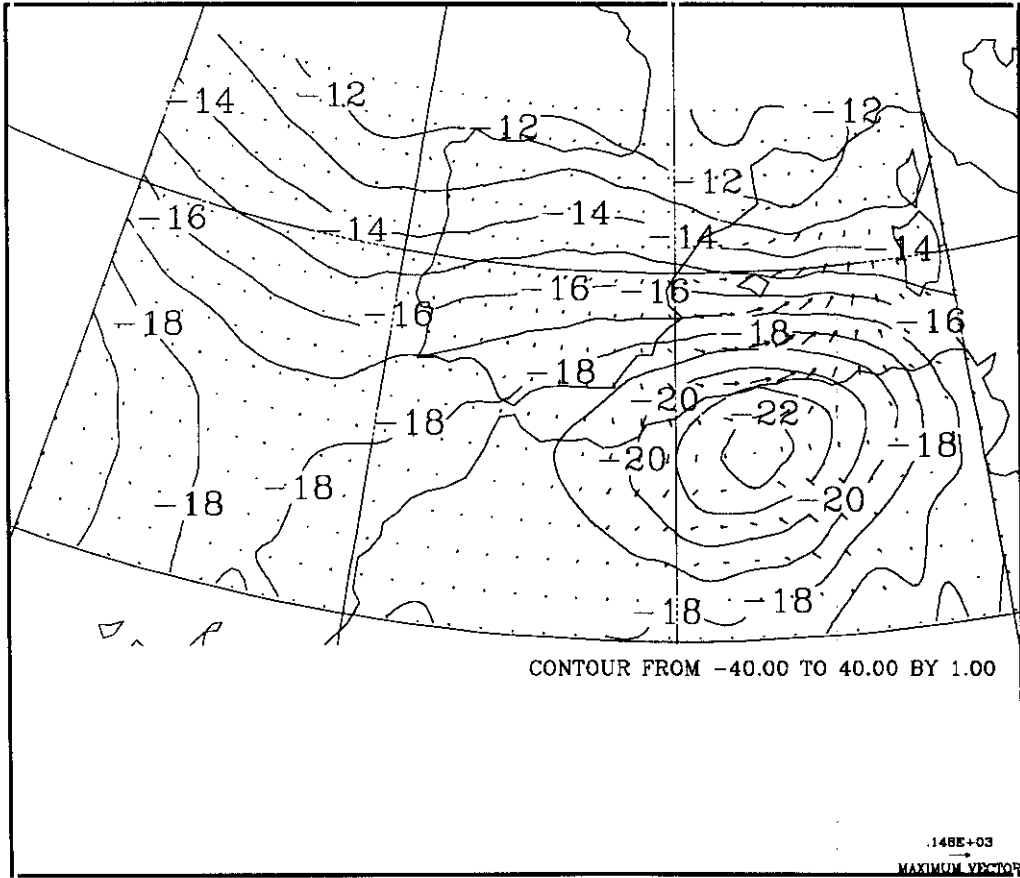
Esta salida concuerda básicamente con los resultados de la salida 3, aunque se marca con menor intensidad el área de ascensos del interior del Mediterráneo. Por contra, aparece un resto de núcleo ascendente entre las Baleares y Cataluña (posición hacia la que se desplazó efectivamente el sistema convectivo que nos ocupa), así como el inicio de una banda activa que se acercaba desde el oeste, fenómeno que concuerda adecuadamente con la situación real.

El conjunto de estas cuatro salidas nos permitiría diagnosticar el fin de las condiciones propicias para el desarrollo de precipitaciones intensas en Levante. En conjunto, mediante la salida del modelo se ha podido hacer un diagnóstico concordante con la situación real que se desarrolló en el periodo estudiado. Cabe señalar también la aportación del parámetro modificado, que permitió mejorar el diagnóstico del vector  $Q$  para las precipitaciones de Andalucía Oriental, el desplazamiento efectivo del SCM y el comienzo de la actividad producida por el frente que en los últimos momentos se empezaba a acercar por el Oeste. Las gráficas que se han comentado se presentan a continuación.

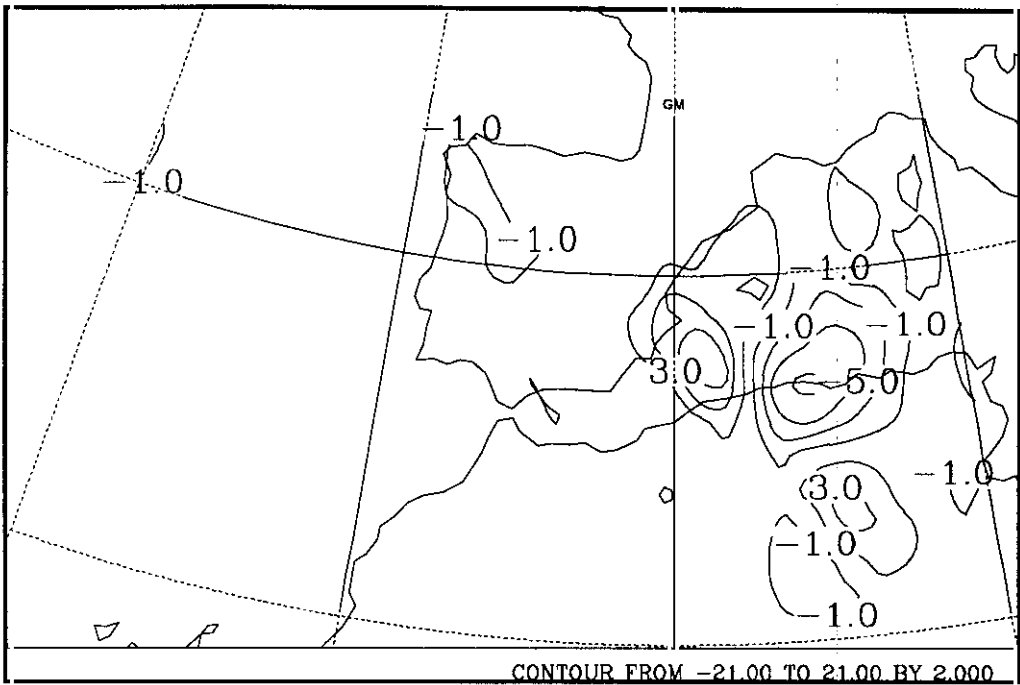




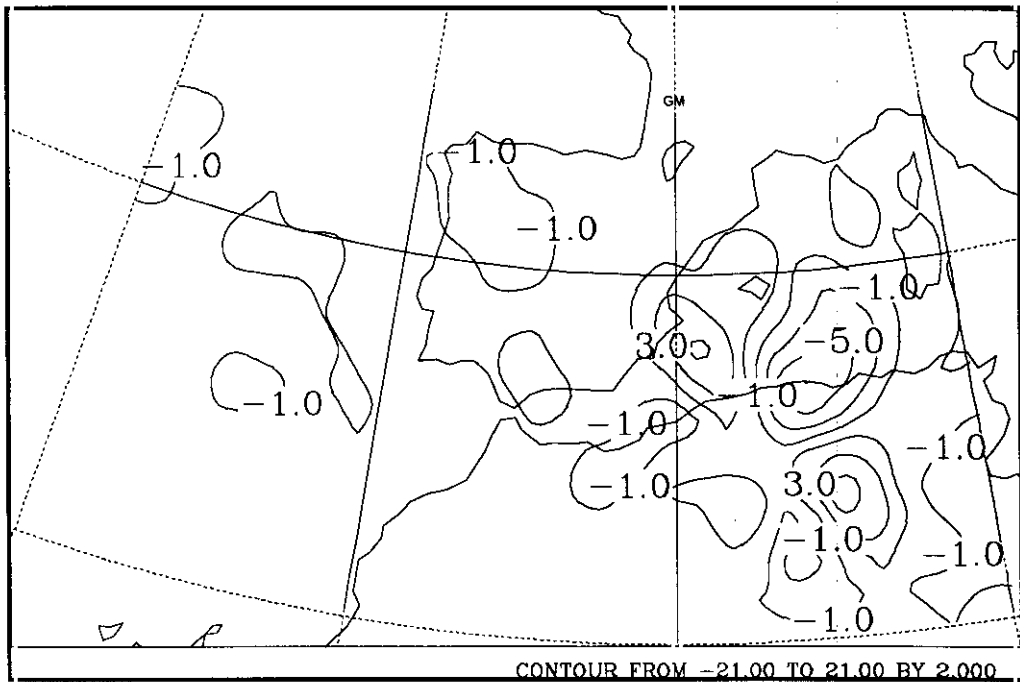
28/10/93 Raz3n de mezcla y Viento. 850 hPa. 12 00 UTC



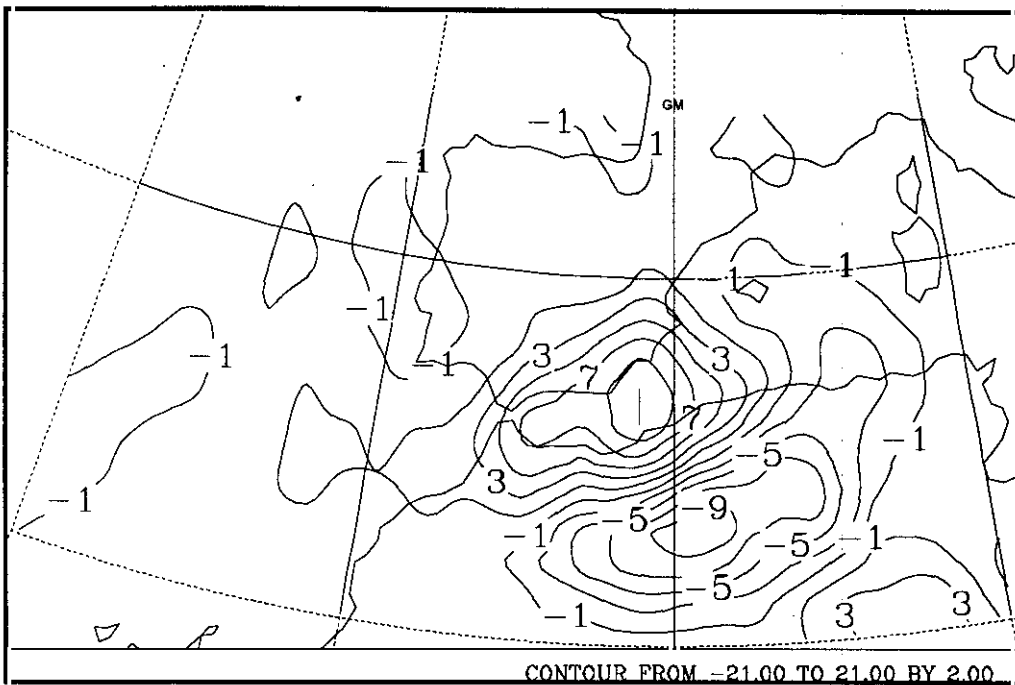
28/10/93 Temperatura del seco y vector Q. 500 hPa. 12 00 UTC



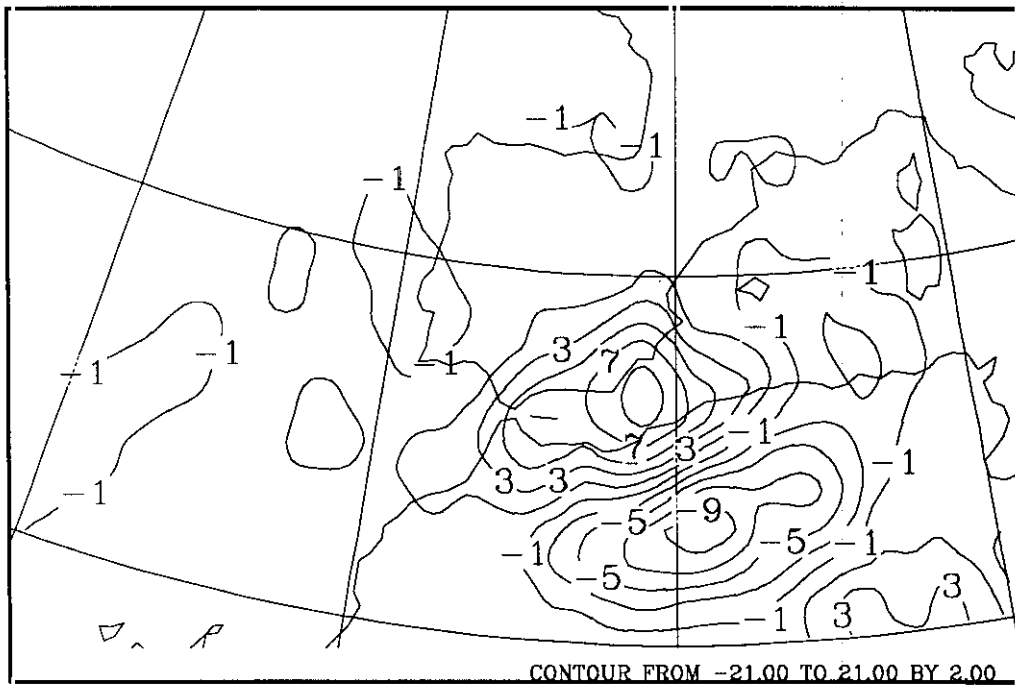
28/10/93 Div. Q 500 hPa. 12 00 UTC



28/10/93 Div. Q<sub>e</sub> 500 hPa. 12 00 UTC



28/10/93 Div. Q. 300 hPa. 12 00 UTC



28/10/93 Div. Q<sub>e</sub> 300 hPa. 12 00 UTC

## **IV. 4. Aplicación del modelo a la diagnosis de un CCM**

Continuando con la evaluación del modelo, se va a diagnosticar una situación que condujo a cantidades muy elevadas de precipitación en el área norte de la Comunidad Valenciana y Cataluña. Este episodio es particularmente adecuado, pues la situación sinóptica reinante en el periodo analizado es mucho menos clara que en el caso del SCM, lo que nos dará una medida de sus posibilidades.

### **IV. 4. 1 Situación sinóptica.**

El fenómeno que se va a analizar se registró entre el día 9 y 10 de octubre de 1994. El complejo convectivo se desarrolló inicialmente en el norte de la Comunidad Valenciana para ir desplazándose hacia el nordeste y disiparse sobre el sur de Francia. Este fenómeno es un claro ejemplo de los CCM con intensas precipitaciones: 17 mm en Valencia, 33 en Castellón, 26 mm en Teruel, 57 mm en Tortosa, 400 mm en Alforja (Tarragona), 71 mm en Reus, 27 mm en Barcelona y 129 mm en Gerona. Se inició por fusión de dos SCM previos: el primero se gestó entre Alicante y la costa valenciana, avanzando hacia el norte y un segundo surgió sobre el mar al sur de Ibiza y Formentera desplazándose hacia el nordeste. La configuración sinóptica presente durante la génesis y desarrollo de este complejo convectivo es la correspondiente al Tipo 2, pero no aparece tan clara como en el ejemplo anterior ya que el núcleo de aire frío es de menor entidad y se sitúa más al oeste sobre el Océano Atlántico.

Para analizar este episodio se ha dispuesto también de las salidas de análisis del modelo LAM, que cubren el periodo comprendido entre el día 9 y el 10 con datos cada 12 horas. Haciendo una correspondencia temporal entre el ciclo de vida del CCM con los datos de que se dispone, podemos decir que el inicio de este fenómeno viene a corresponder al día 9 de Octubre a las 00 00 UTC, su máxima actividad se produce hacia las 12 00 UTC y su fin con el día 10 de Octubre a las 00 00 UTC, cuando ya entró en territorio francés disipándose horas después. Consecuentemente, el análisis y diagnóstico se ha realizado para estos tres intervalos, cuyos resultados se exponen a continuación.

#### **IV. 4. 2 Día 9 de Octubre de 1994, 00 00 UTC**

Como ya se ha comentado, este periodo se corresponde aproximadamente con el inicio del fenómeno convectivo, cuando se produjo la interacción entre los dos sistemas convectivos que había sobre la zona.

##### Salida 1: Razón de mezcla y viento en 850 hPa.

Esta primera salida nos muestra un campo de viento caracterizado por un flujo de Levante en el área del Estrecho que se convierte en sudeste sobre la costa valenciana y sur en la costa catalana y Baleares. La humedad del aire en esta zona está comprendida entre 5 y 6 g kg<sup>-1</sup>.

Estas características de viento y humedad están de nuevo de acuerdo con las condiciones adecuadas para la formación en Levante de desarrollos convectivos

mesoescales, con flujo del E o SE en los niveles bajos de la atmósfera, que favorecen el desarrollo del sistema convectivo.

#### Salida 2: Temperatura y vector Q en el nivel de 500 hPa.

La segunda de las salidas del modelo nos presenta con menor claridad que en el caso precedente dos áreas diferenciadas: la mitad oeste de la Península, con los vectores Q de mayor módulo y en el área de levante, de menor módulo y que convergen al sur de la costa valenciana. Finalmente, la temperatura refleja el fenómeno de gota fría, aunque no con forma tan definida como en el fenómeno anteriormente analizado. Se localiza sobre la mitad sur de la Península hacia el Golfo de Cádiz, presentando un núcleo con un mínimo de  $-17^{\circ}\text{C}$ , siete grados superior al que coincidió con el desarrollo del 27 de octubre de 1993.

Se produce pues otra de las condiciones necesarias para el desarrollo de estos fenómenos: en los niveles medios y altos existe un núcleo frío que junto a la tendencia a la frontogénesis sobre levante producen las condiciones necesarias para el desarrollo de estas estructuras mesoescales.

#### Salida 3: Divergencia del vector Q.

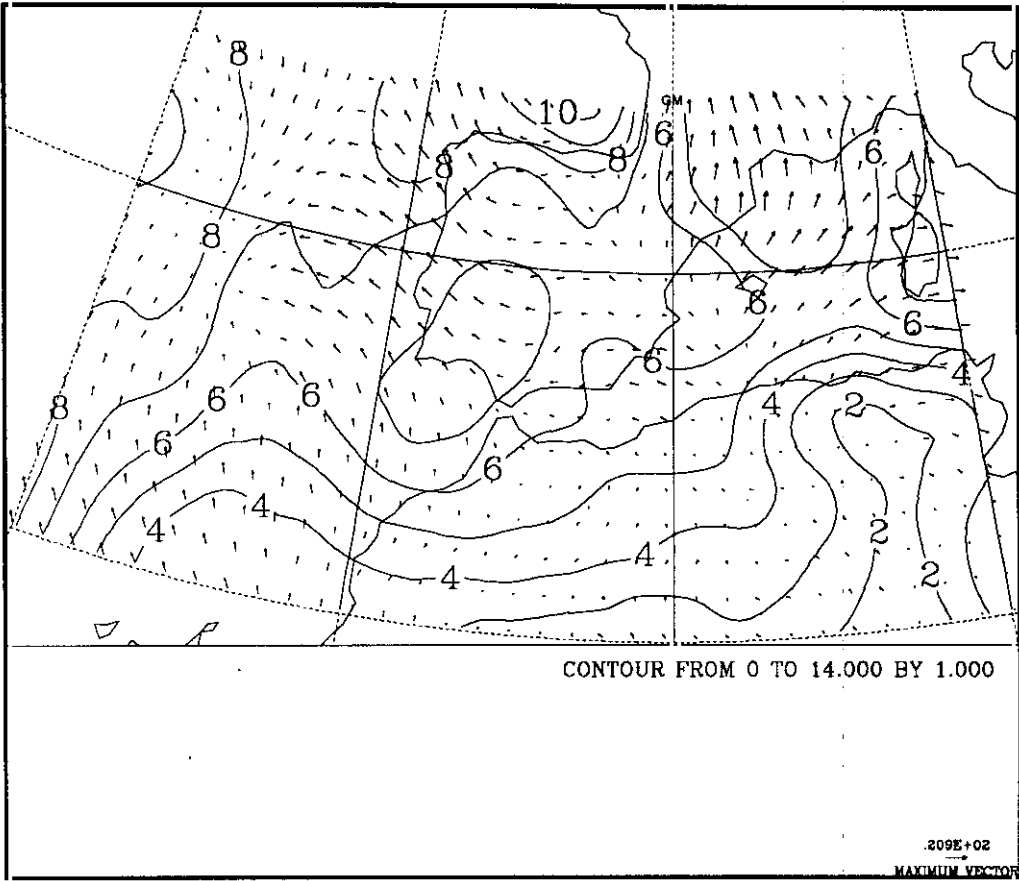
Se presentan las salidas del vector Q en los mismos niveles que se han utilizado para el diagnóstico del fenómeno anterior. En el nivel de 500 hPa, se aprecia un núcleo de ascenso sobre la misma zona donde se registraban los dos SCM que antecedieron a este complejo convectivo. En el nivel de 300 hPa se refleja esta actividad más hacia el interior peninsular y el entorno del Golfo de Cádiz, que está reflejando la actividad en torno al centro de la gota fría. La información de esta salida corrobora las posibilidades

de actividad convectiva, aunque el vector Q no la diagnostique con la claridad del fenómeno precedente.

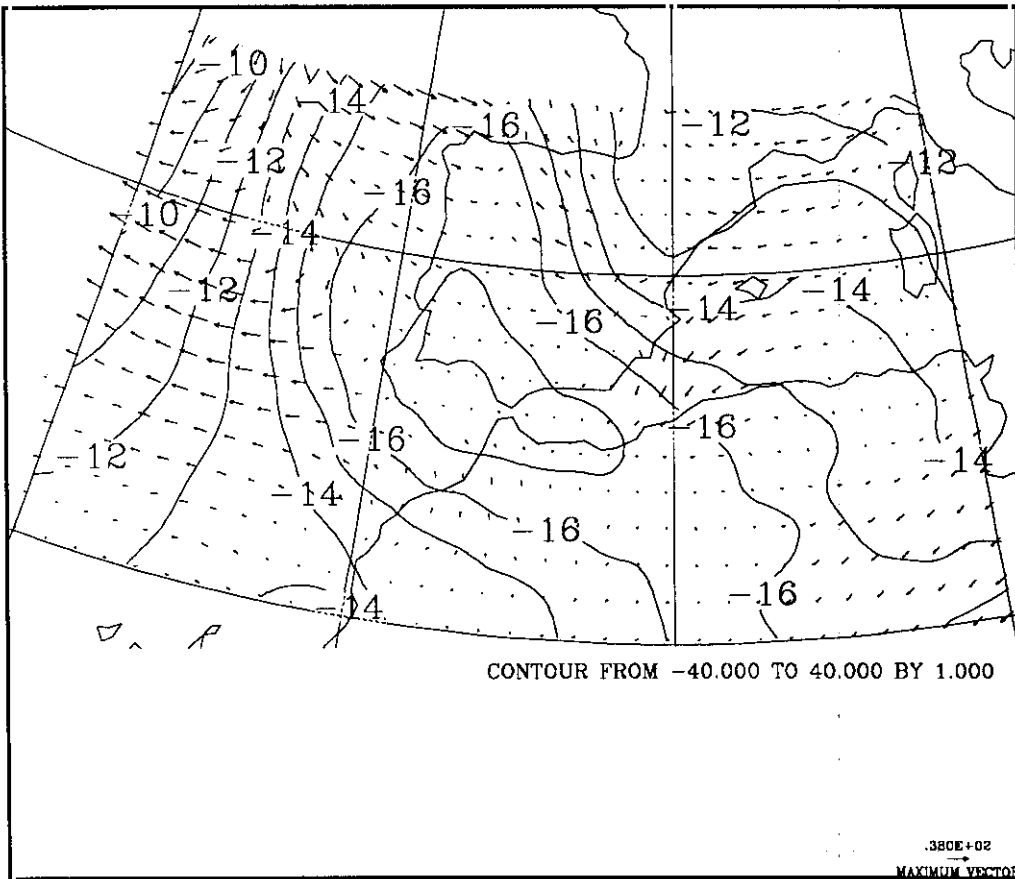
#### Salida 4: Divergencia del vector Q.

Esta salida complementa la información de la divergencia de Q. En el nivel de 500 hPa aparece con mayor claridad e intensidad un núcleo de ascensos sobre el Golfo de Valencia. Además aparece por el sudoeste un área de ascensos que, como se verá en posteriores gráficas, antecede a la llegada de un frente frío. El nivel de 300 hPa ofrece básicamente la misma información que el de la divergencia de Q como era de esperar.

El conjunto de estas cuatro salidas nos permitiría diagnosticar condiciones adecuadas sobre el Levante - en particular sobre el Golfo de Valencia - para el desarrollo de actividad convectiva a mesoescala. Las gráficas que se han comentado figuran a continuación.

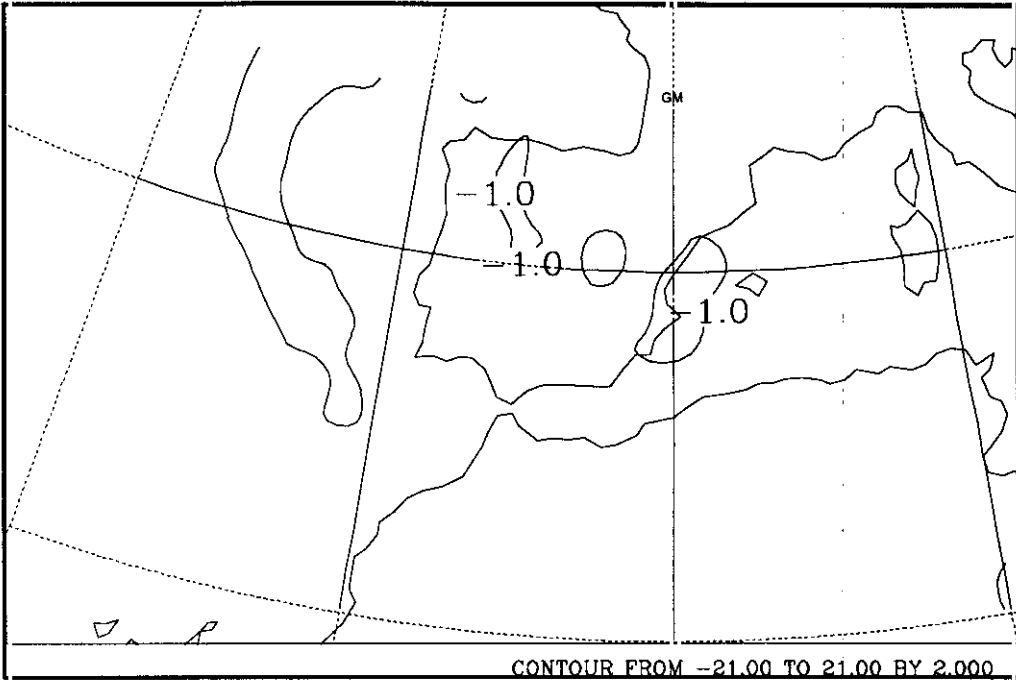


9/10/94 Razón de mezcla y Viento. 850 hPa. 00 00 UTC

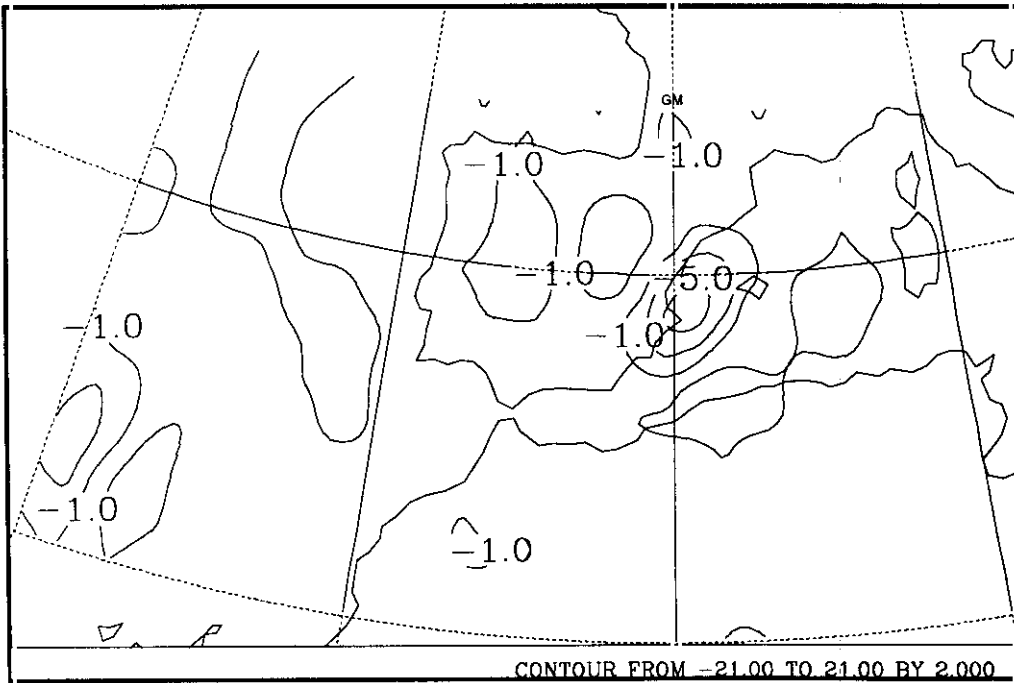


9/10/94 Temperatura del seco y vector Q. 500 hPa. 00 UTC

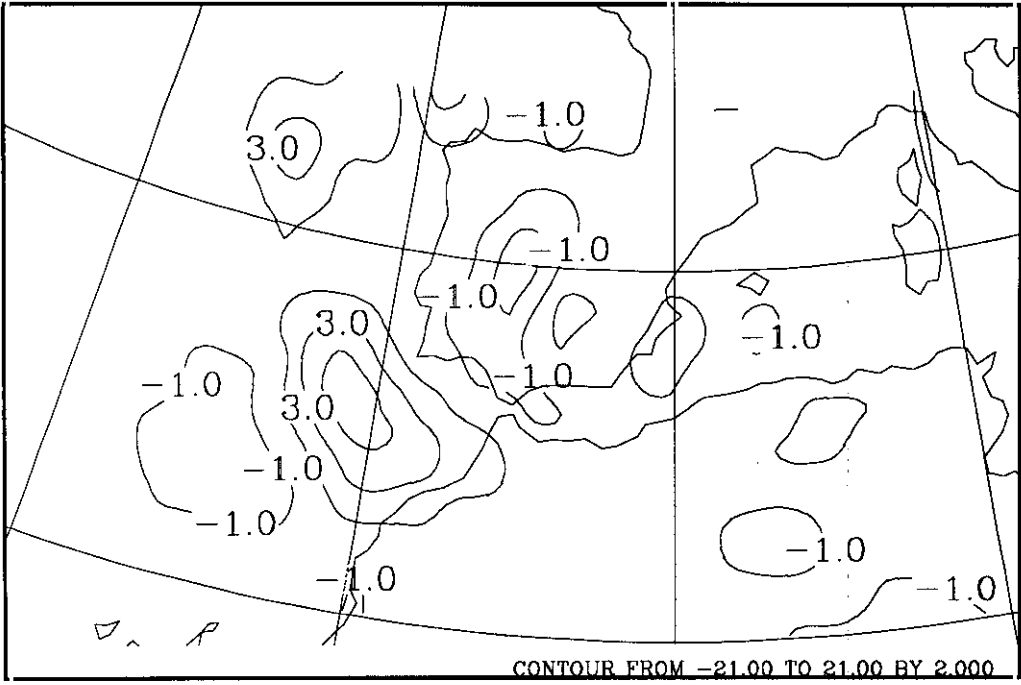




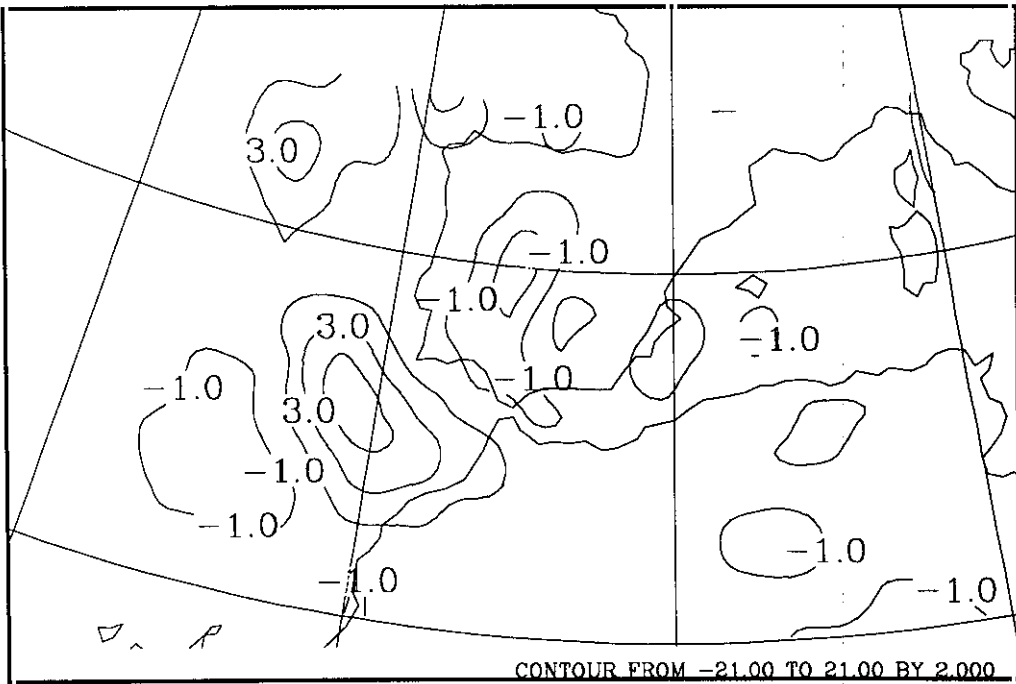
9/10/94. Div. Q. 500 hPa. 00 00 UTC



9/10/94 Div. Q<sub>e</sub> 500 hPa. 00 00 UTC



9/10/94 Div. Q. 300 hPa. 00 00 UTC



9/10/94 Div. Q<sub>e</sub> 300 hPa. 00 00 UTC

#### IV. 4. 3 Día 9 de Octubre de 1994, 12 00 UTC

Este periodo corresponde aproximadamente con el momento de máxima actividad del CCM, cuando se registraron las precipitaciones intensas en la zona sur de Cataluña.

##### Salida 1: Razón de mezcla y viento en 850 hPa.

El campo de viento se ha intensificado en la zona del litoral catalán y áreas adyacentes manteniéndose del sur o sudeste. Es muy relevante el alto contenido de humedad de la zona, pues ha pasado de estar entre 5 y 6 g kg<sup>-1</sup> a entre 7 y 9 g kg<sup>-1</sup>, pudiéndose alimentar los sistemas convectivos con una mayor cantidad de vapor de agua. Estas condiciones favorecen aún más que antes el desarrollo de los sistemas.

##### Salida 2: Temperatura y vector Q en el nivel de 500 hPa.

La segunda de las salidas del modelo nos presenta la evolución de la situación previa. La gota fría se ha desplazado hacia el sudeste, alargándose la forma inicial de forma que queda orientada en torno al eje noroeste-sudeste. Hay que señalar en esta gráfica dos datos relevantes: el área de levante no presenta prácticamente actividad frontogénica, quedando ésta limitada al Atlántico; en segundo lugar, las temperaturas de la zona no son tan bajas como en otras ocasiones puesto que toma valores entre -12° C y -14° C. Consecuentemente si solamente tuviésemos que diagnosticar la situación con esta salida, podríamos pensar que ya ha cesado la actividad en Levante y en particular sobre Cataluña.

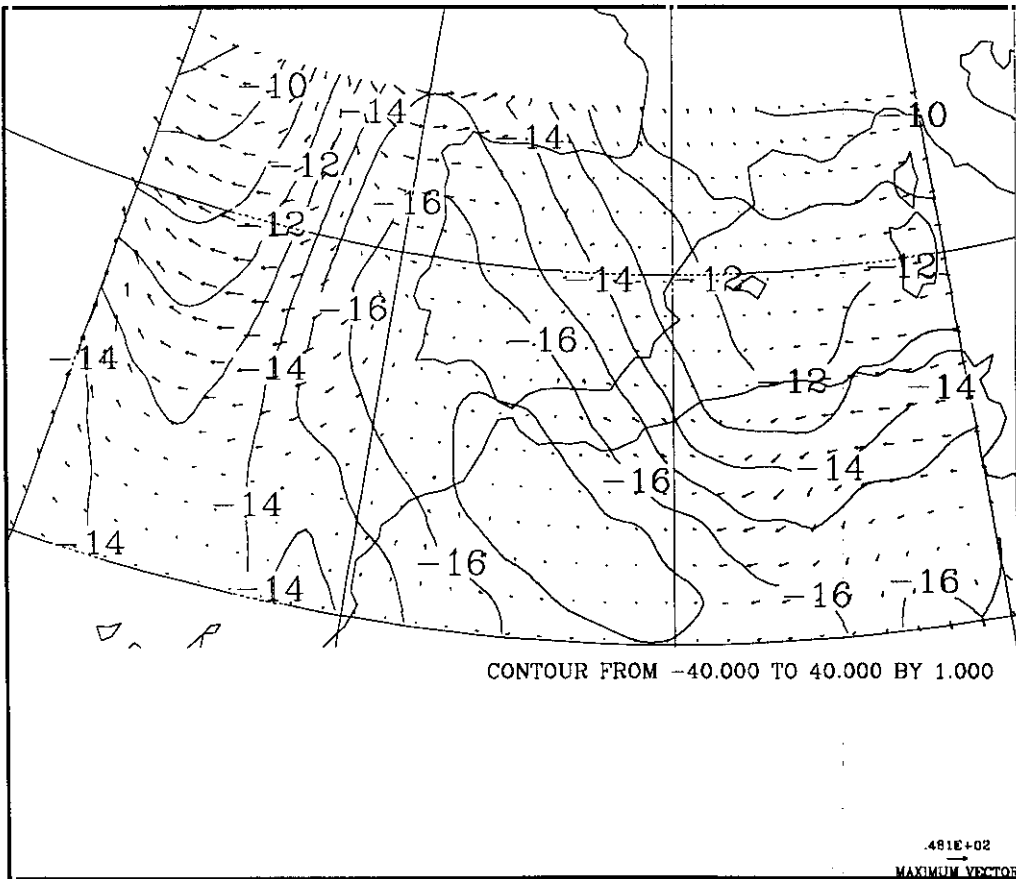
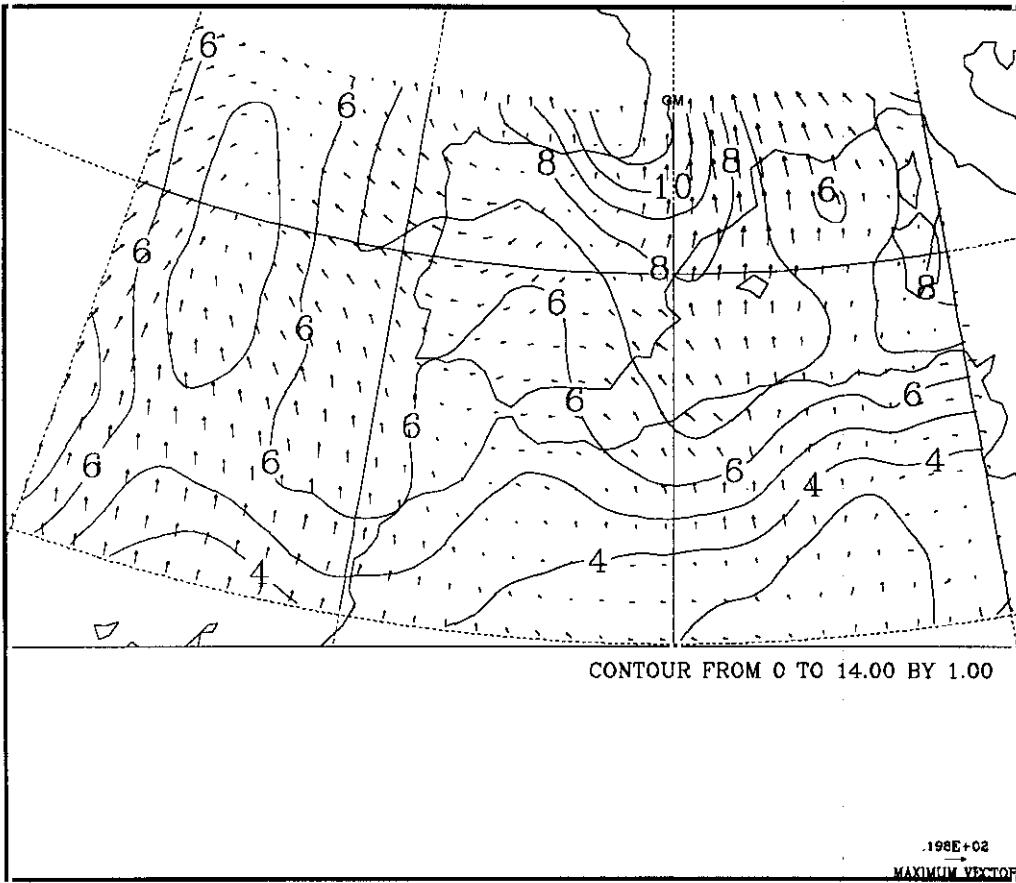
### Salida 3: Divergencia del vector Q.

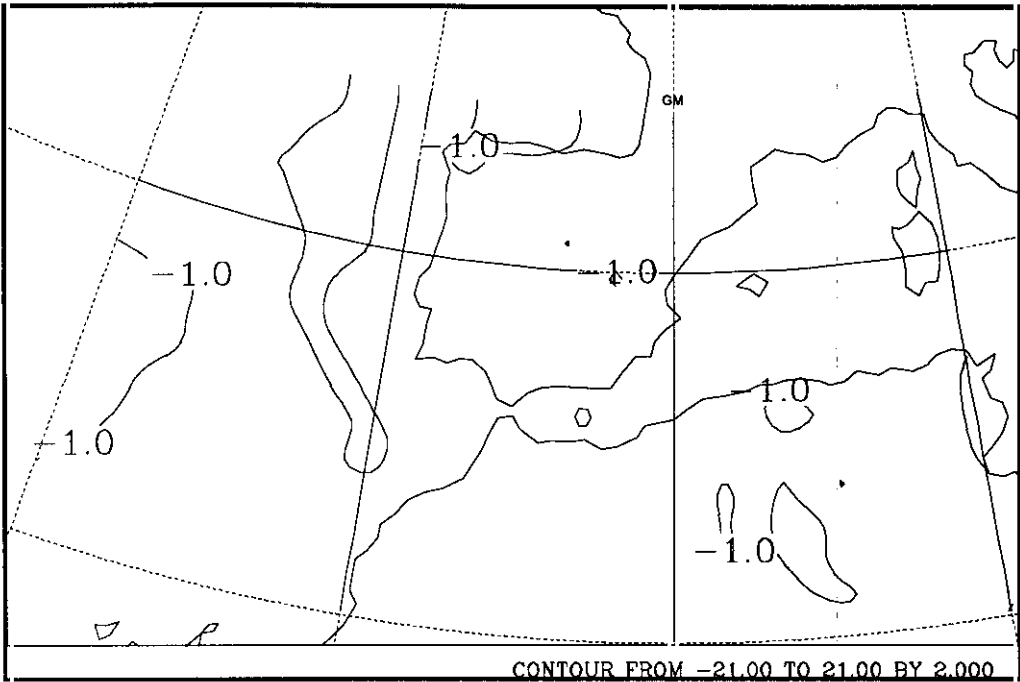
Lo más relevante del nivel de 500 hPa es que sólo hay un pequeño núcleo de ascenso en el interior de la península. Aparece otra área de actividad en el norte de África, que coincide con la posición de una gran banda nubosa que cubría la mitad este de la Península y el Norte de África. La información del nivel de 300 hPa ayuda al diagnóstico, ya que sobre el interior de Cataluña aparece un núcleo extenso que sí se puede identificar con la zona donde se registró el complejo convectivo. Al oeste aparece una zona con valores más altos de la divergencia, zona en la que existía nubosidad y hacia la que se aproximaba un frente frío. Si bien se podrían diagnosticar las zonas afectadas por la frontogénesis, no se podría detectar el fenómeno que afectó a Cataluña.

### Salida 4: Divergencia del vector $Q_e$ .

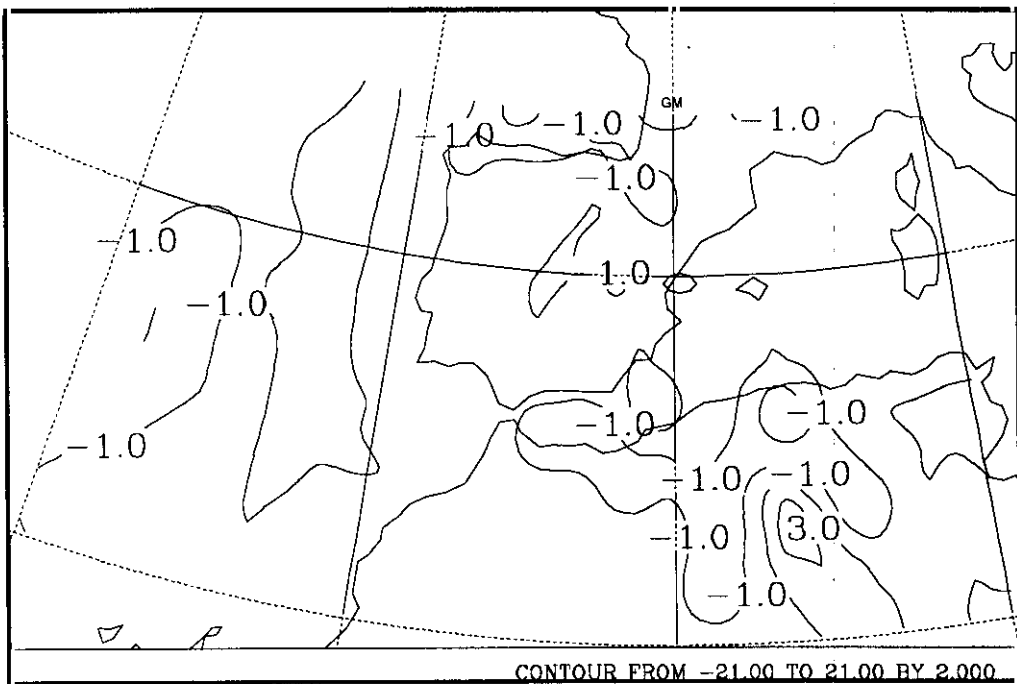
Esta salida mejora la información que ofrece la divergencia de Q. Si se observa la gráfica correspondiente a 500 hPa, se aprecia el núcleo del área de Valencia con más extensión y un segundo sobre parte de Aragón y sur de Cataluña. El área nubosa del sur de España y norte de África se refleja con mayor claridad, además aparece tanto el área de ascensos del oeste peninsular como la de la banda nubosa que se acercaba desde el sudoeste. La información del nivel de 300 hPa es concordante con la que ofrece la divergencia de Q, por lo que no se harán otros comentarios.

El conjunto de estas cuatro salidas permitiría diagnosticar la continuación de la inestabilidad y convergencias que se habían apreciado doce horas antes en diferentes zonas de la Península, aún cuando este episodio no tuvo la claridad del fenómeno descrito en el apartado IV. 3. Las gráficas que se han analizado son las siguientes:

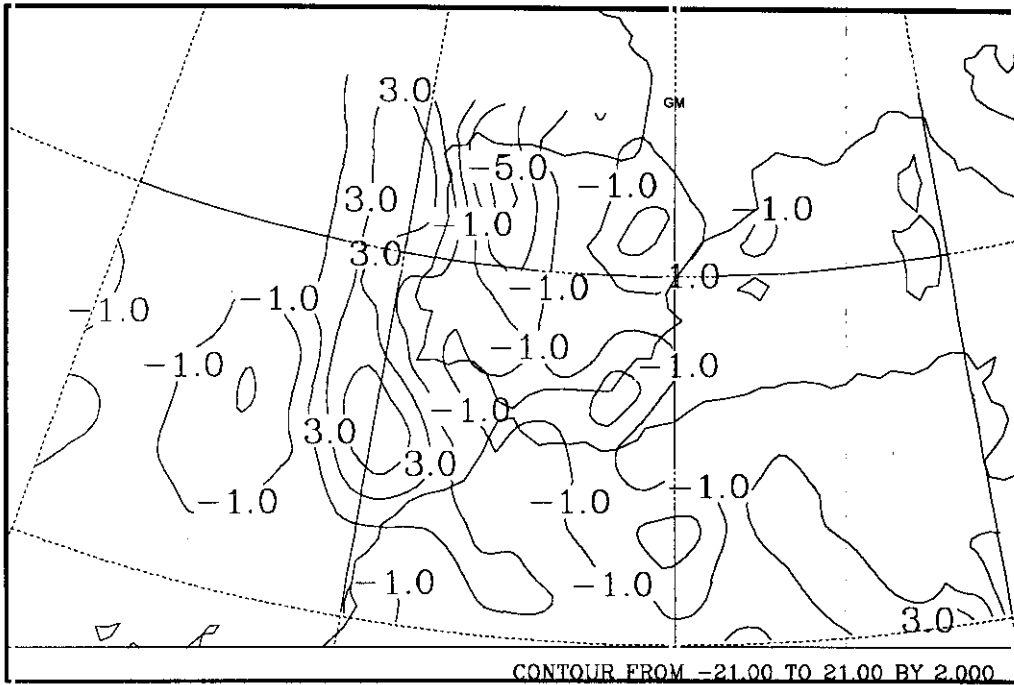




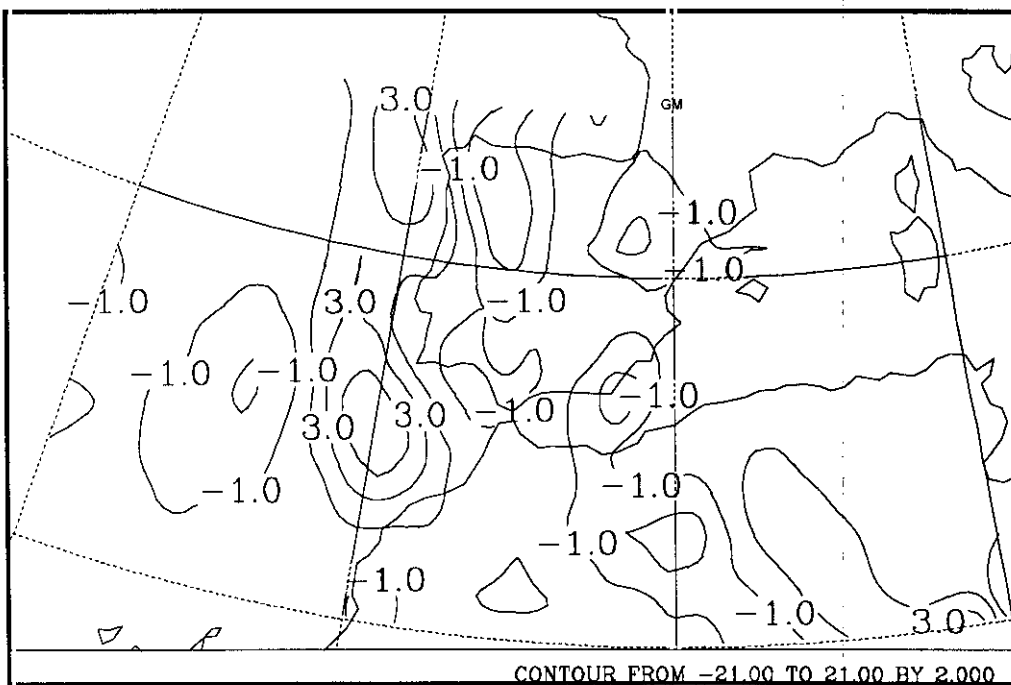
9/10/94 Div. Q 500 hPa. 12 00 UTC



9/10/94 Div. Q<sub>e</sub> 500 hPa. 12 00 UTC



9/10/94 Div. Q 300 hPa. 12 00 UTC



9/10/94 Div.  $Q_e$  300 hPa. 12 00 UTC

#### **IV. 4. 4 Día 10 de Octubre de 1994, 00 00 UTC**

Este periodo corresponde al decaimiento del fenómeno sobre nuestro territorio y la aparición de distintos frentes sobre la península.

##### Salida 1: Razón de mezcla y viento en 850 hPa.

En los momentos finales, el flujo de viento incluida el área del Golfo de Valencia ya empieza a girar hacia componente sudoeste, disminuyendo en intensidad por el interior. Aún se mantiene fuerte sobre Gerona y el sur de Francia, zona hacia donde se desplazó el CCM. La humedad del aire se sitúa entre 7 y 8 g kg<sup>-1</sup> para la zona de interés manteniéndose aún elevada aunque ya en descenso. Estos fenómenos combinados reflejan el hecho de que ya empiezan a cambiar las condiciones óptimas para el desarrollo de sistemas convectivos.

##### Salida 2: Temperatura y vector Q en el nivel de 500 hPa.

El vector Q es divergente sobre la mitad este Peninsular, diagnosticando por tanto una tendencia a la frontolisis mientras que se mantiene la actividad frontogénica al oeste de la Península. Por su parte, en el campo de temperaturas se puede ver la evolución del núcleo frío hacia la formación de una onda térmica cuyo eje se orienta en la dirección N-S y la disminución en 1° C del núcleo frío sobre África. El conjunto de estas dos informaciones indica la evolución de las condiciones atmosféricas propicias para el desarrollo convectivo en todo el área de Levante, que tienden a desaparecer gradualmente.



### Salida 3: Divergencia del vector Q.

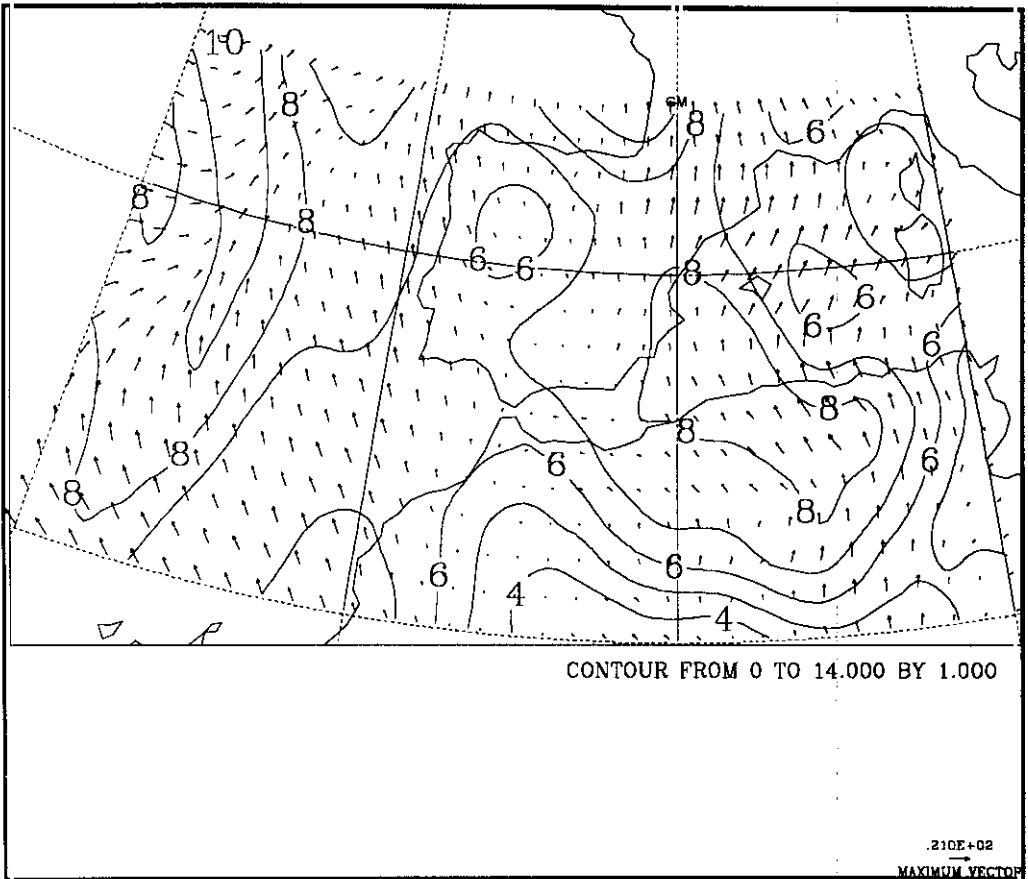
En el nivel de 500 hPa, se aprecia con claridad cómo en el Levante se conserva un núcleo de ascensos débil y se forma un segundo núcleo al sur de la costa francesa, en el lugar hacia el que se desplazó el sistema convectivo. Esta información es concordante con la del nivel de 300 hPa donde además se aprecia una perturbación sobre el sur de Andalucía y el norte de África, y una segunda que se aproxima por el oeste. Estas dos perturbaciones coinciden con bandas nubosas que unían el sur de Andalucía con el norte de África y con el frente frío que se aproximaba desde el oeste y que ya se ha mencionado.

### Salida 4: Divergencia del vector $Q_v$ .

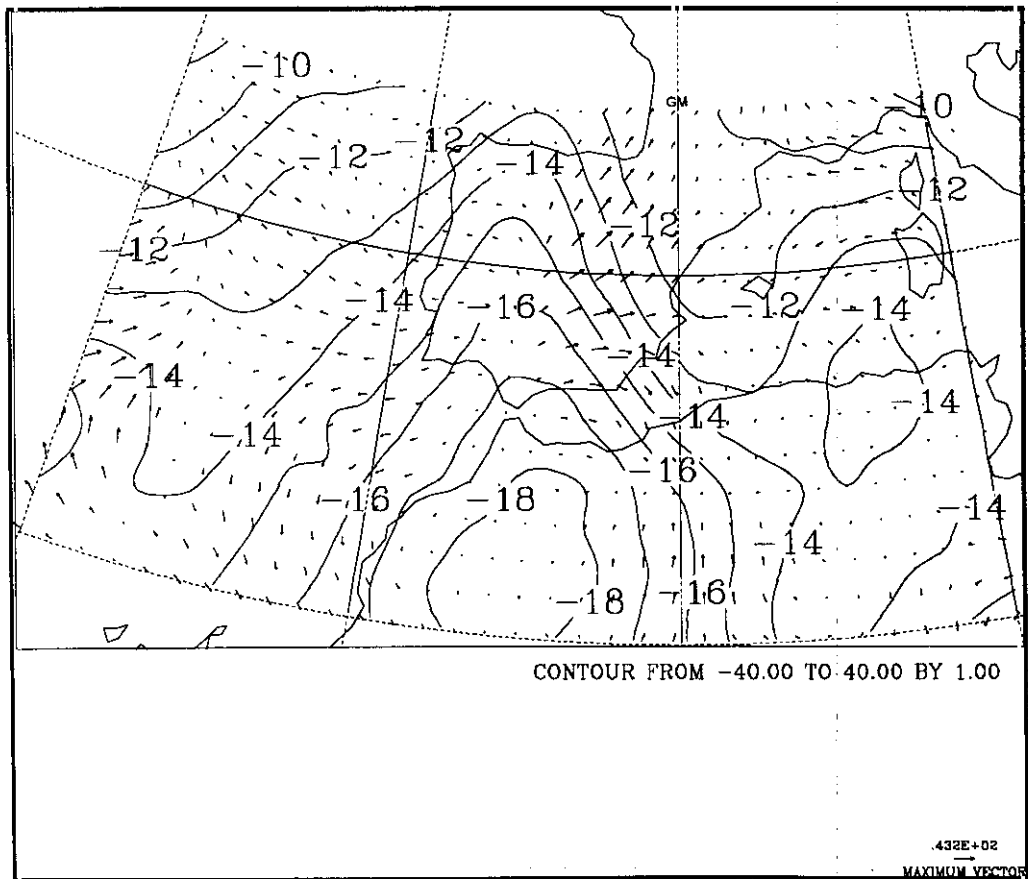
Esta salida concuerda básicamente con los resultados de la salida 3, pero aporta información relevante para el diagnóstico en el nivel medio de la troposfera (500 hPa). Así por ejemplo, no sólo se aprecia en una extensión más cercana a la realidad el núcleo que se desplazó hacia el sur de Francia, sino que a diferencia del vector Q marca con mayor precisión una banda activa que coincide con la posición del frente frío que se acercaba por el oeste. Obsérvese en la imagen superior, que la divergencia de Q no daba ningún diagnóstico sobre la misma zona. Por último, señalar que la información del nivel de 300 hPa es concordante con la de la divergencia de Q, como era de esperar.

El conjunto de estas cuatro salidas nos permitiría diagnosticar un desplazamiento hacia el nordeste de las condiciones propicias para el desarrollo de precipitaciones intensas en Levante. También nos permite diagnosticar otros fenómenos, como la banda nubosa que desde Andalucía se internaba hacia el norte del continente africano y la aproximación de un frente frío por el oeste. En conjunto,

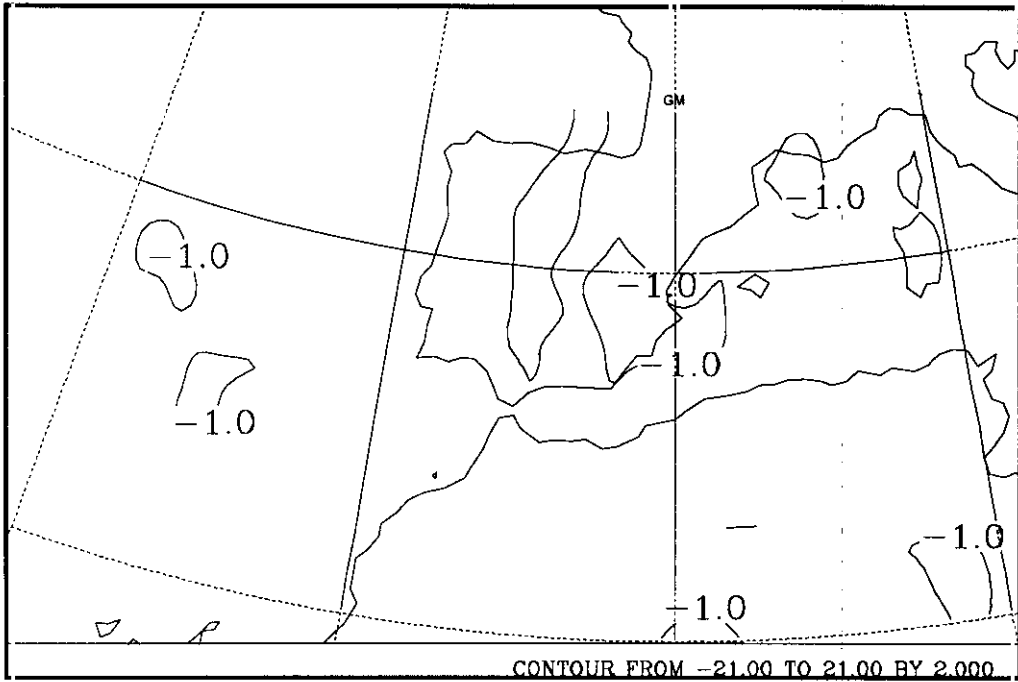
mediante la salida del modelo se ha podido hacer un diagnóstico que concuerda en gran medida con la situación real que se desarrolló en el periodo estudiado. Cabe señalar de nuevo la aportación del parámetro modificado, que permitió mejorar el diagnóstico basado en el vector  $Q$  para el núcleo de actividad convectivo que se pretendía detectar y para los otros fenómenos que se producían en el entorno. Las gráficas que se han comentado se presentan a continuación.



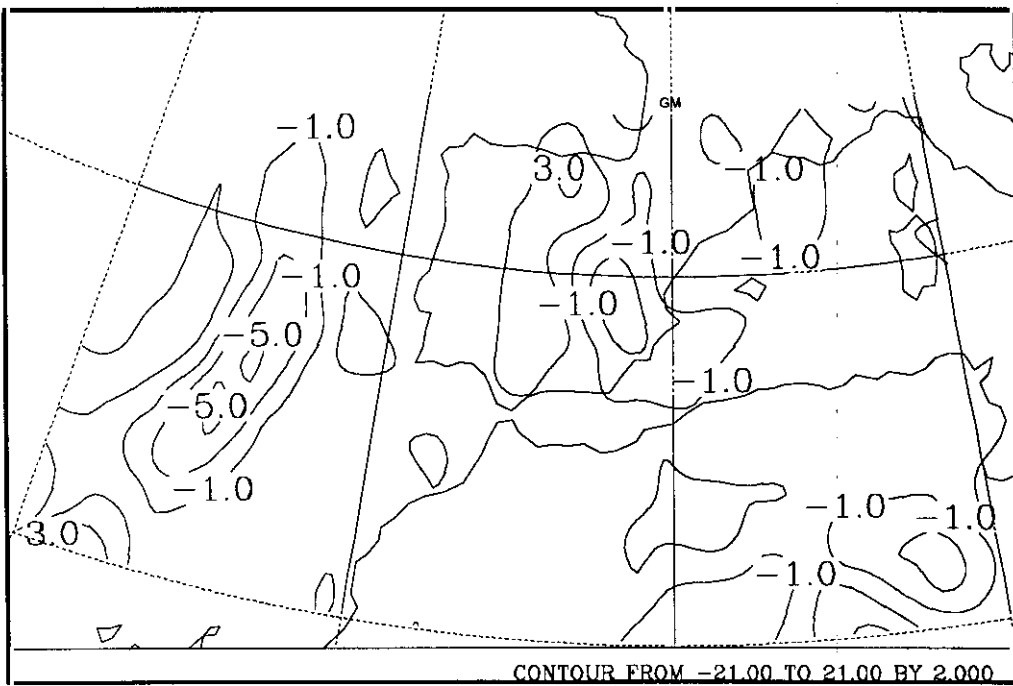
10/10/94 Razón de mezcla y Viento. 850 hPa. 00 00 UTC



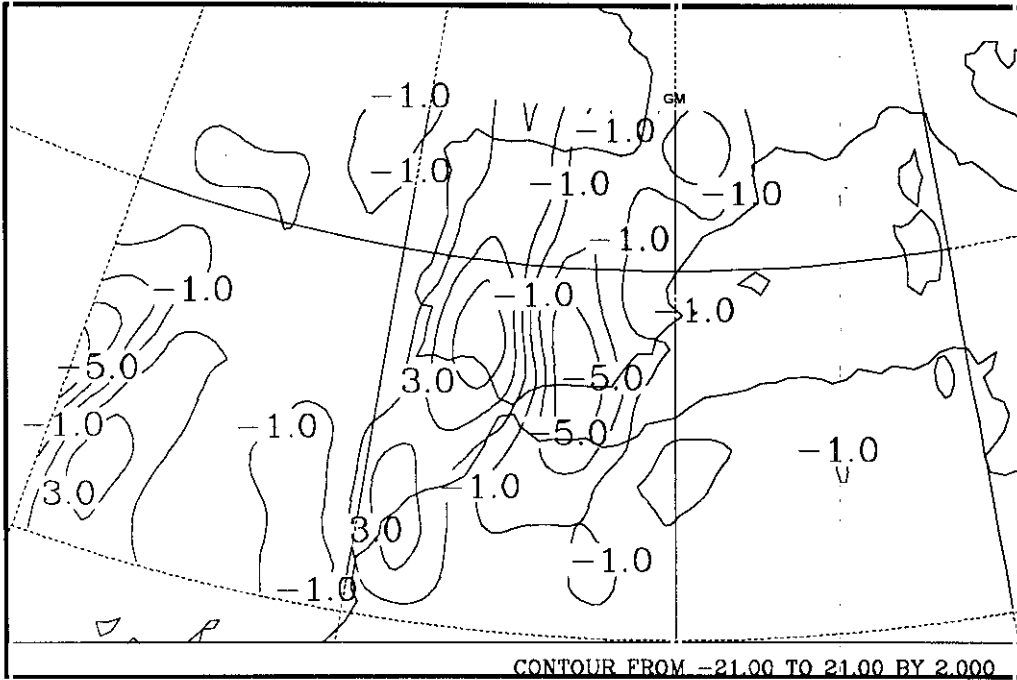
10/10/94 Temperatura del seco y vector Q. 500 hPa. 00 00 UTC



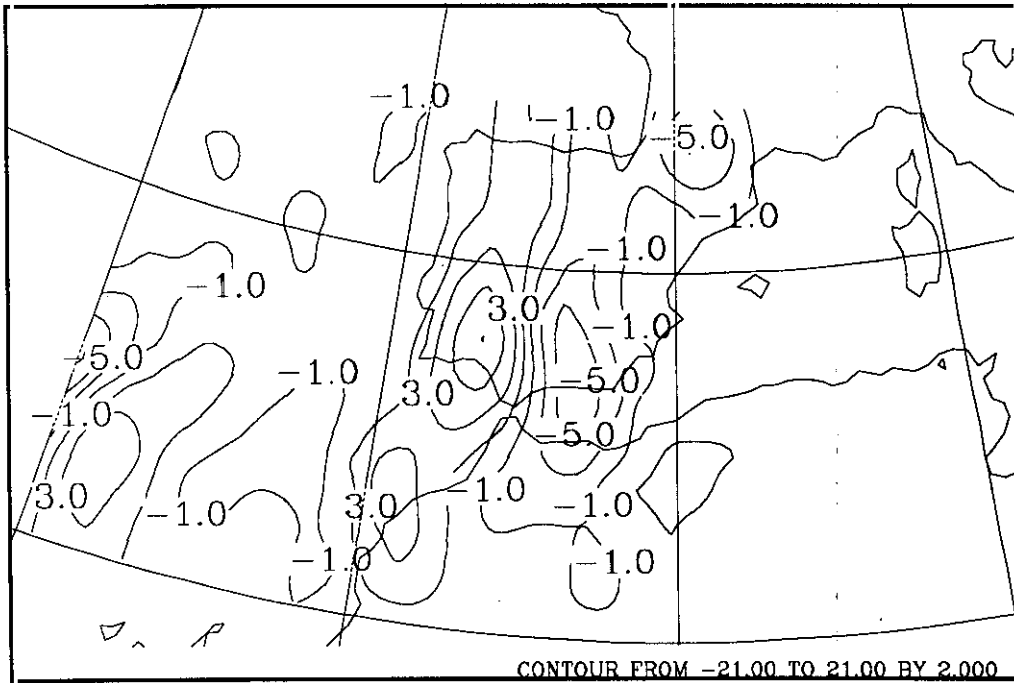
10/10/94 Div. Q 500 hPa. 00 00 UTC



10/10/94 Div. Q<sub>e</sub> 500 hPa. 00 00 UTC



10/10/94 Div. Q 300 hPa. 00 00 UTC



10/10/94 Div. Q<sub>c</sub> 300 hPa. 00 00 UTC

## IV. 5 Resumen y conclusiones

En este capítulo se ha abordado la elaboración de un sistema de diagnóstico orientado particularmente hacia la detección de condiciones propicias para el desarrollo de los fenómenos convectivos mesoescalares. Para ello se han determinado las variables más adecuadas, se han obtenido distintos campos compuestos que permitan ayudar a diagnosticar las condiciones adecuadas para el desarrollo de los citados fenómenos y se ha contrastado su capacidad aplicándolo a dos fenómenos diferenciados. Se puede concluir lo siguiente:

1. Se ha propuesto la razón de mezcla, las componentes horizontales del viento, la temperatura del termómetro seco, el vector  $Q$  y las divergencias de  $Q$  y  $Q_e$  como parámetros adecuados para caracterizar las condiciones necesarias para la génesis, desarrollo y disipación de sistemas convectivos, seleccionada expresamente para este sistema de diagnóstico.
2. El estudio de varias posibilidades para eliminar ruidos en las variables ha conducido a la desestimación del empleo de filtros basados en la media móvil. Se han encontrado más adecuados los que se aplican mediante convolución con la serie de datos originales.
3. Se ha implementado un filtro de esas características, en el cual se ha establecido la longitud de onda de corte en 600 km. Esto permite la aplicación de la teoría cuasi-

geostrófica en la que se basan los parámetros de diagnosis, además de eliminar la influencia de las ondas de gravedad.

4. Se ha aplicado este esquema de diagnóstico a la situación que dio lugar a un SCM que se registró en el periodo 27-28 de Octubre de 1993 y de un CCM entre el 9 y 10 de Octubre de 1994. Mediante el modelo se ha diagnosticado la evolución de las condiciones en el área de interés, coincidiendo con las diferentes fases de los dos fenómenos.
5. El diagnóstico de fenómenos convectivos mediante el vector  $Q$  es tanto más factible cuanto más acusadas sean las condiciones térmicas y dinámicas que favorecen la formación de estos fenómenos. Teniendo en cuenta que los sistemas convectivos se desarrollan en entornos forzamiento débil, no suele bastar el vector  $Q$  para diagnosticar este tipo de actividad convectiva.
6. La modificación del vector  $Q$  ha resultado adecuada a la hora de mejorar el diagnóstico de condiciones favorables para su desarrollo. La inclusión de la liberación del calor latente permite detectar aquellas áreas que son susceptibles de mantener grandes desarrollos si se inicia la convección, aún sin necesidad de entornos que dinámicamente favorezcan los movimientos ascensionales.
7. La aplicación de este esquema ha diagnosticado tanto los fenómenos relacionados con la actividad convectiva como la relacionada con la actividad frontogénica que se sucede indistintamente, mostrando su versatilidad y las posibilidades de aplicación.

# **Capítulo V:**

## **Resumen y Conclusiones**



## V. Resumen y conclusiones

Se exponen a continuación las conclusiones a las que se ha llegado en este trabajo:

1. Se ha hecho un desarrollo teórico original de la Ecuación Omega en función del vector  $Q$ . Además, se ha transformado el vector  $Q$  en función de parámetros que caracterizan mejor las situaciones convectivas que nos ocupan, presentándose una nueva definición de éste.
2. Se han relacionado los días de precipitación más intensa durante el periodo 1990-94 con la existencia de CCM. La distribución temporal tanto de los CCM como de los SCM sigue un patrón regular, centrándose fundamentalmente en el mes de septiembre, particularmente su tercera decena.
3. Se han detectado dos únicas configuraciones a escala sinóptica y mesoescala que dan lugar a la génesis y desarrollo de los SCM y CCM identificados en el periodo antes citado. Estas dos configuraciones serían las siguientes: la primera caracterizada por una vaguada y la segunda por una depresión aislada.
4. Estos patrones sinópticos definen las dos situaciones que se han de analizar: una vaguada acompañada de una onda térmica (Tipo 1) o una depresión con embolsamiento de aire frío (Tipo 2), propia de la península Ibérica.
5. Con estas dos configuraciones se inducen flujos del E o SE sobre la zona hasta el nivel de 850 hPa. El aporte de humedad en los niveles inferiores unido al embolsamiento de aire frío en altura facilita el desarrollo explosivo.

6. El análisis de las trayectorias ha puesto de manifiesto que estos sistemas convectivos surgen en pleno mar, sin necesidad por tanto de un forzamiento orográfico, desplazándose hacia el NE o N.
7. El ciclo de vida de estas estructuras mesoescales y su gran estabilidad permite que sistemas que se han iniciado sobre la Península o sus inmediaciones alcancen el sur de Francia o incluso el norte de Italia, atravesando en su camino obstáculos tan importantes como los Pirineos y originando precipitaciones intensas en varios países.
8. El carácter químico de la precipitación pone de manifiesto la rapidez con que se desarrollan estos fenómenos, sin dar tiempo a una separación de fuentes efectiva. De aquí que a lo largo del periodo 1990-94, su contribución a la precipitación ácida sea nula a pesar de atravesar zonas con fuerte inyección de contaminantes como Barcelona, Tarragona o el área de Valencia.
9. Se ha propuesto la razón de mezcla, las componentes horizontales del viento, la temperatura del termómetro seco, el vector  $Q$  y las divergencias de  $Q$  y  $Q_e$  como parámetros adecuados para caracterizar las condiciones adecuadas para caracterizar el ciclo de vida de los sistemas convectivos.
10. El estudio de varias posibilidades para eliminar ruidos en las variables ha conducido a la desestimación del empleo de filtros basados en la media móvil. Se han encontrado más adecuados los que se aplican mediante convolución con la serie de datos originales.
11. Se ha implementado un filtro de esas características, en el cual se ha establecido la longitud de onda de corte en 600 km. Esto permite la aplicación de la teoría cuasi-geostrófica en la que se basan los parámetros de diagnóstico.
12. Se ha aplicado este esquema de diagnóstico a la situación que dio lugar a un SCM que se registró en el periodo 27-28 de Octubre de 1993 y de un CCM entre el 9 y 10

de Octubre de 1994. Mediante el modelo se ha diagnosticado la evolución de las condiciones en el área de interés, coincidiendo con las diferentes fases de los dos fenómenos.

13. El diagnóstico de fenómenos convectivos mediante el vector  $Q$  es tanto mejor cuanto más acusadas sean las condiciones térmicas y dinámicas que favorecen la formación de estos fenómenos. Teniendo en cuenta el entorno en el que se desarrollan los sistemas convectivos, no suele bastar el vector  $Q$  para diagnosticar este tipo de convección.
14. La modificación del vector  $Q$  ha resultado adecuada a la hora de mejorar el diagnóstico de condiciones adecuadas para su desarrollo. La inclusión de la liberación del calor latente permite detectar aquellas áreas que son susceptibles de mantener grandes desarrollos si se inicia la convección, aún sin necesidad de entornos que dinámicamente favorezcan los movimientos ascensionales.
15. La aplicación de este esquema ha diagnosticado tanto los fenómenos relacionados con la actividad convectiva como la relacionada con la actividad frontogénica que se sucede indistintamente, mostrando su versatilidad y las posibilidades de aplicación.

## **BIBLIOGRAFÍA**

## **BIBLIOGRAFÍA.**

- Alberoni P.P., S. Nanni, M. Crespi and M. Monai. 1996. The supercell thunderstorm on 8 june 1990: Mesoscale analysis and radar observations. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **58**, 123-138.
- Augustine, J. and K. W. Howard, 1988. Mesoscale convective complexes over the United States during 1985. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 685-701.
- Augustine, J. and K. W. Howard, 1991. Mesoscale convective complexes over the United States during 1986 and 1987. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1575-1589.
- Augustine, J. and F. Caracena. 1994. Lower Tropospheric Precursors to Nocturnal MCS Development over the Central United States. *Wea. Forecasting*, **9**, 116-135.
- Barchet W. R. et al. 1987. Temporal changes in wet deposition for eastern North America from 1980 through 1984. Proc EMEP. Workshop Data Analysis and Presentation Cologne, F.R.G. 15-17 june.
- Barnes, G. M. and K. Sieckman. 1984. The environment of fast and slow moving tropical mesoscale convective clouds lines. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1782-1794.
- Barnes, G. M. and B. Colman. 1993. Quasigeostrophic diagnosis of Cylogenesis Associated with a cutoff Extratropical Cyclone. - The Christmas 1987 Storm. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1613 -1634.
- Barnes, G. M. and B. Colman. 1994. Diagnosing an operational numerical model using Q-Vector and Potential Vorticity concepts. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 85-102.
- Barnes, G. M., F. Caracena and A. Marroquin. 1996. The Eta Model, Gravity waves and Quasigeostrophic diagnostics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 519-528.

## Bibliografía

- Bartels, D.L. and R. B. Maddox. 1991. Midlevel cyclonic vortices generated by Mesoscale Convective Systems. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 104-118.
- Berz, G.A. 1992. Greenhouse Effects on Natural Catastrophes and Insurance. *The Geneva Papers on Risk Insurance*.
- Berz, G.A. 1993. Global Warming and the Insurance Industry. *Interdisciplinary Science Reviews*, **18**, 2, 220-233.
- Betts, A. K. and F.J. Dugan. 1973. Empirical formula for saturation pseudo-adiabats and saturation equivalent potential temperature. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 731-732.
- Betts, A. K. and R.D. Miller. 1975. VIHIMEX 1972 rawinsonde data. Dept. of Atmospheric Science, Colorado State University, 178 pp.
- Bilonick R. A. And Nicholas, D. 1983. Temporal variations in acid precipitation over New York State. *Atmos. Environ.*, **17**, 1062-1072.
- Blackadar, A.K. 1957. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **38**, 283-290.
- Blackman, R. B. and J. W. Tukey. 1958. The measurement of power spectra. Ed. Dover Publications. 190 pp.
- Bluestein, H.B. 1985. An observational study of a mesoscale area of convection under weak synoptic-scale forcing. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 520-538.
- Bluestein, H.B. and S.S. Parker. 1993. Modes of isolated, severe convective storm formation along the dryline. *Mon. Wea. Rev.* **121**, 1354-1372.
- Bodi i Congros, Salvador. 1870. El clima de la Ribera en el Siglo XIX. *Reedición del Ayuntamiento de Carcagente en 1986*.
- Bolton, D. The computation of equivalent potential temperature. 1980. *Mon. Wea. Rev.* **108**, 1046-1053.

- Bonner, W.D. and J.Paegle, 1970. Diurnal variations in the boundary layer winds over the south central United States in summer. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 735-744.
- Brandes, E. 1990. Evolution of the structure of the 6-7 May 1985 Mesoscale Convective System and associated vortex. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 109-127.
- Brandes, E. and C. Ziegler. 1993. Mesoscale downdraft influences on vertical vorticity in a mature mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.* **121**, 1337-1353.
- Bridgman, H. A. 1987. *Wat. Air Soil Pollut.*, **33**, 257-263.
- Brown, L.R., J.N. Abramowitz, C. Bright, C. Flavin, G. Gardner, H. Kane, A.E. Platt, S. Postel, D. M. Roodman. *La situación del Mundo*. Ed. Icaria. 385 pp.
- Buishand T. A., Kempen, G. T., Frantzen A. J., Reijnders H. F. And Van der Eshof A. J. 1988. Trend and seasonal variation of precipitation chemistry data in the Netherlands. *Atmos. Environ.*, **22**, 339-348.
- Bullock, T. and J.R. Gyakum. 1993. A diagnostic study of Cyclogenesis in Western North Pacific Ocean. *Mon. Wea. Rev.* **121**, 65-75.
- Canalejo, M.; O. Carretero y R. Riosalido. 1993. Sistemas Convectivos de Mesoescala. Parte I: Características según las imágenes de satélite. I.N.M. Nota Técnica - 9.
- Canalejo, M.; O. Carretero y R. Riosalido. 1994. Sistemas Convectivos de Mesoescala. Parte I: Características según las imágenes de satélite. I. N. M. Nota Técnica - 14.
- Carretero, O.; M. Canalejo y R. Riosalido. 1993. Sistemas Convectivos de Mesoescala. Parte I: Características según las imágenes de satélite. I. N. M. Nota Técnica - 12.

## Bibliografía

- Charlson, R.J. and H. Rhode. 1982. Factors controlling the acidity of the natural rainwater. *Nature*, **295**, 683-685.
- Chen, T. And J.A. Kpaeyeh. 1993. The synoptic-scale environment associated with the low level jet of the Great Plains. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 416-420.
- Colin J. L. D. renard, V. Lescoat, J.L. Jaffrezo, J.M. Gros and B. Straus. 1989. A study of the sources oa acid precipitation in Ontario, Canada. *Atmos. Environ.* **23**, 1487-1489.
- Colman, B.R. 1990. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part II: Organization and instability mechanisms. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1123- 1144.
- Consorcio de Compensación de Seguros. 1995. Informe anual. Consorcio de Compensación de Seguros. Ministerio de Economía y Hacienda. Serrano, 69 28006-Madrid. Spain
- Cotton, W. R., Lin, M., McAnelly, R.L. and Tremback, J. 1989. A composite model of mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.* **117**, 765-783.
- Dana M. T. And Easter R. C. 1987. Statistical summary and analysis of event precipitation chemistry from the MAP3SNetwork. *Atmos. Environ.*, **21**, 113-128.
- Elvira, B.; O. Carretero y R. Riosalido. 1996. Sistemas Convectivos de Mesoescala. Caracterización a partir de las imágenes de satélite. I. N. M. Nota Técnica - 24.
- Ezcurra, A., Casado H., Lacaux J.P. and C. García. 1988. Relationship between meteorological situations and acid rain in Spanish Basque Country. *Atmos. Environ.* **22**, 807-814.



## Bibliografía

- Fernández C., M.A. Gaertner, C. Gallardo and M. Castro. 1995. Simulation of a long-lived meso- $\beta$  scale convective system over the Mediterranean coast of Spain. Numerical predictability. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **56**, 157-179.
- Fortune, M.A., W.R. Cotton and R.L. MacAnelly. 1992. Frontal-Wave-Like evolution in some mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.* **120**, 1279-1300.
- Galway, J. G. 1956. The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **37**, 528-529.
- George, J. J. 1960. *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press.
- Gimeno, L. y E. Hernández. 1996. Rainwater composition as a function of the cloud type. *Toxicol. And Environ. Chem.* **55**, 267-271.
- Gimeno, L., Sánchez, M., Hernández, E., Cana L. 1997. Time-trends and seasonal variation of the rainwater chemical composition in Spain. *J. Air & Waste Manag.*, **47**, 500-504.
- Gomis, D. and S. Alonso. 1990. Diagnosis of a cyclogenetic event in the Western Mediterranean using an objective technique for scale separation. *Mon. Wea. Rev.* **118**, 723-736.
- Goodman, S.J. and D.R. McGorman. 1986. Cloud to ground lightning activity in Mesoscale Convective Complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2320-2328.
- Haltiner, G.J. and R.T. Williams. 1980. *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*. Ed. John Willey & Sons. 477 pp.
- Hernández, E. , R. García y M.T. del Teso. 1987. Evidencia del desarrollo de ondas frontales en las inundaciones de levante de octubre de 1982. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, **81**, 2, 299-314.

## Bibliografía

- Hernández, E., L. Cana, J. Díaz, A. García y C. Parrondo. 1993a. Interpretación de los valores del Vector Q en función del parámetro Sigma. *XXIV Bienal de la R.S.E.F.* Tomo II, MT18. Jaca, Septiembre 1993.
- Hernández, E., J. Díaz, A. García, L. Cana. 1993b. Lee waves at the Spanish Central System. *XVIII General Assembly. EGS.* Vol 11, Part II, NP5, C336. Wiesbaden, 3 -7 mayo de 1993.
- Hernández, E., L. Cana, J. Díaz. 1994a. Intense precipitations in the Mediterranean area analysed through Q vector. *XIX General Assembly. EGS.* Vol 12, Part II, OA12, C309. Grenoble, 25 - 29 de abril de 1994.
- Hernández, E., L. Cana, J. Díaz. 1994b. Utilización del modelo LAM del I.N.M. para la prevención de precipitaciones torrenciales en Levante. *II Congreso Nacional de Medio Ambiente.* Tomo IV. 299-312. Madrid, Noviembre de 1994.
- Hernández, E., L. Cana, J. Díaz. 1995a. Development of a Mesoscale Convective System (MCS) in the Mediterranean Area. *XX General Assembly. EGS.* Vol 13, Part II, OA6, C276. Hamburgo, 3-7 de Abril de 1995.
- Hernández, E., L. Cana, J. Díaz. 1995b. Estudio de las condiciones sinópticas presentes en el desarrollo de diferentes sistemas convectivos mesoescalares (MCS) durante 1991-1994. *XXV Bienal de la RSEF.* Sesión A3-17, 41-42. Santiago de Compostela, Septiembre de 1995.
- Hernández E., J. Díaz, L. Cana, A. García. 1995c. Analysis of the atmosphere behaviour in the proximities of an orographic obstacle. *Nonlinear Processes in Geophysics.* Vol. 2, 1. 30 - 48.
- Hernández E., L. Cana, J. Diaz. 1996a. Diagnostic Model For The Spanish Mediterranean Area. *XXI General Assembly. EGS.* Vol. 14, Part II, OA7.4, C479. La Haya, 6-10 Mayo de 1996.

## Bibliografía

- Hernández E., L. Cana, J. Díaz. 1996b. Analysis of a Mesoscale Convective Development in the West Mediterranean Area. *7th Conference on Mesoscale Processes*. Reading, United Kingdom, 9-13 September 1996. P18.9.
- Hernández, E., L. Gimeno, M. Sánchez, A. Rúa and R. Méndez. 1996c. Relationship between rain composition in Spain and its sources. *J. Geophys. Res.* **101**, 23381-23387.
- Hernández E., L. Cana, J. Díaz. 1997a. Development of a numerical model to prevent floods in the Western Mediterranean area (oral). *XXII General Assembly. EGS*. Viena, 21-25 abril de 1997.
- Hernández, E., L. Cana, J. Díaz, R. García, L. Gimeno. 1997b. Mesoscale Convective Complexes over the West Mediterranean area during 1990-1994. *Mon. Wea. Rev.* 2ª Revisión.
- Hernández, E., L. Gimeno, L. Cana, J. Piorno, J. Díaz, M. T. del Teso. 1997c. Caracterización de la composición química de la precipitación producida por los sistemas convectivos mesoescalares. *XXIV Reunión Bienal de la RSEF*. Las Palmas de Gran Canaria, 29 de septiembre – 3 de octubre de 1997.
- Hoskins, B. J., I. Draghici and H. C. Davies. 1978. A new look at the  $\omega$ -equation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **104**, 31-38.
- Hoskins, B. J. and M.A. Pedder. 1980. The diagnosis of middle latitude synoptic development. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **106**, 707-719.
- Huang, X.Y. and P. Lynch. 1993. Diabatic filtering initialization: Application to the HIRLAM model. *Mon. Wea. Rev.* **121**, 589-603.
- Hunter, S.M., Schuur, T.J., Marshall, T.C. and W.D.Rust. 1992. Electric and kinematic structure of the Oklahoma mesoscale convective system of 7 june 1989. *Mon. Wea. Rev.* **120**, 2226-2239.

## Bibliografía

- Jansa Guardiola, J.M. 1959. La masa de aire mediterránea. *Revista de Geofísica*, XIX. 35-50.
- Johns. R. H. and C.A. Doswell III. 1992. Severe local storms forecasting. *Wea. Forecasting*, 7, 588-612.
- Johnson, R. H., Chen, S. and J.J. Toth. 1989. Circulations associated with a mature-to-decaying midlatitude mesoscale convective system. Part I: Surface features-Heat bursts and mesolow development. *Mon. Wea. Rev.* 117, 942-959.
- Johnson, R. H. and D.L. Bartels. 1992. Circulations associated with a mature-to-decaying midlatitude mesoscale convective system. Part II: Upper-level features. *Mon. Wea. Rev.* 120, 1301-1320.
- Johnson R. H., H. B. D. Miner and P. C. Ciesieliski. 1995. Circulations between Mesoscale Convective Systems along a Cold Front. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 585-599.
- Kane, R. J., C.R. Chelius and J.M.Fristch, 1987. Precipitation characteristics of mesoscale convective weather systems. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 1345-1357.
- Karl T. R. et al. 1995. Trends in US Climate During the Twentieth Century. Consequences. NOAA.
- Karyampudi, V. M., S.E. Koch C. Chen and J. M. Rottman. 1995. The influence of the Rocky Mountains on the 13-14 April 1986 Severe Weather Outbreak: Mesoscale Lee Cyclogenesis and its relationship to Severe Weather and Dust Storms. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1394 - 1422.
- Keighton, S.J., Bluestein, H.B., and D.R. McGorman. 1991. The evolution of a severe mesoscale convective system : Cloud-to-cloud lightning location and storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1533-1556.

## Bibliografia

- Keyser, D and D.R. Johnson. 1984. Effects of diabatic heating on the ageostrophic circulation of an upper tropospheric jet streak. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1709-1724.
- Keyser D., M. J. Reeder, and R. J. Reed, 1988. A generalization of Pettersen's frontogenesis function and its relation to the forcing of vertical motion. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 762-780.
- Keyser, D., B.D. Schmidt and D. G. Duffy. 1992a. Quasigeostrophic diagnosis of three-dimensional ageostrophic circulations in a idealized baroclinic disturbance. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 698-730.
- Keyser, D., B.D. Schmidt and D. G. Duffy. 1992b. Quasigeostrophic Vertical motions diagnosed from along and cross-isentrope components of the Q vector. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 731- 756.
- Koch. S. E. 1985. Ability of a regional-scale model to predict the genesis of intense Mesoscale Convective Systems. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1693-1713.
- Koch S. E., W. C. Skillman, P. J. Kocin, P.J. Wetzal, K.F. Brill, D.A. Keyser, and M.C. McCumber. 1985. Synoptic scale forecast skill and systematics errors in the MASS 2.0 model. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1714- 1737.
- Kuo, Y. , R. Reed and S. Nam. 1992. Thermal structure and airflow in a model simulation of an occluded marine cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2280-2297.
- Leary, C.A. and Rappaport, E.N. 1987. The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 1503-1527.
- Liou, C. and Elsberry, R.L. 1987. Heat budgets of analyses and forecasts of an explosive deepening maritime cyclone. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 1809-1824.

## Bibliografía

- Loehrer, S. and R. H. Johnson. 1995. Surface pressure and precipitation life cycle characteristics of PRE-STORM Mesoscale Convective Systems. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 600-621.
- Maddox, R.A. 1980. Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Maddox, R.A. 1983. Large scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1475-1493.
- Maddox, R.A. and K.W. Howard, 1990. Comment on "A study of 30 years of July and August hourly precipitation data for Omaha, Nebraska". *Wea. Forecasting*, **5**, 667-670.
- Maddox, R.A., C. F. Chappel and L.R. Hoxit. 1979. Synoptic and meso- $\alpha$  scale aspects of flash flood events. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **60**, 115-123.
- Maddox, R.A., D.M. Rodgers and K.W. Howard, 1982. Mesoscale Convective Complexes over the United States during 1981. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1501-1514.
- Martin, F.; F. Elizaga, O. Carretero y R. Riosalido. 1994. Sistemas Convectivos de Mesoescala. Caracterización a partir de las imágenes de satélite, entorno sinóptico, mesoescalar y rayos. I.N.M. Nota Técnica - 15.
- McAnelly, R. L. and W. R. Cotton, 1986. Meso- $\beta$ -scale characteristics of an episode of meso- $\alpha$ -scale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1740-1770.
- McAnelly, R. L. and W. R. Cotton, 1989. The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the central United States. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 784-808.

## Bibliografía

- McAnelly, R. L. and W. R. Cotton, 1992. Early growth of mesoscale convective complexes: A meso- Scale cycle of convective precipitation?. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1851-1877.
- McNider, R.T., and R.A. Pielke, 1981. Diurnal boundary layer development on sloping terrain. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2198-2212.
- Means, L.L. 1954. A study of the mean southerly wind maximum in low levels associated with a period of summer precipitation in the Middle West. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **35**, 166-170.
- Merritt, J. H. 1985. The synoptic environment and movement of Mesoscale Convective Complexes over the United States. M. S. thesis, Department of Meteorology, The Pennsylvania State University, 129 pp.
- Miller, J.E. 1948. On the concept of frontogenesis. *J. Meteor.*, **9**, 169-171.
- Miller, R. C. 1972. Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Air Weather Service. Tech. Rep. 200, Scott air Force Base.
- Miller D. and J.M. Fritsch. 1991. Mesoscale convective complexes in the Western Pacific region. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2978-2992.
- Molinari, J. and T. Corsetti. 1985. Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cumulus parametrization: results of one- and three-dimensional integrations. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 485-501.
- Morán, F. 1984. *Apuntes de Termodinámica de la Atmósfera*. I.N.M. Publicaciones Serie B, Nº 4. 345 pp.
- Nachamkin. J. E., R. L. McAnelly and W.R.Cotton. 1994. An observational analysis of a developing Mesoscale Convective Complex. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1168-1188.

## Bibliografía

- Nodop, K. et al 1985. EMEP/CCC Report 2/85. Norwegian Institute for Air Research, Lillestrom.
- Nuss, W.A. and D. Titley. 1994. Diagnosis of oceanic cyclogenesis using surface-based Q vectors. *Wea. Forecasting*, **9**, 136-155.
- Ogren G. S. and H. Rhode. 1986. Measurements of the chemical composition of cloudwater at a clear air site in the Central Scandinavia. *Tellus*, **38B**, 190-196.
- Orlandi, I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.
- Pacheco Castela, J. M. 1983. *Ondas Frontales*. Tesis Doctoral.
- Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC), *The IPCC Assessment of Knowledge Relevant to the Interpretation of Article 2 of the UN Framework Convention on Climate Change : A Synthesis Report*. Ginebra, 1995.
- Panofsky, H. A. 1956. *Introduction to dynamic meteorology*. The Pennsylvania State University, 243 pp.
- Perkey, D.J. and R.A. Maddox. 1985. A numerical investigation of a Mesoscale Convective System. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 553-566.
- Pettersen, S., 1936. Contribution to the theory of frontogenesis. *Geophys. Publ.*, **11** (6), 1-27.
- Pettersen, S. 1956. *Weather Analysis and Forecasting. Vol. 1, Motion and Motion Systems*. McGraw-Hill, 428 pp.
- Pio C. A., L. Salgueiro and T. Nunes. 1991. Seasonal and air-mass trajectory effects on rainwater quality at the South Western European Border. *Atmos. Environ.* **25**, 2259-2266.
- Pitchford, K. L. and J. London, 1962. The low level jet as related to nocturnal thunderstorms over midwest United States. *J. Appl. Meteor.* **1**, 43-47.



## Bibliografía

- Rhode H. And Garnat L. 1984. An evaluation of sulphate in European precipitation 1985-1992. *Atmos. Environ.*, **18**, 2627-2639.
- Riosalido, R., Rivera, A., Martín, F. 1988. Desarrollo de un Sistema Convectivo a Mesoescala durante la campaña PREVIMET MEDITERRÁNEO, 87. I Simposio Nacional de Predictores del I.N.M. Madrid, 67 - 83.
- Rivera, A. y Martínez, C. 1983. Tratamiento digital de imágenes METEOSAT de alta resolución. Aplicación al caso de las inundaciones de Levante en octubre de 1982. *Revista de la Asociación Meteorológica Española*, **2**. 67-79.
- Rodgers, D.M., M.J. Magnano and J.H. Arns, 1985. Mesoscale Convective Complexes over the United States during 1983. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 888-901.
- Roebber, P.J. 1993. A diagnostic case study of self-development as an antecedent conditioning process in explosive cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.* **121**, 976-1006.
- RuijGrok, W. And F. G. Römer.1993. Aspects of wet acidifying deposition in Arnhem: source regions, correlations and trends (1984-1991). *Atmos. Environ.*, **27**, 637-653.
- Sangster, W. E., 1979. Warm season nocturnal quantitative precipitation forecasting for eastern Kansas using the surface geostrophic wind chart. NOAA Tech. Memo. NWS CR-64, 44 pp.
- Saunders, P.M. 1957. The thermodynamics of saturated air: a contribution to the classical theory. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **83**, 342-350.
- Saylor, R. D., K. M. Butt and L. K. Petters. 1992. Chemical characterization of precipitation from a monitoring network in the lower Ohio river valley *Atmos. Environ.*, **26**, 1147-1156.

## Bibliografia

- Schuur, T., B. F. Smull, W.D. Rust and T.C. Marshall. 1991. Electrical and kinematic structure of stratiform precipitation region trailing an Oklahoma squall line. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 825-842.
- Shapiro, M.A., T. Hampel, D. Rotzoll and F.Mosher. 1985. The frontal hydraulic head: a micro- $\alpha$  scale ( $\sim 1$  km) triggering mechanism for mesoconvective weather systems. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1166-1183.
- Shapiro, M.A. 1982. Mesoscale weather systems of the Central United States. NOAA, 73 pp.
- Shemo R. E. and J.L. Evans. 1996. Contributions of various classes of convection to rainfall in the Atlantic ocean. *Meteor. Atmos. Phys.*, **60**, 191-205.
- Shuman, F.G. 1957. Numerical methods in weather prediction: Smoothing and filtering. *Mon. Wea. Rev.*, **85**, 357-361.
- Simpson, R.H., 1978. On the computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 124-130.
- Stensrud, D. J. and J. M. Fritsch. 1993. Mesoscale Convective Systems in weakly forced large-scale environments. Part I: Observations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3326-3344.
- Stumpf, G.J., Johnson, R.H. and B. F. Smull. 1991. The wake low in midlatitude mesoscale convective systems having complex convective organization. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1134-1158.
- Trier, S. B., D. B. Parsons and J.H.Clark, 1991. Environment and evolution of a cold frontal mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2429-2455.
- Ucellini, L.W. 1986. The possible influence of upstream upper-level baroclinic processes on the development of the QEII storm. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1019-1027.

## Bibliografia

- Ucellini, L.W. and D. R. Jhonson, 1979. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 682-703.
- Verlinde, J. and William R. Cotton, 1990. A mesoscale couplet observed in the trailing anvil of multicellular convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 995-1009.
- Wilczak, J.M. and T. W. Christian, 1990. Case study of an Orographically induced mesoscale vortex. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1082-1102.
- Wilson, J.W., G.B. Foote, N.A. Crook, J.C. Fankhauser, C.G. Wade, J.D. Tuttle and C.K. Mueller. 1992. The role of the boundary-layer convergence zones and horizontal rolls in the initiation of thunderstorms: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1785-1815.
- Wu, Xiaoqing. 1994. Diagnostic and semiprognostic studies of cumulus effects in the presence of mesoscale circulations. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 652-670.
- Zhang, D. And J.M. Frisch. 1986. A case study of sensitivity of numerical simulation of mesoscale convective systems to varying initial conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2418-2431.
- Zheng, Y. And Hopke P. K. 1989. A study of the sources of acid precipitation in Ontario, Canada. *Atmos. Environ*, **23**, 1499-1509
- Zheng, Y., Xu Q. and D.J. Stensrud. 1995. A numerical simulation of the 7 May 1985 Mesoscale Convective System. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1781-1799.
- Zipser, E.J. 1982. Use a conceptual model of the life-cycle of mesoscale convective systems to improve very-short-range forecasts. *Nowcasting*, K.A. Browning, Ed., Academic Press, 191-204.

### **Introducción**

A continuación se hace una breve descripción de la situación sinóptica de cada uno de estos días en que se registró un fenómeno de precipitación intensa en el periodo 1990-1994. Así mismo, se incluirá cualquier otro dato relevante en relación a los fenómenos. Las cantidades de precipitación que se citan son las recogidas en un periodo de 24 horas, a menos que se indique expresamente lo contrario.

### **AÑO 1990**

8/9/90

Baja sobre el levante con un núcleo aislado. Aparece un anticiclón sobre las Azores y al S del R. Unido. En 850 hPa, la península se ve afectada por temperaturas que van de 12° a 16° C. En 700 hPa, existe muy poco gradiente sobre la península, aislándose un núcleo de 4° C. En 500 hPa, la zona de levante se encuentra afectada por la isoterma de -12° C, apreciándose una vaguada, con la bifurcación a la entrada de la península para cerrarse al salir de ella. Aparece también una vaguada térmica desplazada con respecto a la otra. El chorro en esta configuración se situó muy al norte, en torno a los 55° de latitud. La precipitación se centró en Valencia durante la noche (51 mm) y cantidades de menor orden en el entorno.

9/9/90

Por el W aparece un frente frío, permaneciendo la baja del N de África. Los flujos son del mediterráneo. En 850 hPa, la baja se centra sobre el Golfo de Cádiz, con la temperatura entre 12° y 16° C. Esta misma configuración corresponde al nivel de 700 hPa, en el que además se aprecia un dipolo alta-baja. En 500 hPa, sólo se refleja la

## *APÉNDICE I*

vaguada con un área de  $-16^{\circ}$  C. También aparece en 300 hPa con el chorro muy al N para que afecte a la península. La precipitación también se produjo sobre el área de Valencia.

11/9/90

Aparece una baja al W de la península y una zona de alta presión sobre el mediterráneo. Esta misma configuración se refleja en el nivel de 850 hPa, en el que se aprecia además una dorsal térmica de forma que la temperatura en la península va de  $16^{\circ}$  a  $24^{\circ}$  C. Una situación similar se reproduce en el nivel de 700 hPa, con temperaturas entre  $4^{\circ}$  y  $8^{\circ}$  C. En 500 hPa aparece una baja con un núcleo en su centro de  $-12^{\circ}$  C, que se encuentra inmersa en una vaguada. En 300 hPa, aparece un chorro sobre Italia, que va de N a S. La precipitación asociada se produjo sobre Alicante y Murcia.

16/9/90

En superficie se aprecia una baja centrada en el interior de la península, además del anticiclón de las Azores y de Centroeuropa. En 850 hPa, la baja se sitúa al SW de la península (apareciendo el par alta-baja) y una onda térmica de forma que la península se ve comprendida entre  $20^{\circ}$  y  $12^{\circ}$  C. En 700 hPa la situación se define hacia una vaguada poco profunda en fase con una vaguada térmica (península entre  $4^{\circ}$  y  $0^{\circ}$  C). Esta configuración se define más en 500 hPa con un núcleo de  $-16^{\circ}$  C. En 300 hPa aparece un chorro que circula sobre la zona afectada, de procedencia mP, con dirección SW-NE. Se producen precipitaciones generalizadas en levante, aunque de escasa cuantía.

25/9/90

En superficie se aprecia la baja del N de África y una baja al W de la península que va acompañada de un frente frío. Sobre la península no hay ningún gradiente de presión

## APÉNDICE I

(pantano barométrico). La masa de aire que llega a la península procede del SW (mT). Las trayectorias son similares para los niveles de 850 hPa y 700 hPa. En 850 hPa la baja aparece en la misma posición con temperaturas para la península comprendidas entre 8° y 12° C. Esta misma situación se puede observar en la topografía de 700 hPa, con temperaturas comprendidas entre los 0° del NW y los 4° del SE. En el nivel de 500 hPa, aparece una baja aislada con un núcleo de -20° C. Las precipitaciones se produjeron en Gobantes (80 mm) y Lérida.

2-3/10/90

En superficie destaca un frente frío que está entrando en la península por el NW, con anticiclón en Centroeuropa. La configuración dominante en los demás niveles es la de una profunda vaguada con el eje orientado de N a S y cuyo centro de presión se puede localizar al N del R. Unido. En fase con esta vaguada se encuentra una onda térmica que es posible apreciar en los niveles de 700 y 500 hPa. Las temperaturas son las habituales en estas situaciones, en 500 hPa del orden de -12° a -16° C. El chorro en esta ocasión no afecta a la península ya que se localiza en torno a los 50° N ( en torno al S de Inglaterra). Con esta situación, se produjeron precipitaciones en la zona norte del levante, particularmente en el entorno de Barcelona (30 mm).

9/10/90

Baja al N de África y anticiclón sobre el R. Unido y Europa. La masa de aire que llega a la costa es de origen mediterráneo. El NE de la península se ve afectado por vientos fuertes. En 850 hPa aparece una baja sobre el golfo de Cádiz, además del núcleo del N de África. Presenta un núcleo de aire de 8° C. El flujo de aire es mediterráneo con advección cálida. En 700 hPa, el flujo se ha reorganizado y la baja del N de África alcanza la península, con un embolsamiento de 0° C. En 500 hPa, la baja, dentro del seno de una vaguada de eje NE-SW, se centra al SW de la península con una temperatura de -8° C. La misma situación se aprecia en el nivel de 300 hPa, en el cual el

## **APÉNDICE 1**

chorro se sitúa en torno a los 55° N. Las precipitaciones se registran en la zona del Golfo de Valencia (Ibiza, 20 mm; Valencia, 20 mm).

11/10/90

Se separan dos núcleos de baja en el N de África y sigue el anticiclón de las Azores. El flujo es, por tanto, del mediterráneo. En 850 hPa predomina una baja al NW así como los dos núcleos del N de África, con temperaturas del orden de 12° C. Esta misma organización se puede encontrar en 700 hPa, con un núcleo de 0° C sobre el levante. En cambio la baja del día anterior se encuentra ahora dentro de una vaguada alineada según la dirección N-S, bajando el chorro hacia los 50° N (en 300 hPa).

### **AÑO 1991**

20/8/91

Destaca en superficie la presencia de una baja sobre el levante, además de un núcleo de baja presión que se extiende desde el N de África hacia el Golfo de Cádiz. Al N del R. Unido aparece una baja profunda acompañada por un frente frío que se acerca al NW peninsular. La masa de aire que llega a levante es cT. En el nivel de 850 hPa es significativo que la península se encuentra con una gradiente nulo para los geopotenciales así como una dorsal térmica sobre la península de forma que se ve afectada por un gradiente entre 20° y 24° C (procedencia cT). En el nivel de 700 hPa aparece un cambio en el origen de la masa de aire, siendo mT. En el nivel de 500 hPa, aparece una baja profunda centrada a la altura de Lisboa. El núcleo de aire frío que la acompaña alcanza los -12° C. Esta misma baja aparece en el nivel de 300 hPa, además de un chorro que circula sobre levante.

2/9/91

En el mapa de superficie se puede observar la característica baja del N de África así como una vaguada al W de la península y una vaguada secundaria sobre el levante. La masa de aire que alcanza levante es de procedencia mT. En 850 hPa, prácticamente toda Europa se encuentra sin gradiente de geopotenciales, con la península afectada por una diferencia entre 20° y 12° C. En el nivel de 700 hPa, la masa de aire que llega a la península es de procedencia mT(sub). En el nivel de 500 hPa, destaca la baja que aparece al N de la península (sobre el Cantábrico), con un embolsamiento de -16° C. En este mismo nivel es significativo el par alta-baja que ha aparecido en varias situaciones como resultado de la ruptura de la onda inestable. En el nivel de 300 hPa, la baja aparece inmersa en una vaguada, destacando que prácticamente no hay gradiente sobre Europa.

4/9/91

En superficie se pueden distinguir dos núcleos de baja presión sobre la península: uno sobre el levante y el segundo sobre Galicia. Además de estos, aparece la característica baja del N de África así como el anticiclón de las Islas Británicas. La masa de aire que llega a levante es de origen mediterráneo. En 850 hPa aparece un pequeño núcleo de baja presión al W de Galicia y la península prácticamente se encuentra sin ningún gradiente. La temperatura en este nivel está entre los 16° y los 12° C, siendo la masa de origen cT. En cambio, en el nivel tipo superior la masa de aire es mT. En el nivel de 500 hPa, aparece de nuevo el par alta-baja centrados al W de la península y formando un eje en la dirección N-S. Sobre el levante se forma una zona en la que las isohipsas son difluentes, dando por tanto lugar a la inestabilidad. La temperatura es del orden de -12° C. Con esta configuración, se registraron 33 mm en Barcelona y 23 mm en Gerona, con cantidades menores en el entorno.



6/9/91

En superficie los análisis muestran una baja relativa al N de África y una baja profunda asociada a dos frentes que se acerca desde el W. Sobre el levante el flujo inducido es de procedencia mediterránea. En 850, todo el sur de Europa se encuentra sin gradiente de geopotencial, con una temperatura de 16° C. El flujo de aire continúa siendo de origen mediterráneo. En cambio, en 700 hPa vuelve a cambiar siendo mT. En 500 hPa aparece la vaguada no muy profunda con el eje NE-SW. En levante se forma una fuerte difluencia de isohipsas, siendo la temperatura en la zona de -12° C. El chorro en el nivel de 300 hPa se encuentra en torno a los 40°, aunque demasiado al W para afectar a la península. Con esta configuración, las precipitaciones de importancia se produjeron en Baleares (128 mm en Banyalbufar, Lluç 60 mm y cantidades menores en su entorno).

11/9/91

En superficie la península se encuentra entre un anticiclón (débil) al W de la costa de Marruecos y una baja que se acerca desde el NW. Con esta configuración, existe además un flujo débil del mediterráneo sobre la costa levantina, apreciándose paralelamente una zona de difluencia en las isobaras justo sobre el levante. Esta misma baja es el fenómeno dominante en el nivel de 850 hPa con temperaturas sobre la península entre 12° y 16° C. La masa de aire es de procedencia cT, aunque cambia a mT en 700 hPa. En 500 hPa se puede apreciar cómo a la península le afecta la parte frontal de una vaguada que presenta una zona de difluencia sobre levante. Esta misma configuración se repite para el nivel de 300 hPa. Dio lugar a precipitaciones de escasa importancia sobre levante.

20-21/9/91

## *APÉNDICE 1*

En superficie la península queda afectada por una vaguada con dos depresiones secundarias, la característica del N de África y un núcleo secundario sobre Cádiz. En el nivel de 850 hPa apenas hay gradiente de geopotenciales, con temperatura del orden de 16° C. La masa de aire es de procedencia mediterránea para los niveles inferiores aunque gira hacia cT para 850 hPa y 700 hPa. En 500 hPa se aprecia una vaguada profunda desde Islandia que en el día 21 forma un núcleo de baja presión sobre el Golfo de Cádiz. La temperatura en este nivel está entre los -8° y -12° C. En 300 hPa se aprecia una situación similar a la descrita para el nivel tipo inferior. Con esta configuración se produjeron precipitaciones en Andalucía, recogándose cantidades superiores a los 50 mm en Chipiona.

25/9/91

---

En superficie se aprecia una baja profunda centrada en el norte de Europa, al que va asociado un frente frío que empieza a cruzar la península. Además existe una baja en el N de África dando lugar a la confluencia de la masa mA del frente con la mediterránea que induce la baja de Argel. Esta misma vaguada se aprecia en los demás niveles. En 500 hPa aparece con toda claridad esta vaguada con eje N-S cuyo centro de presión se encuentra en torno a Noruega. Afecta al levante la parte delantera de la vaguada, con temperaturas del orden de -12° a -16° C. El Chorro del nivel de 300 hPa se sitúa sobre el R. Unido, de forma que afectará poco a la situación descrita. Las precipitaciones se generalizaron en el levante destacando los 41 mm de Gerona y Reus.

26/10/91

En superficie se sitúa sobre la zona donde se desarrollaron los núcleos convectivos una baja poco profunda a la cual van asociados dos frentes (cálido y frío) que barren la costa mediterránea de sur a norte. En el nivel de 850 hPa, la península se ve afectada por un gradiente prácticamente nulo, reflejándose además una vaguada térmica de forma que a

## APÉNDICE 1

la península le afecta un área de entre 4° y 12° C. La masa de aire que alcanza el levante es mediterránea para el nivel de superficie y 850 hPa, cambiando a mT para 700 hPa. En 500 hPa, la vaguada presenta su eje orientado en la dirección N-SE, con un núcleo de -20° C al N de la península. Sobre la zona afectada se sitúa la parte delantera de la vaguada, que forma además una zona difluente. Esta configuración es similar para el nivel de 300 hPa, en el cual el chorro circula en torno a los 50° N. Las precipitaciones a las que dio lugar esta situación se produjeron en la mitad superior de la costa levantina (destacan los 62 mm Castellón y 50 mm de Gerona).

### AÑO 1992

8/9/92

En superficie aparece un núcleo de baja presión sobre la península. Además, se aprecia el anticiclón de las Azores además de una baja profunda al N del R. Unido. A ella va asociado un frente frío que barre los Pirineos. Con esta configuración, a la zona afectada por la convección llegan tanto una masa de aire mediterránea como una masa fría de origen mP. En 850 hPa, la península aparece afectada por un pantano barométrico, con temperaturas entre 12° y 16° C. La situación en 700 y 500 hPa refleja la presencia de una vaguada con el eje orientado en torno a la dirección N-SW, siendo el rango de temperaturas en 500 hPa del orden de -12° a -16° C. Es posible apreciar así mismo una onda térmica desfasada. La misma vaguada aparece en el nivel de 300 hPa, en la cual se aprecia un chorro que circula en torno a los 50° N. Con esta situación se producen precipitaciones de importancia en dos núcleos de los Pirineos: Port del Compte (192 mm) y El Adrall (139 mm). Hay que destacar que a corta distancia (del orden de 30 km), las precipitaciones ya eran del orden de 20 mm.

## *APÉNDICE 1*

21-23/9/92 Esta situación se caracteriza por la presencia de una baja centrada al norte del Golfo de Vizcaya, y durante este desarrollo se aprecia el paso de un frente cálido acompañado a corta distancia por un frente frío. Aparece la característica baja sobre el norte de África, de donde se deduce que el régimen de vientos sobre la zona será de componente E para chocar con el frente frío que avanza por la Península. Era de esperar, por tanto, fuertes desarrollos convectivos como de hecho se produjeron en realidad. La temperatura del aire en la zona refleja unos valores altos, en el entorno de 16° - 20° C. Finalmente, la topografía de 500 hPa refleja el núcleo de bajas presiones centrado en el Golfo de Vizcaya.

26/9/92

La Baja en superficie se centra en torno al Golfo de Vizcaya. Aparece un frente frío por el NW y además aparece la característica baja del N de África. Con esta situación se produce un flujo del mediterráneo que va a chocar con una masa mA que aparece por detrás del frente. En el nivel de 850 hPa, aparece una vaguada con el eje orientado según la dirección NE-SW, con una onda térmica desfasada alcanzando ambas el N de África. La temperatura está comprendida entre 4° y 16° C. En 700 hPa, esta vaguada se profundiza con su eje orientado en tono a la dirección N-S. La temperatura de este nivel es de -4° C. En 500 hPa aparece esta misma vaguada en la cual se aprecia al NW una gota fría de -24° C. Para la península aparece un fuerte gradiente de temperatura, comprendido este entre -12° C y -24° C. La masa que produce la gota fría es de procedencia mP. Sobre esta misma vaguada aparece en el nivel de 300 hPa un chorro que bordea la península, entrando del SW al NE. Aparecen varios núcleos diferentes con máximos de precipitación en torno a Vandellós (84 mm), Port del Compte (93 mm) y Darnius (115 mm).

7/10/92

## **APÉNDICE 1**

En superficie aparece un anticiclón sobre Irlanda y en el N de África una baja débil. Lo más característico de esta situación es la formación de la “estructura omega” en el nivel de 500 hPa, con su eje orientado en la línea SW-NE. En su centro, y sobre la península, esta vaguada presenta un núcleo de  $-20^{\circ}$  C. Las precipitaciones que se produjeron fueron de más de 100 mm en Ibiza, entre 80 y 90 mm en Formentera, Mallorca entre 20 y 50 mm y puntos de Cataluña con 65 mm.

8/10/92

La evolución de la situación ha sido hacia la profundización de la baja del N de África, aislándose además sobre el SW una baja que introduce en el levante el flujo del mediterráneo. Atendiendo al nivel de 850 hPa, es posible advertir cómo se reorganiza esta estructura fundiéndose las diferentes bajas en un único núcleo. Además, el anticiclón de Centroeuropa continúa en la misma posición. La temperatura en este nivel está comprendida entre  $4^{\circ}$  y  $12^{\circ}$  C. En 700 hPa, la baja se ha instalado al SW de la península, aislándose dentro de una vaguada. Este núcleo presenta un embolsamiento de  $-4^{\circ}$  C, estando la península afectada por temperaturas entre  $0^{\circ}$  y  $4^{\circ}$  C. En 500 hPa, la vaguada se orienta según el eje NE-SW en la cual se aísla un núcleo de  $-20^{\circ}$  C. Esta masa de aire es de procedencia cP, que confluye con la cT de niveles inferiores. Estos dos días dieron lugar a precipitaciones del orden de 65 mm en Pontós o Darnius (Gerona), 40 mm en Tavascan y 32 mm en Vals, dando lugar pues a tres núcleos diferentes de precipitación.

**AÑO 1993**

24/8/93

En superficie, se encuentra una baja sin gradiente (no se llega a cerrar) con una masa de aire mediterránea. En 850 hPa se observa una vaguada con el eje NE-SW, con toda la

## *APÉNDICE 1*

península afectada por temperaturas comprendidas entre 8° y 12° C. En el nivel de 500 hPa la situación es similar (-12° y -16°) con una onda térmica en fase con la vaguada. El flujo que llega es del SW (mT). En el nivel de 300 hPa el chorro también tiene procedencia mT. Las precipitaciones que se registraron fueron de hasta 94 mm en Barcelona y 65 mm en Tarragona.

6/9/93

Aparece una baja aislada al NW de la península que va acompañada de un frente ocluido. La masa de aire que llega es mT. En el nivel tipo de 850 hPa los vientos son del SW con procedencia mT. En altura, la península se encuentra entre -12° y 16° C, con una zona de isohipsas sobre Cataluña y Levante, con giro ciclónico. La masa de aire es de procedencia mP. Hay que señalar así mismo que a las 18 GMT se aisló un núcleo de baja presión sobre la zona donde se desarrolló la actividad convectiva. Las precipitaciones fueron del orden de 33 mm en Barcelona y cantidades menores en el entorno de Gerona.

7/9/93

La baja del día anterior está más próxima a las costas de la península, acompañada por un frente frío, que choca con la componente mediterránea. En 850 hPa, la baja se distingue con mayor claridad, con aire del SW (mT) y por detrás mP. En 700 hPa, se aprecia la masa de procedencia mP, con la península enmarcada entre -8° y -12° C. En 300 hPa, el chorro (mP) afecta a la zona de inestabilidad, próximo al paralelo 40°.

22/9/93

La situación es similar a la anteriormente descrita. Sobre la Península se encuentra una baja acompañada de un frente frío. Sobre el levante la masa de aire es de procedencia mT. En 850 hPa se aprecia una vaguada cuyo eje se orienta según la línea NE-SW, con

## *APÉNDICE 1*

temperaturas entre 4° y 12° C. En 700 hPa el aire es de procedencia mP, con temperaturas para la península entre -4° y 4° C. En 500 hPa aparece una vaguada con temperaturas marcadas entre -16° y -24° C, siendo también de procedencia mP. La onda térmica en este nivel está en fase con la vaguada. Las dos se orientan en la dirección N-S. En 300 hPa se sigue apreciando la vaguada y un chorro que desciende hasta los 35°. Precipitaciones del orden de 90 mm en Mallorca y Gerona, y en el S de Francia 222 mm en Marignan y 301 mm en Nimes.

24/9/93

En este día se aprecia en el nivel de 500 hPa un núcleo aislado de -24° C, con una bifurcación clara en este nivel. La península está comprendida entre -20° y -24° C. El chorro sigue afectando a la península, profundizándose aun más la baja sobre la zona Catalano-Balear. Con esta situación se recogen 131 mm en Mallorca, 92 en Gerona, 122 en Narbonne y 406 en Córcega.

19/10/93

En superficie la península se ve afectada por un anticiclón con su centro de acción sobre las islas británicas, así como una baja en el N de África que fuerza un flujo del E sobre el levante (masa de aire mediterránea). En el nivel de 850 hPa aparece una dorsal que fuerza un flujo de aire de origen mediterráneo. En 700 hPa, la baja del N de África se desplaza aun más hacia el Estrecho, quedando la península libre de gradientes. En 500 hPa se produce una bifurcación aislándose una baja, la temperatura en este nivel para la península está entre los -16° y -20°. En 300 hPa se refleja un chorro que penetra paralelo a los meridianos de N a S llegando hasta el paralelo 30°. Precipitaciones de 63 mm en Ibiza.

26/10/93

## **APÉNDICE 1**

Se presenta un anticiclón sobre las islas británicas y la Baja del Norte de África. Las trayectorias del aire sobre el levante son de procedencia mediterránea. En 850 hPa se refleja también la baja del N. de África, sin gradiente sobre la península con una temperatura comprendida entre 4° y 8° C. En 700 hPa e comportamiento es análogo al de los niveles inferiores, con una bolsa de aire de temperatura -4° C. En 500 hPa aparece la conocida "Gota Fría" cuyo núcleo es de -20° C. La masa de aire asociada es de procedencia cP. Finalmente el nivel de 300 hPa refleja un chorro (cP) llegando a bajar hasta los 35°. La evolución de la situación en superficie sigue hacia la baja del norte de África y con viento de levante. Las precipitaciones que produce esta situación son de 245 mm en Valencia, 122 mm en Alicante y 61 mm en Málaga

27/10/93

En el SW de la península se aísla un núcleo de baja presión además de la baja sobre el N de África que se registraba el día anterior. El anticiclón sigue estable sobre el R. Unido con trayectorias en superficie de origen mediterráneo. En 850 hPa se refleja la baja térmica con un núcleo de 4° C al SW de la península aportando aire de origen mediterráneo. En el nivel de 700 hPa se enfría la baja apreciable en niveles inferiores unificada con la del N de África. En 500 hPa sigue distinguiéndose con claridad la gota fría con el núcleo de -24° C del día anterior. La masa de aire es de origen cP aislada de flujo general. En 300 hPa se distingue el chorro del día anterior, que está incluso por debajo de 30°. La masa de aire que llega es de origen mP. Las precipitaciones fueron de 80 mm en Mallorca, 83 mm en Castellón, 120 mm en Gerona, 79 mm en Tarragona y 103 mm en Perpignan.

**AÑO 1994**

31/8/94



## **APÉNDICE I**

En superficie el patrón se caracteriza por una baja, de la cual se aíslan hasta tres núcleos diferentes. Se aprecia así mismo un frente ocluido y el anticiclón sobre las Azores. La masa de aire que llega a levante es de origen mediterráneo. En 850 hPa no se aprecia ningún gradiente sobre la península, con temperaturas comprendidas entre 16° y 20° de origen mT(sub). En 700 hPa, se aprecia una vaguada con el eje alineado de NE a SW con temperaturas entre 8° y 12° C. En 500 hPa se marca esta misma vaguada orientada de N a S y temperaturas entre -12° y -16° C. La masa de aire es de origen mP. La situación es similar para el nivel de 300 hPa con un chorro al N de la península (sin afectarla). Precipitaciones: Gerona 17 mm, Reus 4 mm.

12/9/94

En superficie se aprecia el anticiclón de las Azores y una baja centrada sobre el R. Unido. Asociado a la misma hay un frente frío que barre la península. En 850 hPa, la configuración es análoga con temperaturas comprendidas entre 8° y 20° C. En cambio, en 700 hPa aparece el flujo más organizado en el cual se aprecia una vaguada con el eje orientado de SW a NE. En 500 hPa, esta vaguada afecta a todo el mediterráneo con gradiente de isohipsas apreciable y temperaturas entre -12° y -16° C. En 300 hPa existe un chorro de procedencia mP que afecta al NW de la península. En la evolución de la situación se forma una oclusión asociada al frente frío. Las precipitaciones se producen en Lérida, Gerona, Reus y son de escasa importancia (en la zona anterior de la baja).

13/9/94

Las precipitaciones se registran en la zona de Barcelona. En superficie y al NW se encuentra una baja y asociado a la misma un frente ocluido. Al sur penetra una masa de aire de origen cT. En 850 hPa el flujo está más organizado con temperaturas entre 8° y 16° C. En 700 hPa y 500 hPa la situación se aclara definiéndose una vaguada orientada

## ***APÉNDICE 1***

de N a S, con núcleos de temperatura entre  $-12^{\circ}$  y  $-16^{\circ}$  C. En 300 hPa hay un chorro (mA) que penetra por el NW. Las precipitaciones de nuevo se registran en la zona norte del levante destacando el área urbana de Barcelona con 30 mm descendiendo en el entorno.

14/9/94

La situación evoluciona de forma que la baja se centra en el N de Francia y asociado a ésta aparece un frente frío que barre el Levante. La masa de aire que acompaña al frente es de procedencia mA. En 850 hPa es posible apreciar la configuración omega sobre la península, con temperaturas comprendidas entre  $4^{\circ}$  y  $12^{\circ}$  C. En 700 hPa, la situación es similar destacando un embolsamiento de aire de  $-4^{\circ}$ C al SW de la península. En 500 hPa se encuentra un embolsamiento de  $-24^{\circ}$  C que afecta a la zona norte, con la península comprendida entre  $-24^{\circ}$  y  $-12^{\circ}$  C. Hay por tanto un fuerte gradiente térmico en este nivel.

28/9/94

En superficie se encuentra el anticiclón al NW y una baja en el N de África. Los flujos que llegan a levante son del mediterráneo. En 850 hPa la baja del N de África se ha aislado con un núcleo en su interior de  $8^{\circ}$  C. Esta baja se extiende más hacia el interior de la península en 700 hPa, siendo la temperatura en este caso entre  $-4^{\circ}$  y  $0^{\circ}$  C. En 500 hPa el flujo es de procedencia totalmente cT, donde es posible apreciar la baja aislada con un núcleo de  $-16^{\circ}$  C. En altura la situación es similar y el chorro está en latitudes muy altas (por encima de  $60^{\circ}$  N). Las precipitaciones se registran en Valencia 45 mm, Castellón 23 mm, S. Javier 73 mm, Palma de Mallorca 35 mm.

## *APÉNDICE 1*

29/9/94

En superficie, el anticiclón se ha trasladado hacia el N de Francia, y en la península se encuentran 3 núcleos de baja presión al SW N. de África y SE. El flujo es de componente mediterráneo. En 850 hPa, la situación del nivel inferior se reorganiza en un único núcleo quedando la península afectada por una temperatura de 12° C. En 700 hPa la baja se destaca aún más, con un núcleo de entre 0° y 4° C y flujo de origen cT. En 500 hPa, la baja se centra con claridad sobre la península con una gota fría de -16° C. La masa de aire que llega es de origen mP. El nivel de 300 hPa refleja esta misma configuración con el chorro muy al norte. Las precipitaciones son de 56 mm en Barcelona, 20 en Gerona, 32 en Albacete y 11 en Melilla.

6/10/94

La principal precipitación se registra en Tarifa con 74 mm. En superficie se destaca la baja del N de África y el anticiclón sobre las Azores. En superficie hay un flujo sobre la zona de aire mediterráneo. En 850 hPa la baja del N. de África está más centrada sobre las Canarias. El viento es del SE con temperaturas para la península entre 12° y 16° C. En 700 hPa la baja se aísla con un núcleo de 0°. Esta misma baja se aprecia en 500 hPa en el seno de una vaguada muy amplia, que aporta masas de aire de origen mP y del cual se aísla un núcleo de -16° C. En 300 hPa es posible distinguir un chorro en 30° y que aporta aire de origen cP

7/10/94

Se reseña la misma configuración, con la salvedad de que los fenómenos y configuraciones se retrotraen hacia las Canarias.

## APÉNDICE I

9/10/94

En superficie se aprecia la baja del N de Marruecos, con una baja al NW de la península a la que se asocia un frente frío que precede a una masa de procedencia mA. En cambio, a la península y al levante le afecta viento del SE de origen cT. En 850 hPa predomina la baja situada entre las Azores y la península, con temperaturas del orden de 8° C. En 700 hPa, aparece una vaguada orientada según la línea NW-SE, quedando la península afectada por la rama ascendente de la misma. Las temperaturas están comprendidas entre 0° y 4° C. En 500 hPa se refleja esta misma vaguada que presenta además un núcleo de baja presión al NW peninsular, destacando además el embolsamiento de aire de -16° C en la mitad W de la península. Esta misma configuración se refleja en 300 hPa, aunque menos marcada. A las 18 h aparece en superficie un frente frío sobre el área de Cataluña. Con esta situación se produjeron precipitaciones de gran importancia en levante y Cataluña (88 mm en el observatorio del Montseny, 54 mm en Lérida, 119 mm en Castellón, con cantidades del orden de 20 mm en el área de Valencia, Alicante y las Baleares).

10/10/94

En superficie, la baja se sitúa al W de la Península con un frente frío asociado, un frente cálido en el entorno de los Pirineos (Golfo de León), los vientos asociados son del SW (mT). En el nivel de 850 hPa se ha profundizado esta baja, apreciándose además una onda térmica de 12° C. Esta misma configuración es la que se aprecia en el nivel de 700 hPa con temperaturas entre 0° y 4° C. En 500 hPa, se observa una vaguada con el eje orientado en la dirección N-S, con temperaturas comprendidas entre -8° y -16° siendo la masa de procedencia mP. En 300 hPa, el chorro sigue en torno a los 35°, entrando por el SW de la Península y originando en altura por tanto una gran inestabilidad. Durante este día y el siguiente se registran precipitaciones de importancia en el área del Delta del Ebro y la zona costera de Cataluña, destacando la localidad de Alforja con 400 mm.

## DEFINICIÓN DE PARÁMETROS QUE CARACTERIZAN LA INESTABILIDAD

### Lifted Index (Galway, 1956):

Se le conoce también como Índice de Inestabilidad por Elevación Forzada, definido por:

$$LI = T_{500} - T'_{500}$$

donde  $T_{500}$  es la temperatura del termómetro seco en el nivel de 500 hPa y  $T'_{500}$  es la temperatura de la burbuja de aire. Se obtiene ascendiendo por la pseudoadiabática desde el *nivel de condensación por ascenso forzado* (NCA). Valores negativos indican la posibilidad de convección, si son inferiores a  $-6^{\circ}\text{C}$  puede haber convección intensa.

### Índice K (George, 1960):

Viene definido por:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{D850} - (T_{700} - T_{D700})$$

El primer paréntesis mide el gradiente vertical de temperatura,  $T_{D500}$  mide la humedad de las capas bajas a través de la temperatura de rocío en el nivel de 850 hPa y finalmente el tercer paréntesis da cuenta de la extensión de la capa de humedad. Valores superiores a 30 indican más de un 60% de probabilidad de que se desarrollen tormentas, si alcanza 40 tiene prácticamente un 100% de probabilidad.

Total de Totales (Miller, 1972)

El Total de Totales (TTI) se define como:

$$TTI = (T_{850} + T_{D850}) - 2T_{500}$$

que se puede descomponer en suma de otros dos índices:

$$\text{Total vertical: } VT = T_{850} - T_{500}$$

que mide el gradiente vertical de temperatura del termómetro seco

$$\text{Total Cruzado: } CT = T_{D850} - T_{500}$$

que incorpora la humedad en los niveles inferiores de la troposfera. Las convecciones intensas están asociados a valores superiores a 50.

CAPE (Alberoni et al., 1996)

Es una medida del grado de inestabilidad vertical, viene dada por la energía potencial convectiva disponible (CAPE), definida según:

$$CAPE = g \int \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz$$

donde  $\theta(z)$  define el ascenso adiabático por vía húmeda de un elemento de fluido representativo, y su valor medio define la temperatura potencial del entorno, tomando los límites de la integral entre el intervalo vertical donde la parcela de aire que se eleva es más caliente que su entorno.

**Desviaciones estándar aplicadas en los errores de observación que se utilizan en el análisis.**

1.- Datos de sondeo desde satélite

Espesores (en todas las capas)	30 mgp
Humedad relativa (en todos los niveles)	30%
Componentes de viento	3ms <sup>-1</sup> por debajo de 500 hPa 5ms <sup>-1</sup> por encima de 500 hPa

2.- Datos de radiosonda y pilot en los niveles tipo de 850, 700, 500 y 300 hPa

Geopotencial	15 mgp
Temperatura	1.0° C
Componentes del viento	2.5 ms <sup>-1</sup>
Humedad relativa	10%

3.- Datos de superficie (en tierra y mar)

Presión	1 hPa
Componentes de viento	2 ms <sup>-1</sup>

**Características de los datos del modelo LAM**

<b>Variable</b>	<b>Unidades</b>	<b>Precisión</b>
Geopotencial	Dam	0.1 dam
Temperatura (T. seco)	K	0.1 K
Componente "U"	m s-l	0.1 m s-l
Componente "V"	m s-l	0.1 ms-l
Humedad relativa	%	0.1%

A continuación figura un mosaico de las imágenes infrarojas que muestran el origen y desarrollo del Complejo Convectivo Mesoescalar del 26 de septiembre de 1992 (número 9 de la Tabla III. 5)



*APÉNDICE 2*

