

R. = 2.091/F
CR 1004054

Siy 409.324.2 (04) = 60

AREA DE PREDICCION

**SERVICIO DE TECNICAS DE ANALISIS Y
PREDICCION**

NOTA TECNICA Nº 6

EDICION
28-October-1992

REVISION
-0-

**CONSIDERACIONES SOBRE LA
PREDICCION DE NEVADAS.
RESULTADOS DE LA CAMPAÑA
1991-92.**

F. Elizaga Rodríguez



INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA
Subdireccion General de Predicción y Vigilancia

INDICE

1.- INTRODUCCION	
2.- SITUACIONES DE NEVADAS	Pag. 1
3.- PREDICTORES DE NEVADAS	Pag. 22
4.- CARACTERIZACION DE LOS PREDICTORES DE NEVADAS	Pag. 24
5.- COMPORTAMIENTO DEL LAM	Pag. 37
6.- USO DEL RADAR EN RELACION CON LAS NEVADAS	Pag. 43
7.- CONCLUSIONES	Pag. 47
BIBLIOGRAFIA	Pag. 49

100

1.-INTRODUCCION

La precipitaciones en forma de nieve que afectan a la península ibérica durante el período invernal, provocan en bastantes ocasiones problemas graves a la población, destacando entre ellos la incomunicación de localidades y la paralización total o parcial del transporte en numerosas comarcas.

Durante el invierno 91/92 y, en concreto, desde el 1 de diciembre de 1991 hasta el 15 de abril de 1992 se ha desarrollado una primera campaña experimental de nevadas cuyo objetivo principal desde el punto de vista meteorológico ha sido alcanzar un conocimiento más profundo de las situaciones de nevadas en diversos aspectos: comprender cuales son los procesos termodinámicos que afectan al tipo de precipitación (sólida o líquida), caracterizar los predictores que pueden resultar más útiles en un entorno operativo, definir situaciones sinópticas potencialmente peligrosas, así como estudiar la posible utilización de técnicas de reciente implantación en el I.N.M. como pueden ser las derivadas de datos radar.

Los avances que vayan produciéndose en relación con las situaciones de nevadas, fruto de los estudios realizados durante esta primera campaña y las que puedan desarrollarse en los próximos años, así como de los intercambios de impresiones que se produzcan con los principales usuarios, deberán conducir a unas predicciones mucho más adecuadas a las necesidades de la población, tanto por lo que respecta a la calidad de las mismas como a sus contenidos concretos.

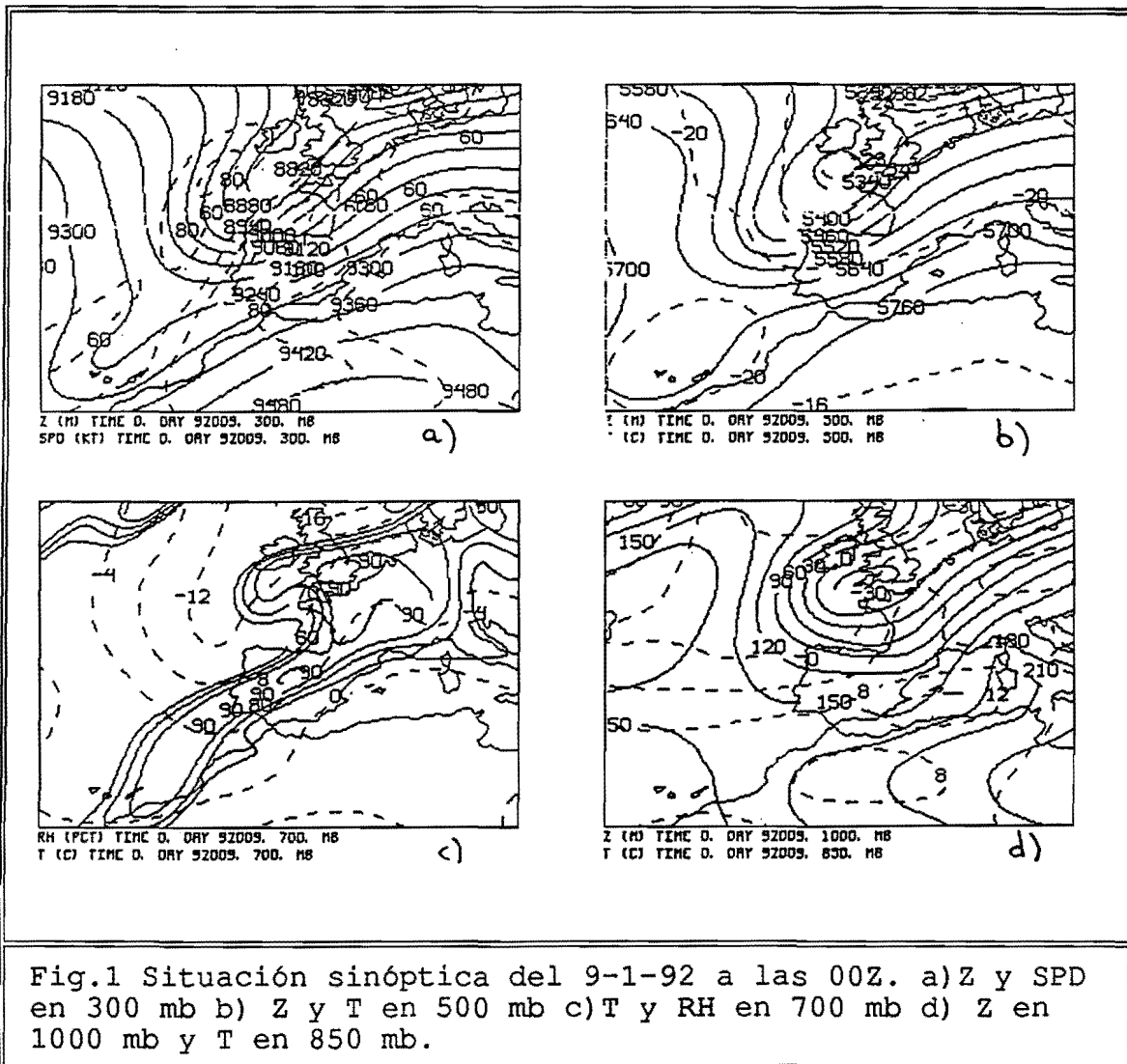


2.-SITUACIONES DE NEVADAS

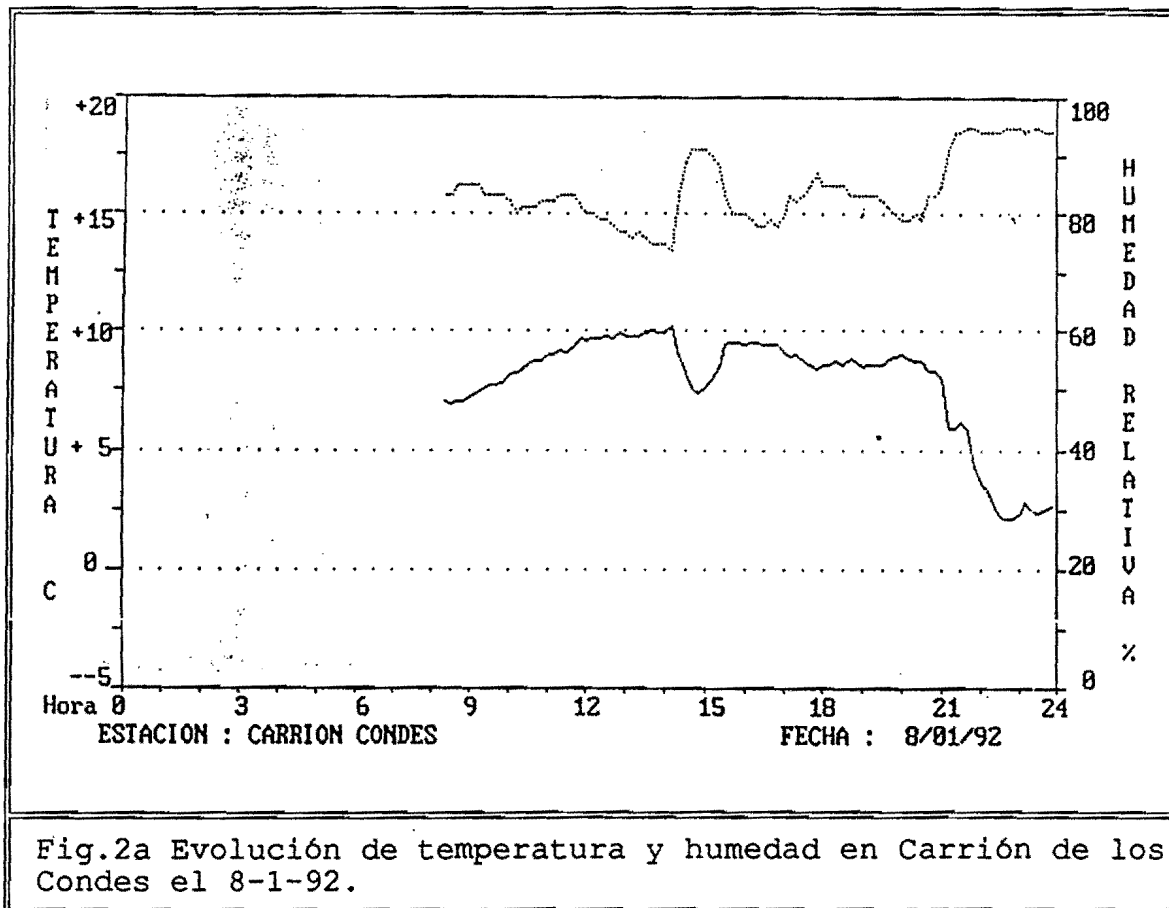
Durante la campaña se han producido cuatro situaciones o episodios significativos que han afectado a grandes áreas y provocado numerosos problemas. En este apartado se describirán sinópticamente estos episodios, dejando para apartados posteriores la extracción de conclusiones.

2.1.- Episodio del 8/9 de enero de 1992

El primer episodio tuvo lugar entre el 8 y el 9 de enero de 1992 (Fig.1). Un frente frío asociado a una baja ocluida situada el 9 a las 00Z sobre el Canal de La Mancha atraviesa la península penetrando por Galicia. Destaca la fuerte descarga fría postfrontal que hace descender la temperatura hasta 10°C en 3 horas en puntos de Castilla-León y la banda de precipitación realzada que se produce a la llegada del frente (Fig.2).



Coincidiendo con esta banda de precipitación se producen nevadas en lugares de Castilla-Leon a altitudes superiores a los 800-900 m, aunque anteriormente ya se habían producido precipitaciones de nieve en Galicia y en Asturias que llegaron a penetrar durante el día 9 hasta los 700 m, según avanzó la descarga de aire frío.

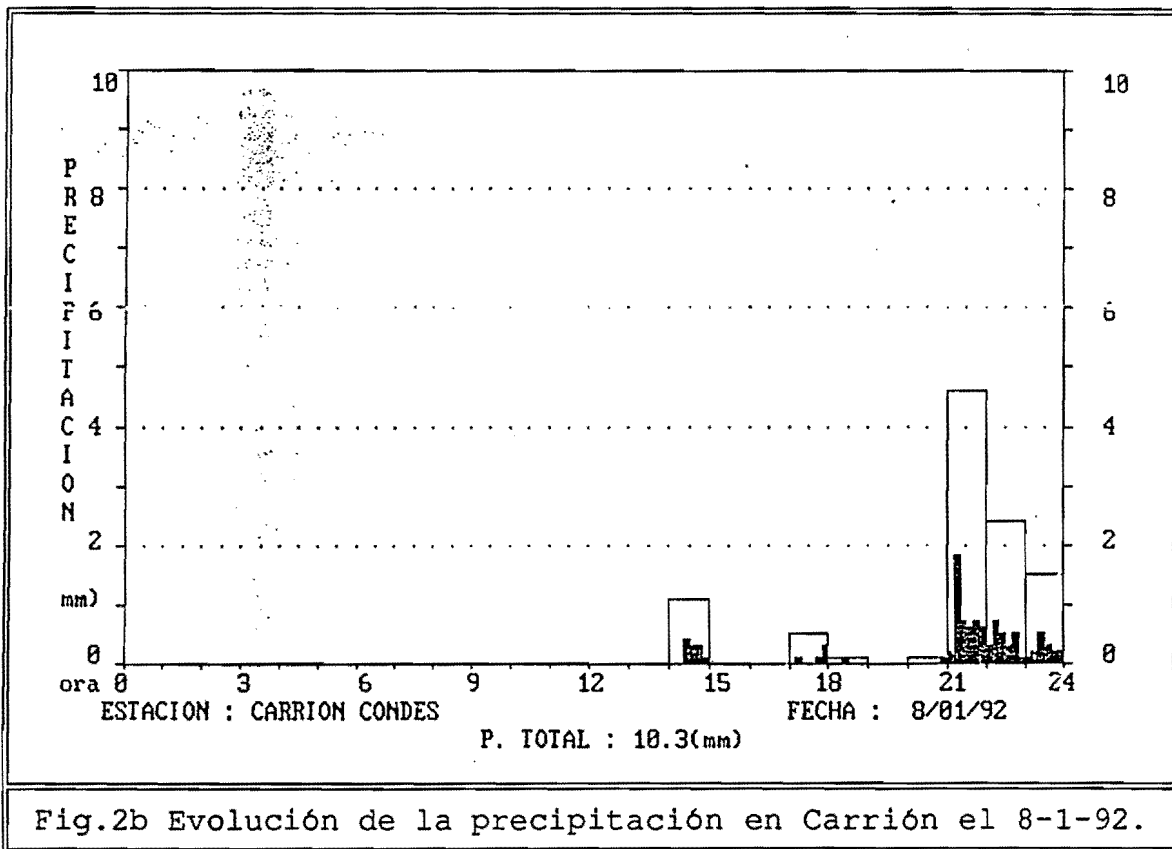


La Fig.2, con datos de la estación automática de Carrión de los Condes, junto con el análisis mesoscalar de las 00Z (Fig.3) y los cortes transversales de temperatura potencial del termómetro húmedo (THW), parámetro frontal térmico (PFT), advección de temperatura potencial equivalente (TEAD) y viento perpendicular al corte transversal (SPDN) (Fig.4), obtenidos a partir de los análisis del INM, muestran claramente el carácter de anafrente:

- Se producen fuertes caídas de temperatura y fuertes aumentos de presión de hasta 2 mb en 3 horas tras el paso del frente frío.
- Existe un máximo de viento de 50 Kt en bajos niveles casi paralelo al frente frío y por delante de él, asociado a la banda transportadora de aire cálido (Fig.4.d).

- Se observa asimismo como el parámetro frontal térmico se inclina hacia atrás según se asciende en la atmósfera, hecho característico de los anafrentes (Fig.4.b).

En los cortes de THW y TEAD se ve como el frente se sitúa por delante de la zona de máximo gradiente de THW y la fuerte descarga fría por detrás del frente, con un máximo absoluto inmediatamente por detrás del frente frío. En el corte transversal de vorticidad potencial (PVOR) de la Fig.5 destaca claramente el hundimiento de la tropopausa por debajo de la anomalía en niveles altos y la íntima relación que existe entre este hundimiento y el frente frío en superficie, hecho ampliamente documentado en la literatura sobre frentes.



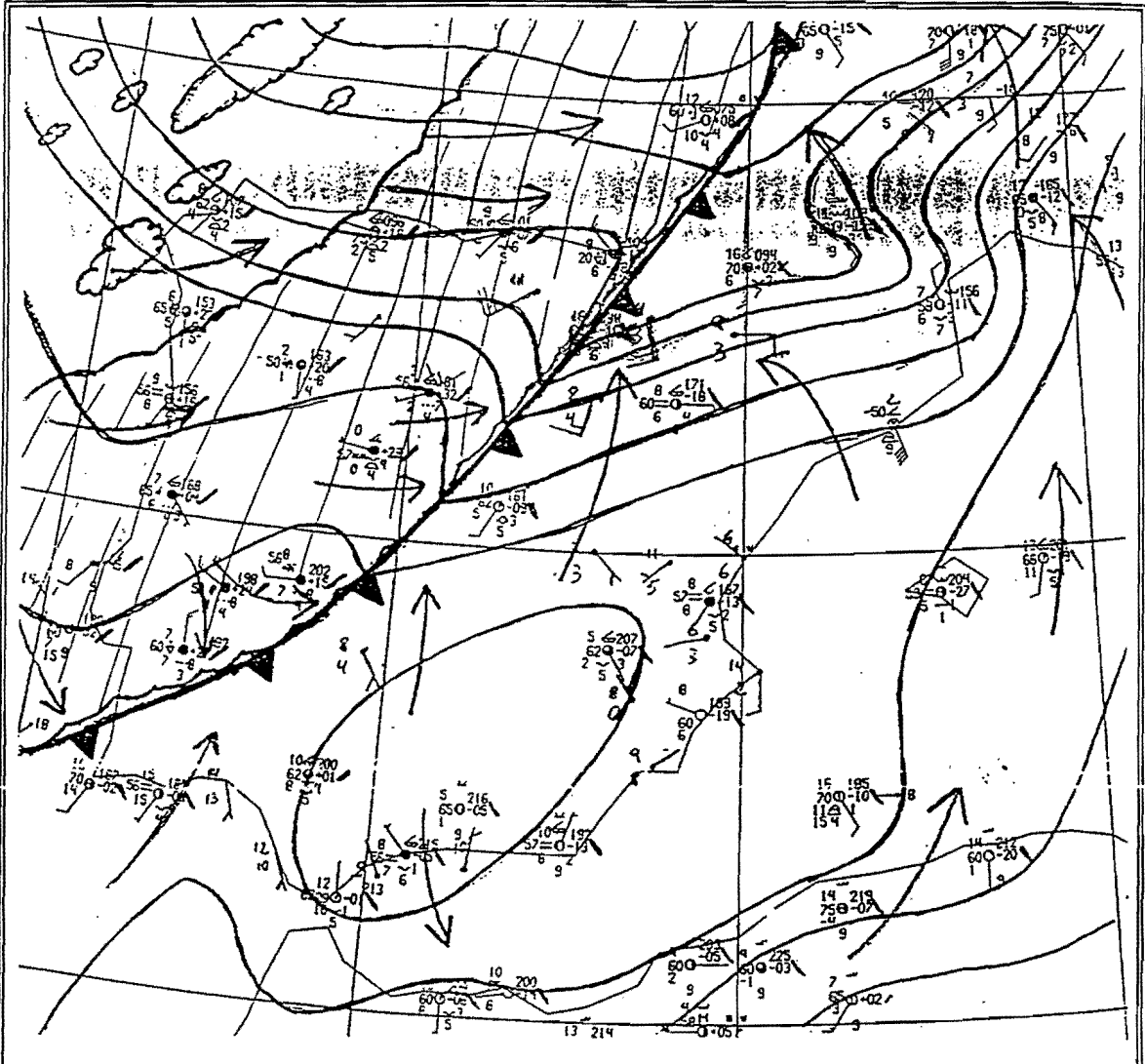


Fig.3 Análisis mesoscalar correspondiente al 9-1-92 a 00Z.

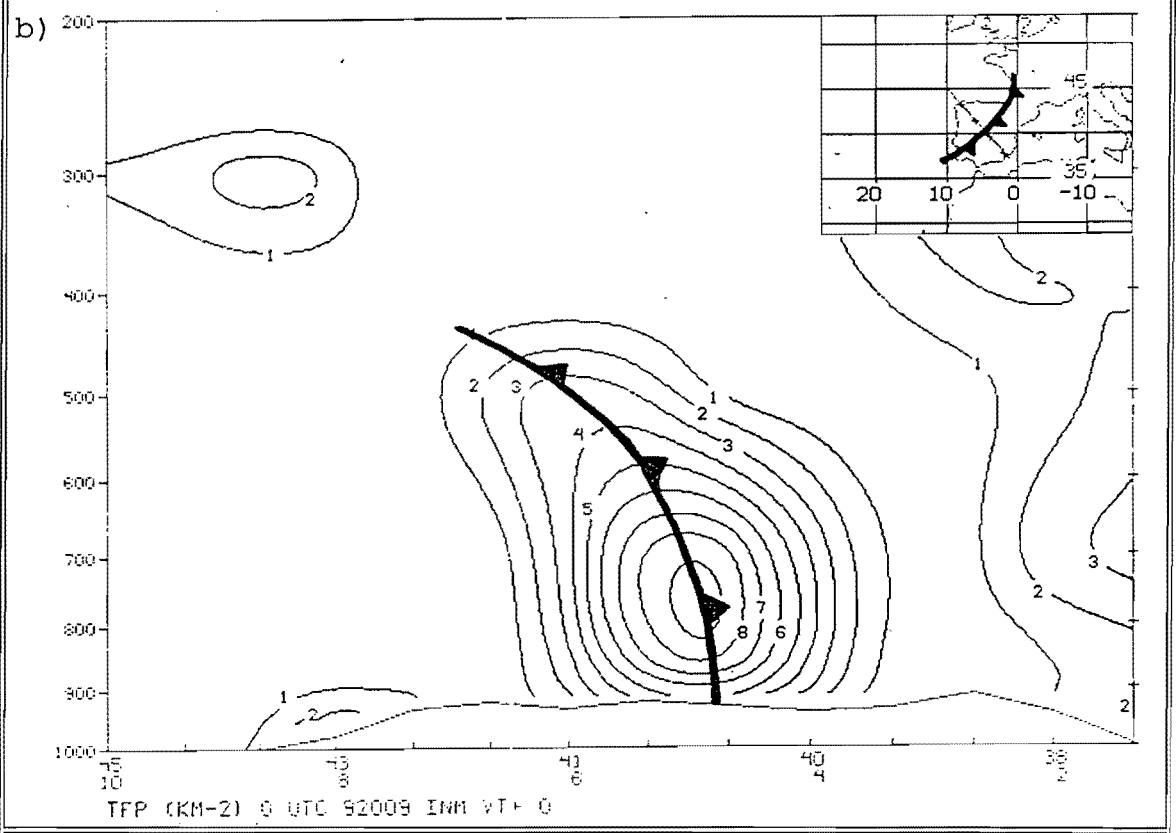
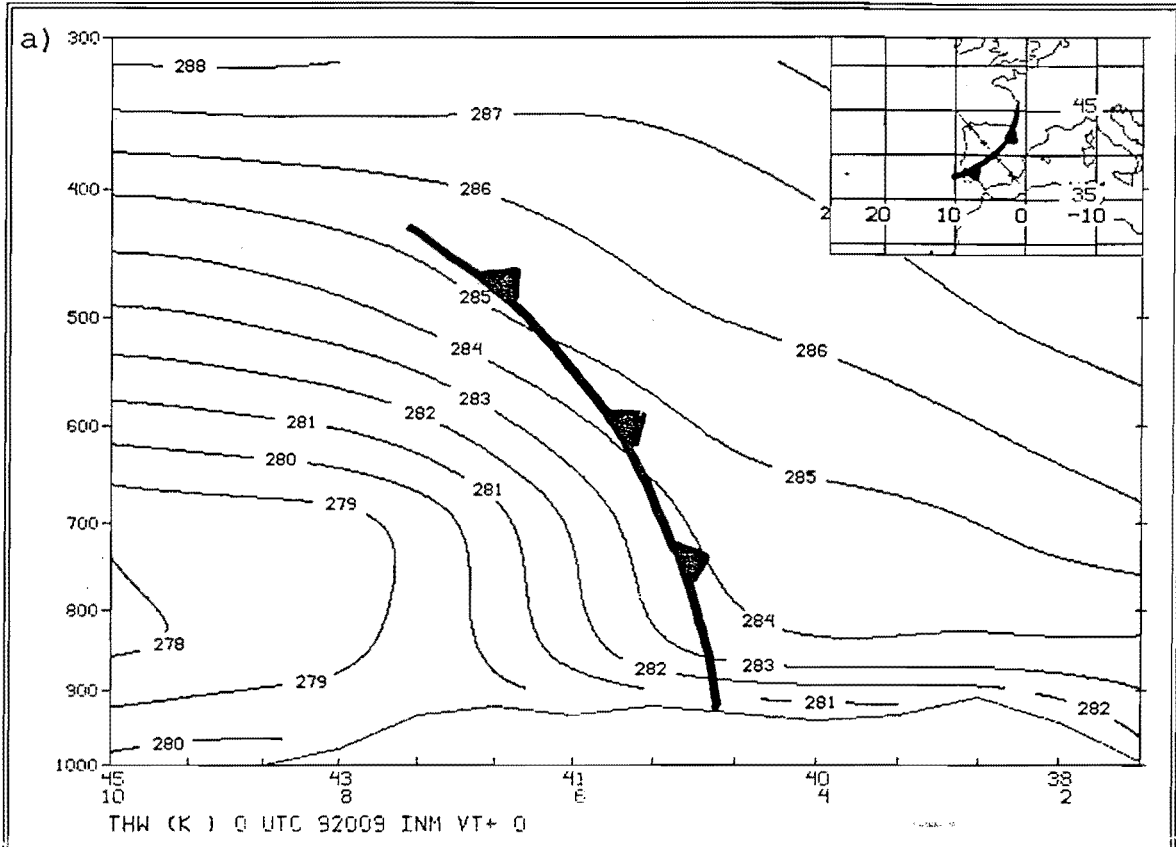


Fig.4 Secciones transversales de a) THW b) PFT c) TEAD d) SPDN obtenidas de los análisis del I.N.M. del 9-1-92 a 00Z.

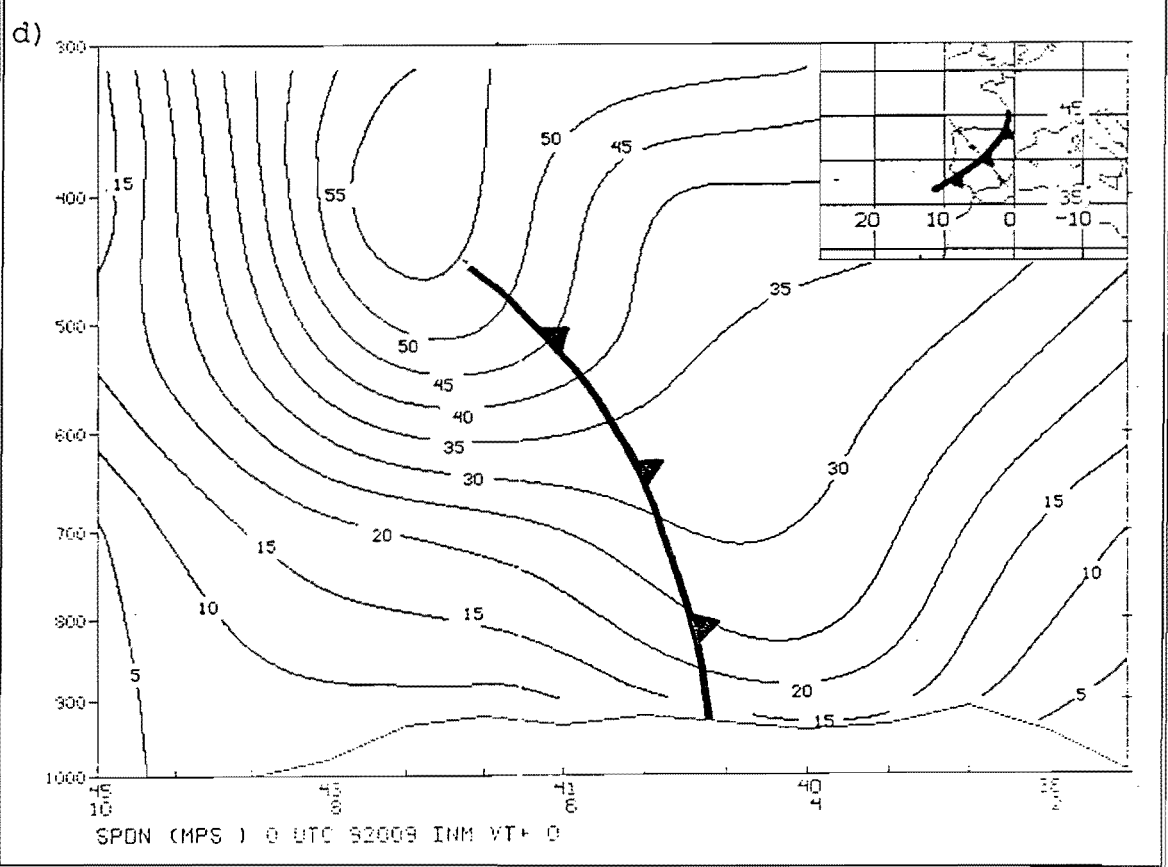
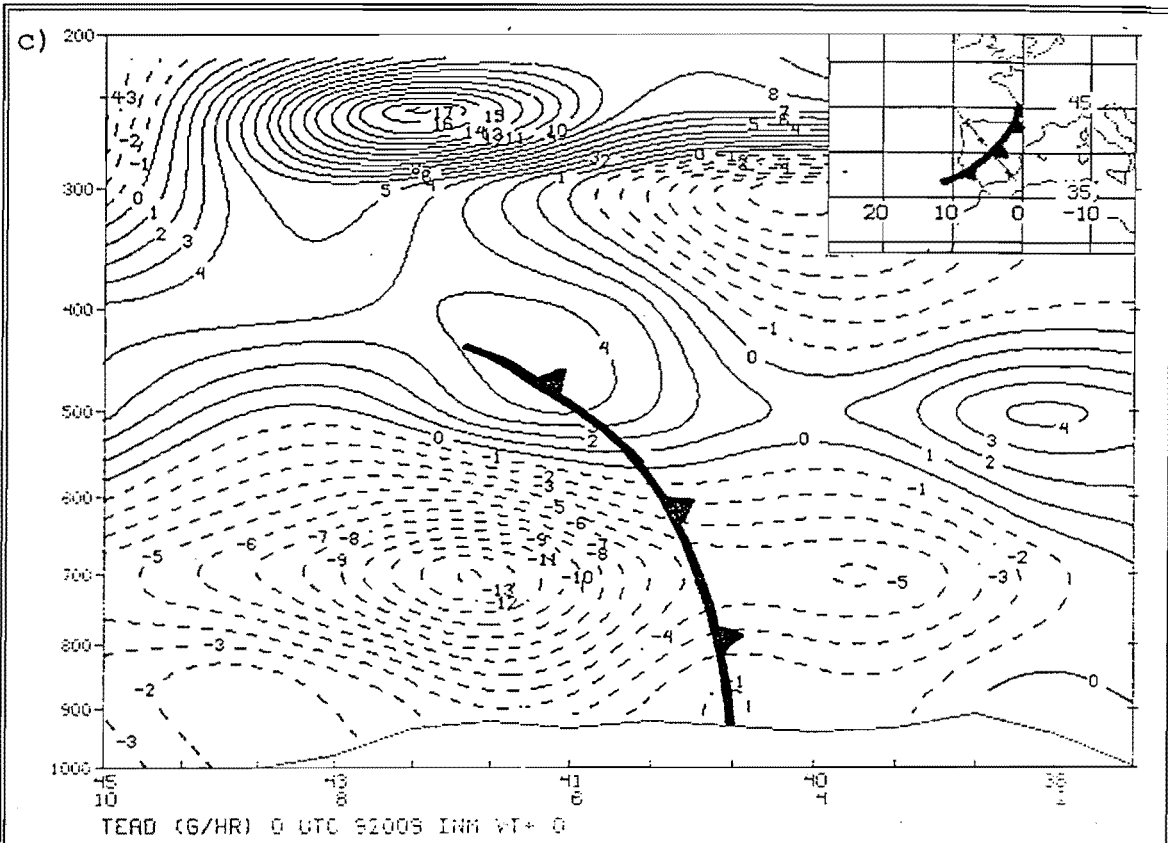
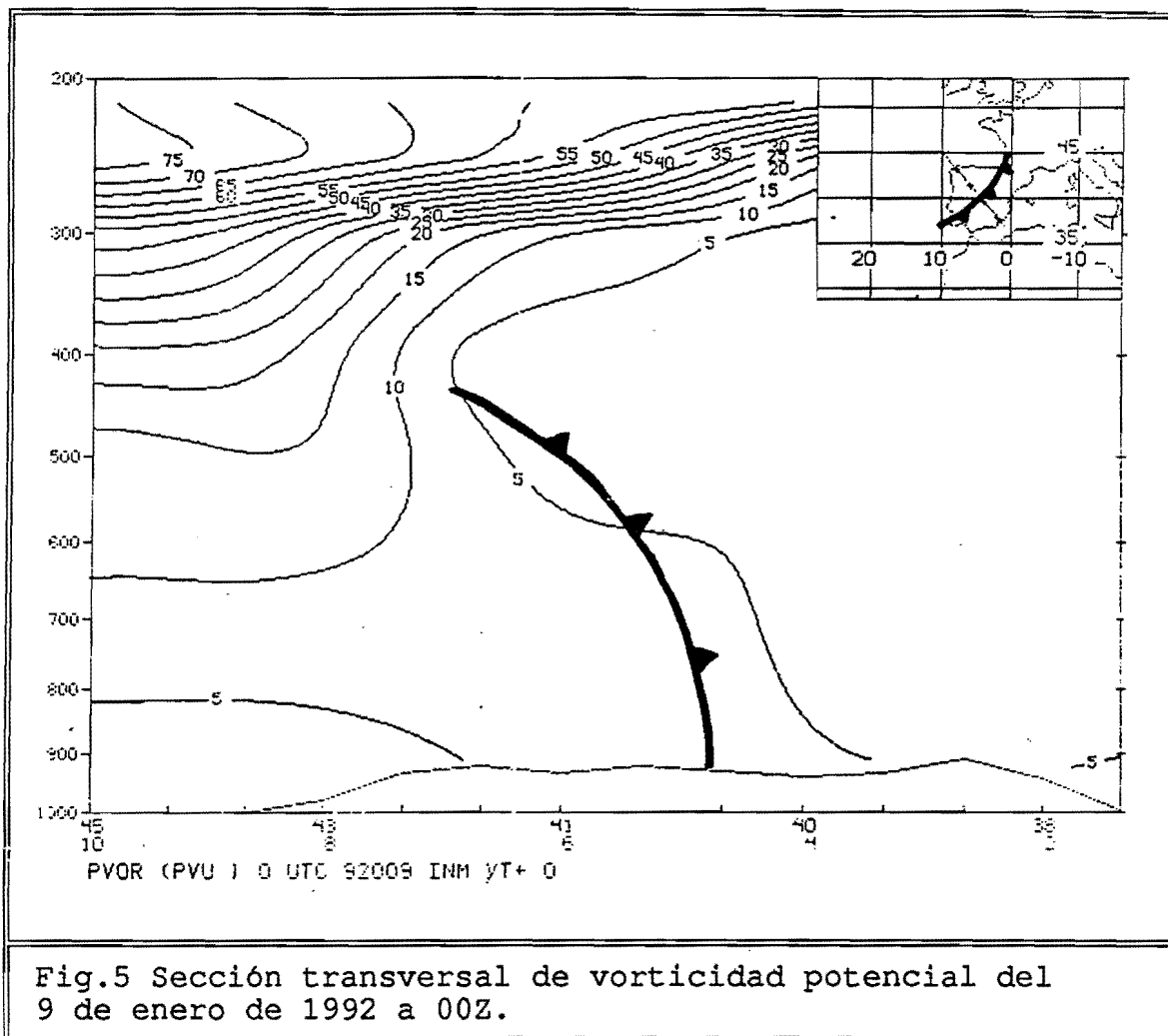
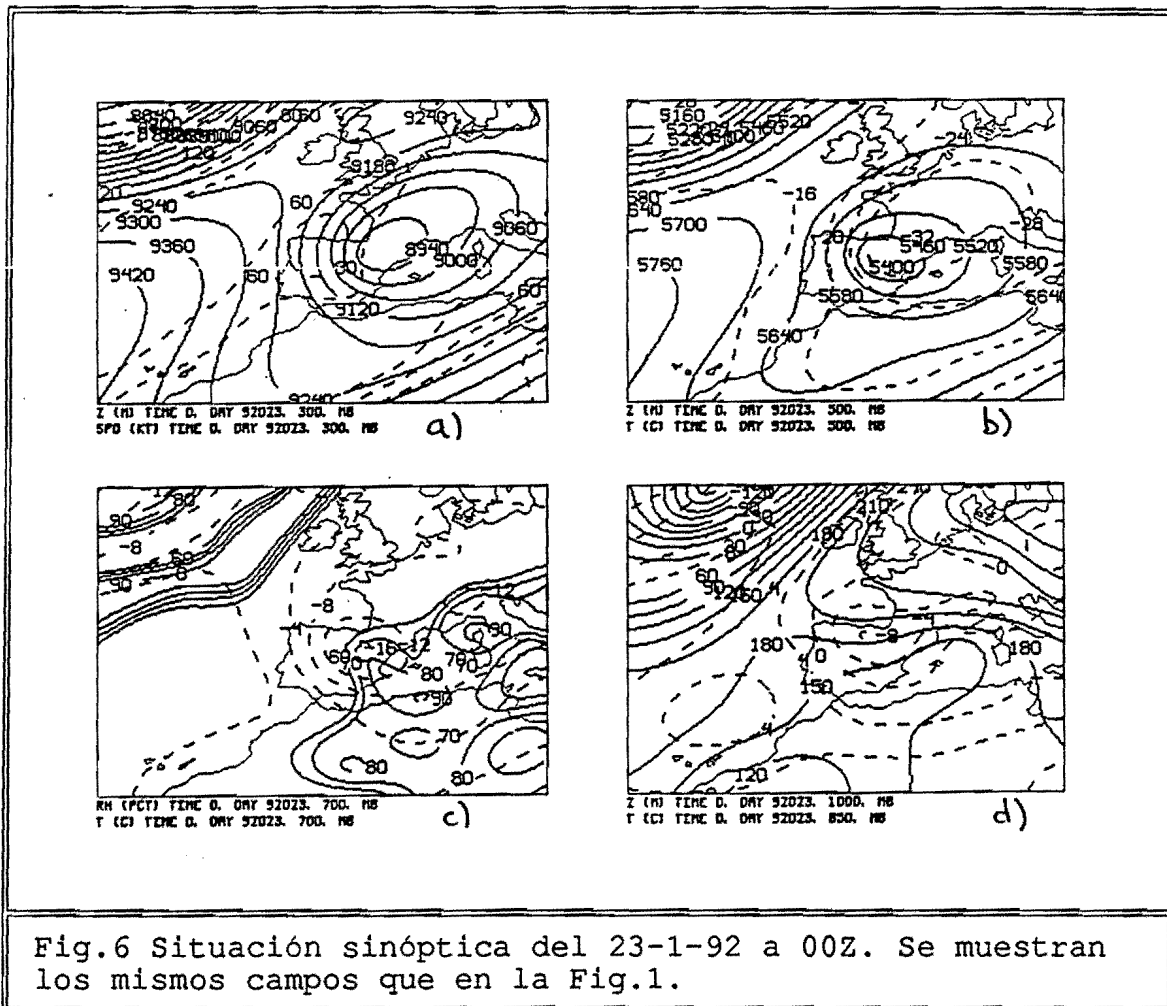


Fig.4 Continuación



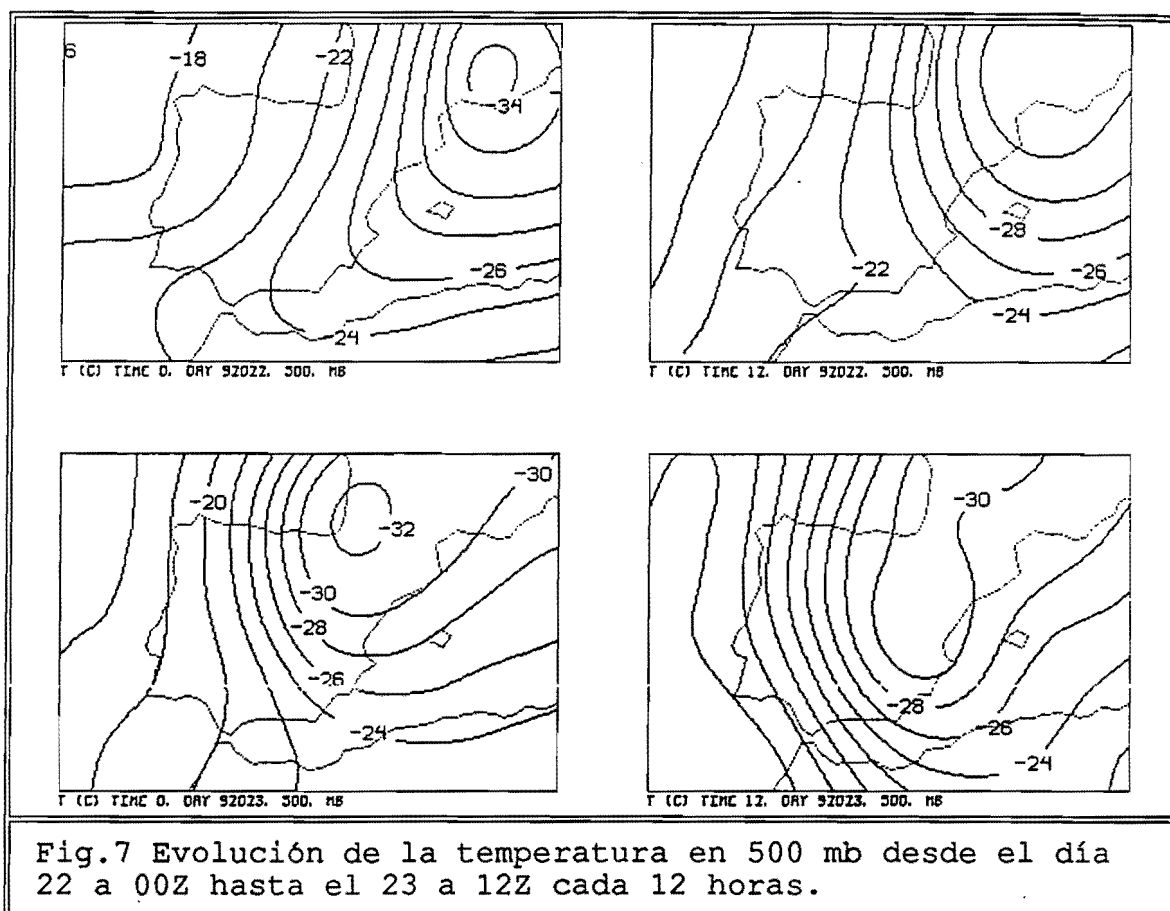
2.2.- Episodio del 22/24 de enero de 1992

El segundo episodio ocurrió entre los días 22 y 24 de enero de 1992. Una depresión aislada situada el 22 a las 00Z al nordeste de Cataluña se movió lentamente hacia el suroeste debido a la presencia de un máximo de viento de 85 Kt en 300 mb en su sector noroeste, penetrando en la península y colocándose en la vertical del valle del Ebro el 23 a las 00Z (Fig.6). La evolución de las temperaturas en 500 mb (Fig.7) muestra como un embolsamiento de -32°C y con temperaturas en su interior de hasta -35°C , situado al nordeste de Cataluña, se desplaza también hacia el suroeste, afectando en primera instancia al norte de Cataluña y Pirineos orientales y, más adelante, a la zona de Aragón y Pirineos occidentales el 23 a 00Z. A lo largo del 23 el embolsamiento de aire frío se extiende hacia el sur y llega a ocupar casi toda la mitad este de la península hasta Gibraltar, aunque con temperaturas ligeramente más altas (-30°C).



En niveles bajos hubo una fuerte entrada fría de aire procedente de Europa central que comenzó por el nordeste y que llegó a afectar a grandes áreas del norte, del centro y del este de la península (Fig.8), mientras que el flujo se mantuvo del NE en la mitad

norte, aunque con marcada componente E en la costa catalana y valenciana debido a la presencia de una circulación ciclónica alrededor de la baja que se situó durante este período al sureste de las islas Baleares.



Afectó a gran número de comunidades: Cataluña, Aragón, Navarra, La Rioja, País Vasco, Castilla-León, Castilla-La Mancha, Valencia y algunas provincias orientales de Andalucía. Las precipitaciones de nieve alcanzaron el suelo en casi todas las zonas, principalmente en la meseta norte y parte de la meseta sur, llegando a nevar en la costa catalana y en San Sebastián.

Las mayores precipitaciones afectaron a Cataluña, provincia de Teruel y norte de la Comunidad Valenciana, alimentadas éstas por el flujo húmedo procedente del Mediterráneo, llegándose a recoger desde el día 23 a 18Z hasta el 24 a 18Z 56 litros de lluvia en el aeropuerto de Girona; las cantidades de nieve recogidas fueron menores, no sobrepasando los 10 litros en 24 horas en ningún observatorio de la red sinóptica. El corte de puertos, tramos de carretera y ferrocarril fue generalizado en algunas de estas provincias, destacando el cierre del paso de La Junquera y la incomunicación de bastantes poblaciones en las provincias de Teruel y Castellón.

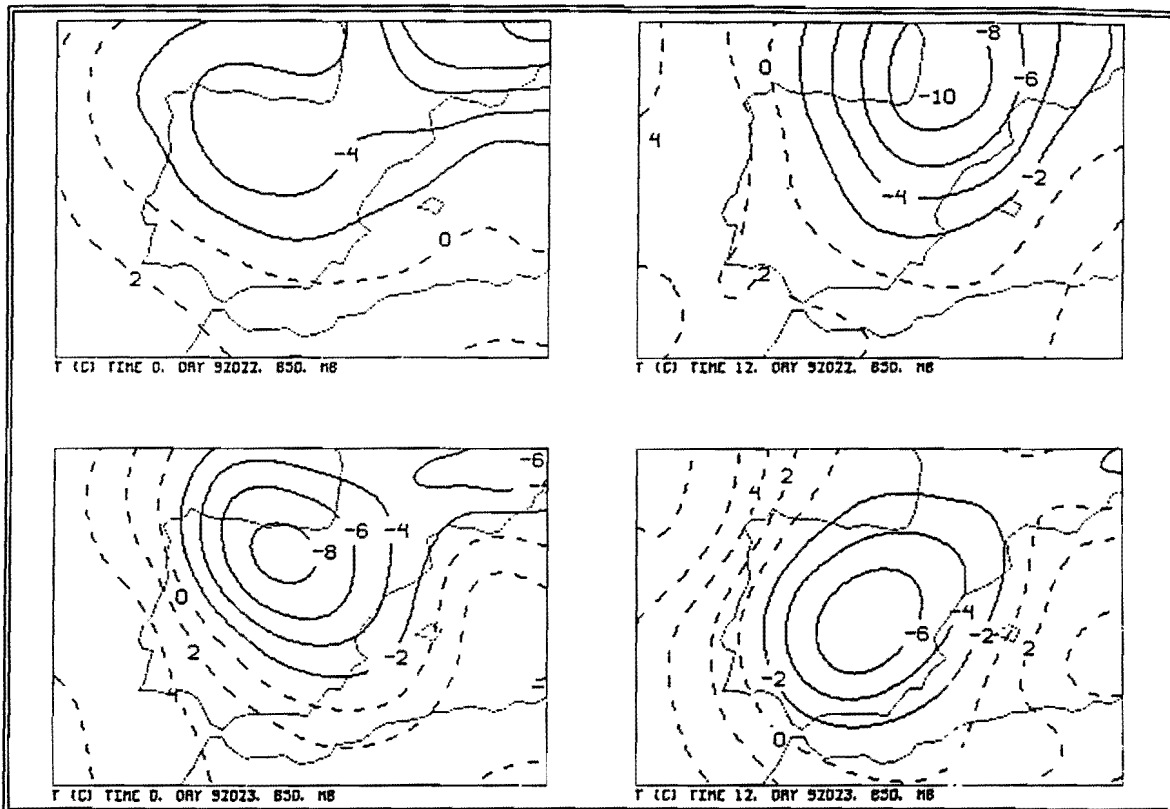
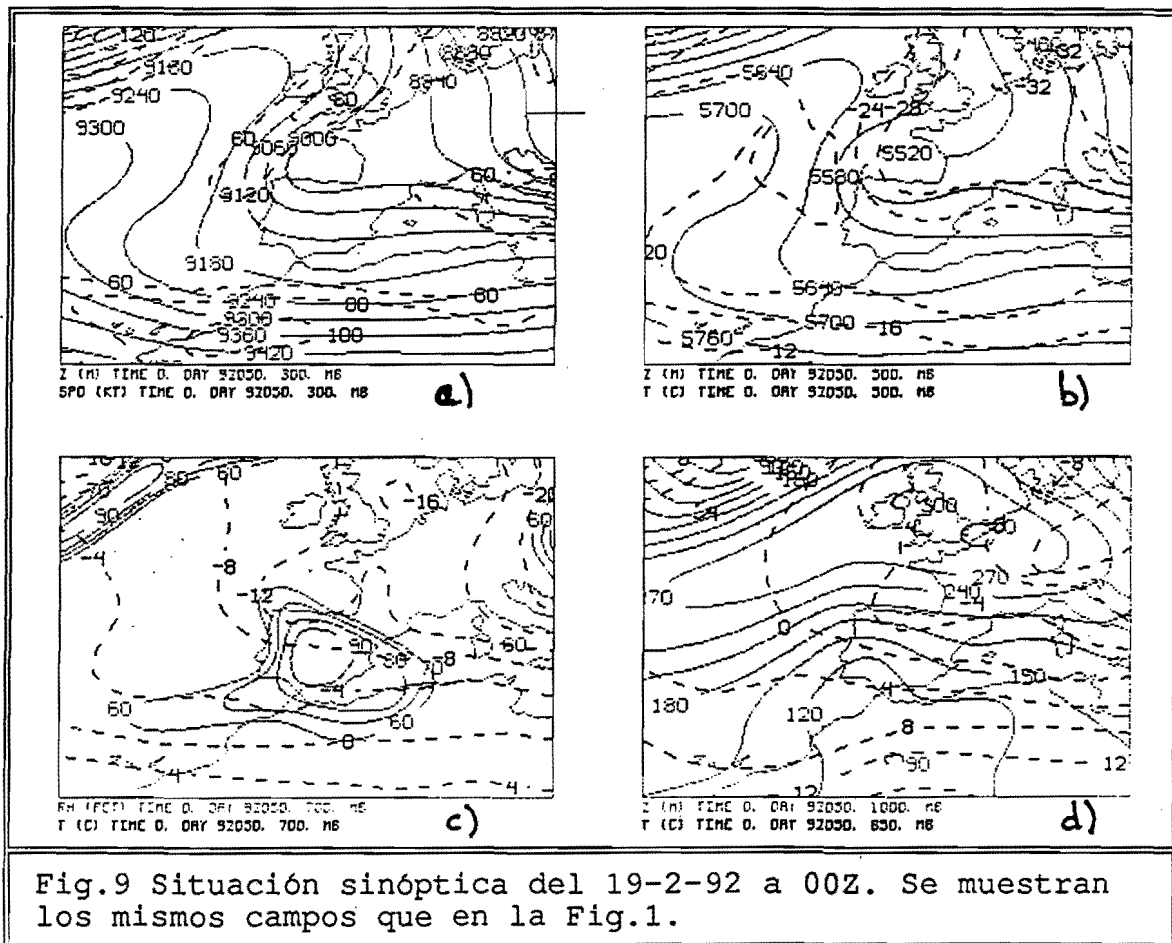


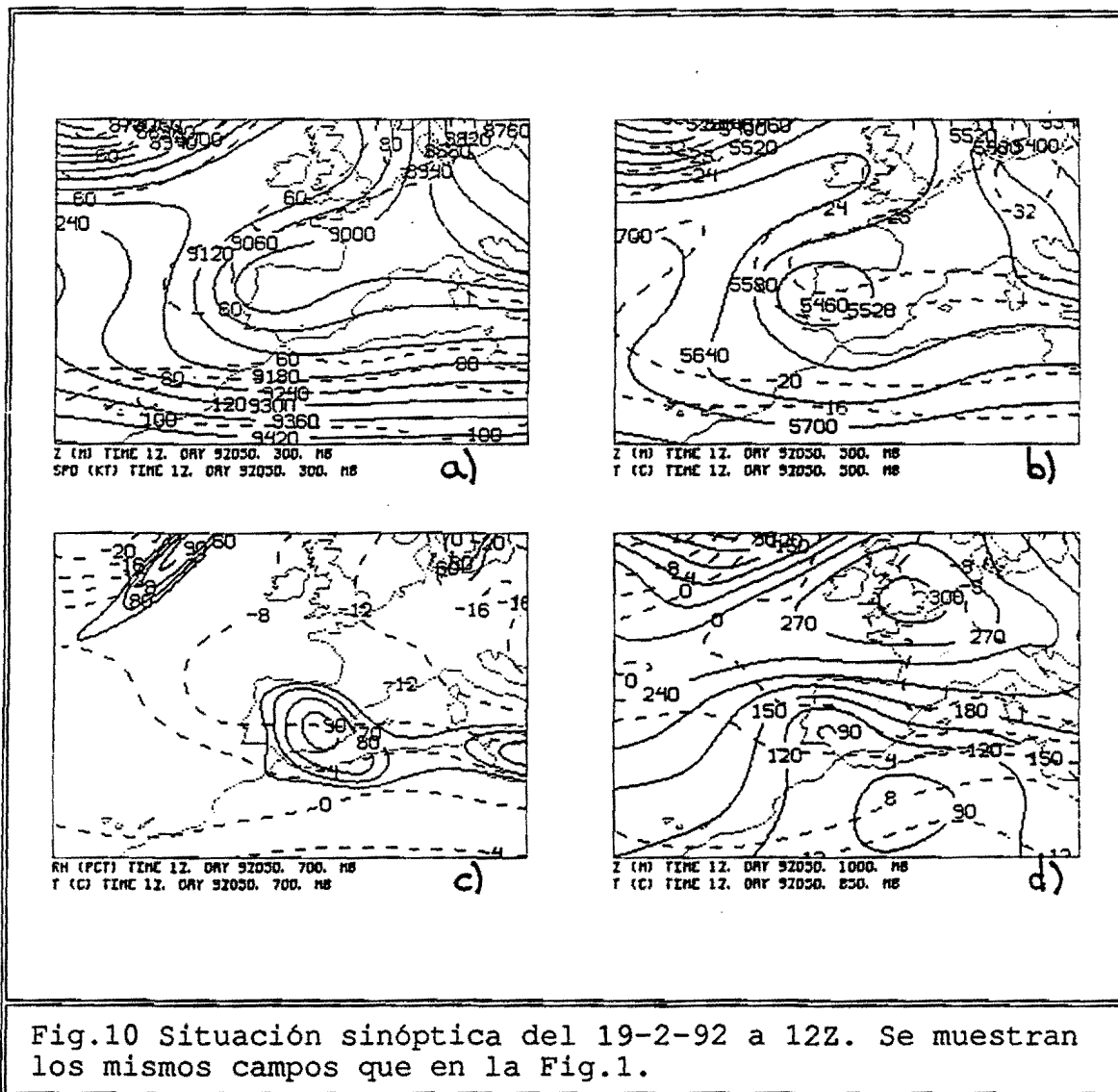
Fig.6 Evolución de la temperatura en 850 mb desde el día 22 a 00Z hasta el 23 a 12Z cada 12 horas.

2.3.- Episodio del 19/20 de febrero de 1992

El tercer episodio se desarrolló los días 19 y 20 de febrero de 1992. En 300 mb existen el 18 a las 12Z dos bajas, una situada sobre el Golfo de Cádiz y otra sobre el Golfo de Vizcaya que, conducida por un máximo de viento de 80 Kt del NE tiende a desplazarse hacia el suroeste. Estas dos depresiones comienzan a interactuar el 19 a las 00Z (Fig.9) quedando el 19 a las 12Z (Fig.10) una sola depresión centrada al nordeste de la península que se desplaza hacia el sur y se sitúa en el extremo suroeste el 22 a 00Z. El núcleo frío en 500 mb se desplaza desde las Islas Británicas hacia el sur, afectando a la cornisa cantábrica una lengua de -30°C el 19 a las 12Z. Esta lengua se extiende y afecta al final del día 19 a toda la mitad oeste de la península con temperaturas inferiores a 26°C bajo cero. La depresión de niveles altos provoca ciclogénesis, situándose la baja en superficie sobre Andalucía Occidental. En niveles bajos los días anteriores ha habido una entrada fría de nordeste sobre toda la mitad norte abarcando el 19 a las 12Z la isoterma de 0°C toda la mitad norte y parte del sureste peninsular, mientras que la isoterma de -4°C abarca todo el valle del Ebro, Cataluña y el tercio norte de Valencia.



Las variaciones de temperatura que se registran en 850 mb a lo largo del período (Fig.11) pueden explicarse en función del flujo en bajos niveles y de las advecciones que provoca: mientras que hasta el 19 a las 00Z el flujo es del NE en la mitad norte y del SE en la mitad este, en los períodos siguientes el flujo del SE y del SSE se generaliza sobre la zona centro y parte de la mitad norte, debido a la baja cerrada que se profundiza sobre el cuadrante suroeste y que refuerza la circulación del SE sobre gran parte de la península, al tiempo que comienza a soplar flujo del norte sobre el cuadrante suroeste.



El entorno en el que se producen las nevadas, que afectan principalmente a Castilla-La Mancha, Madrid, Andalucía Oriental, Aragón y parte sur de Navarra, se caracteriza por lo tanto por aire relativamente frío en niveles bajos en toda la mitad norte y parte de la mitad sur, producto de la entrada fría del NE que

tiene lugar hasta el 19 a las 00Z sobre el que se coloca aire más cálido y húmedo procedente del SE y del SSE que es conducido por un flujo ciclónico alrededor de la baja que se sitúa sobre el suroeste de la península. Las nevadas penetraron hasta los 500 m en toda la zona centro, recogiendo durante la primera mitad del día 19 cantidades de nieve de 13 litros en Getafe y 5 litros en Madrid, produciéndose la incomunicación de diversos municipios en las provincias de Zaragoza, Almería y Granada. En la Comunidad Valenciana se produjeron fuertes vientos y precipitaciones intensas en forma de lluvia que provocaron algunos desbordamientos (en Alicante se recogieron 48 litros de lluvia durante el día 20 desde 06Z hasta 18Z).

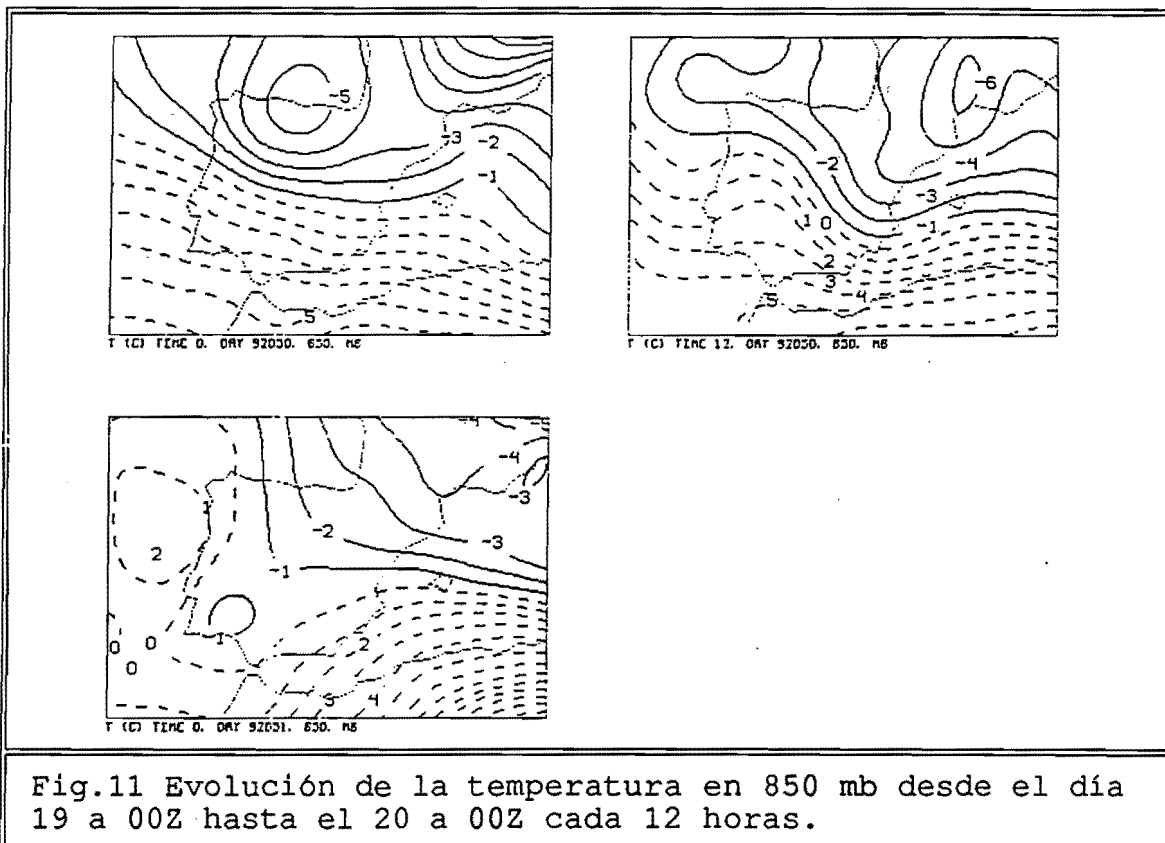


Fig.11 Evolución de la temperatura en 850 mb desde el día 19 a 00Z hasta el 20 a 00Z cada 12 horas.

En la Fig.12 se ve un corte transversal de temperatura del termómetro húmedo (TW) junto con el viento a varios niveles el 19 a 00Z. Se observa como en la zona centro de la península las isolíneas están inclinadas, quedando al sur aire con mayor TW y al norte aire con menor TW. Los vientos al sur de esa zona son del SSE y del SE hasta 850 mb, enviando por tanto aire más cálido y húmedo sobre aire más frío y seco, situación reconocida desde hace tiempo como una de las más favorables para que la nieve penetre a cotas relativamente bajas. Como confirmación, en la Fig.13 se muestra un corte transversal de la advección de temperatura potencial equivalente (TEAD) para la misma hora y se ve como mientras en niveles cercanos al suelo la advección negativa penetra hasta puntos situados al sur, por encima se

produce advección positiva, estando la línea de separación de las advecciones positivas y negativas bastante inclinada.

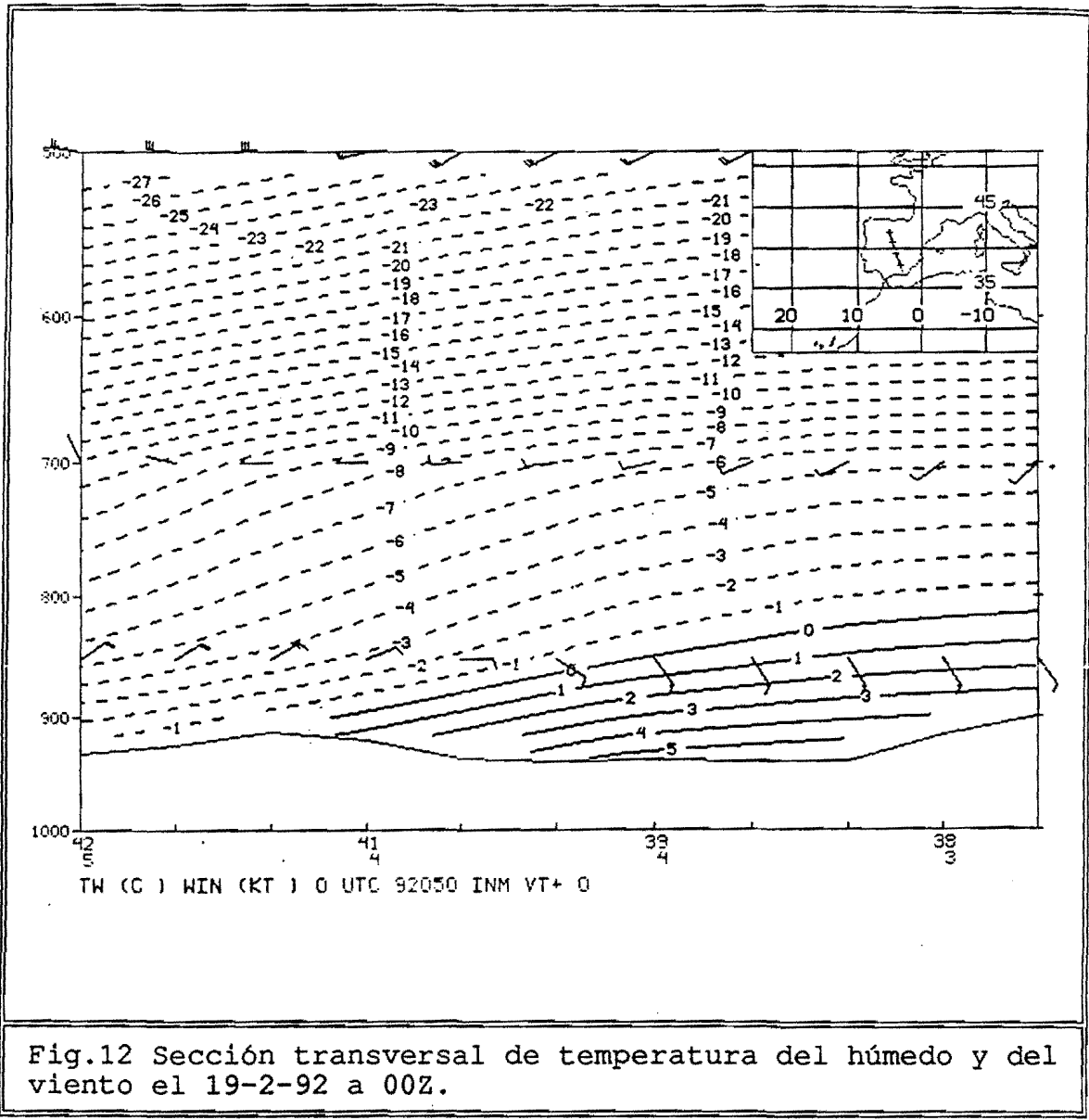


Fig.12 Sección transversal de temperatura del húmedo y del viento el 19-2-92 a 00Z.

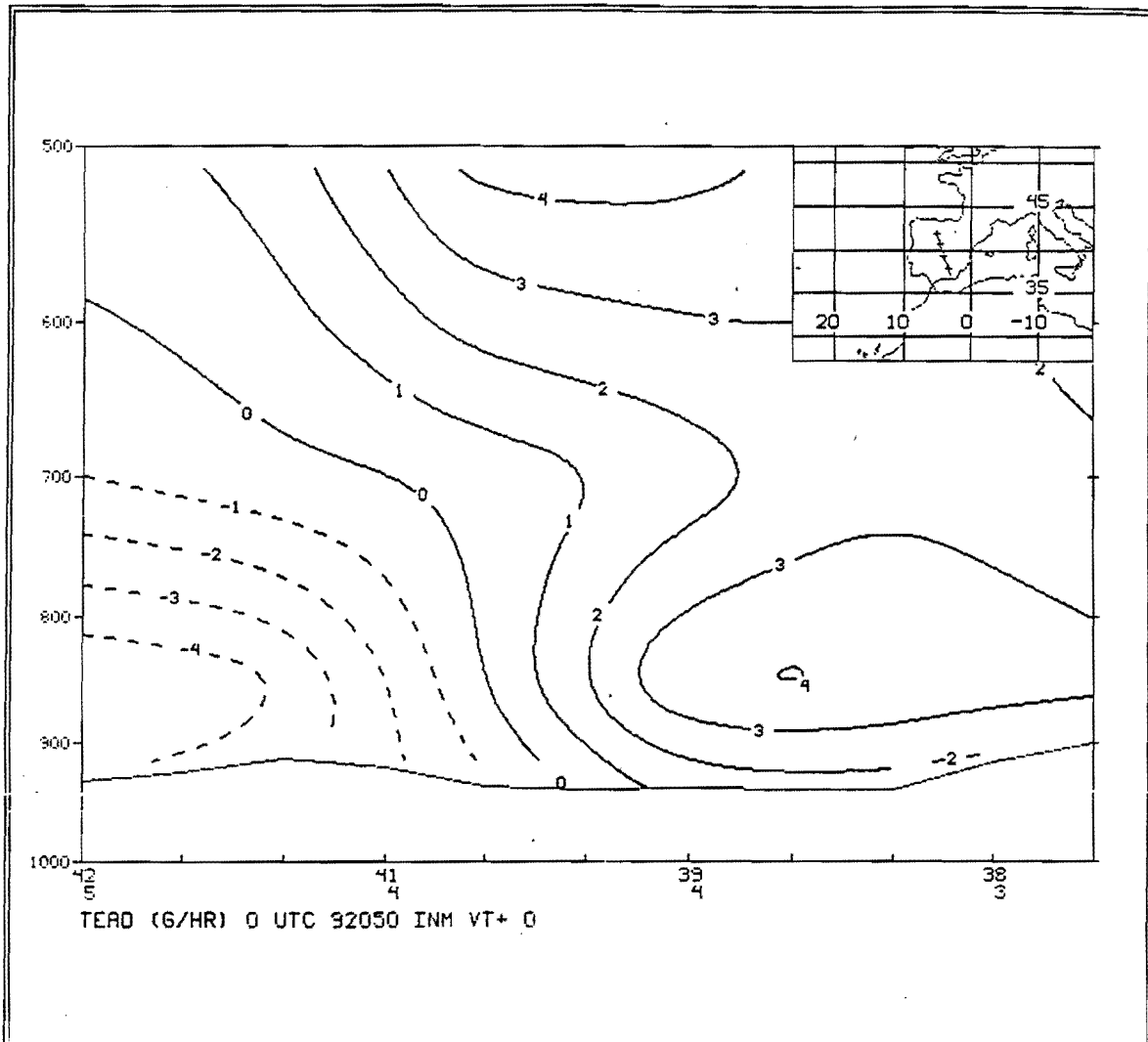
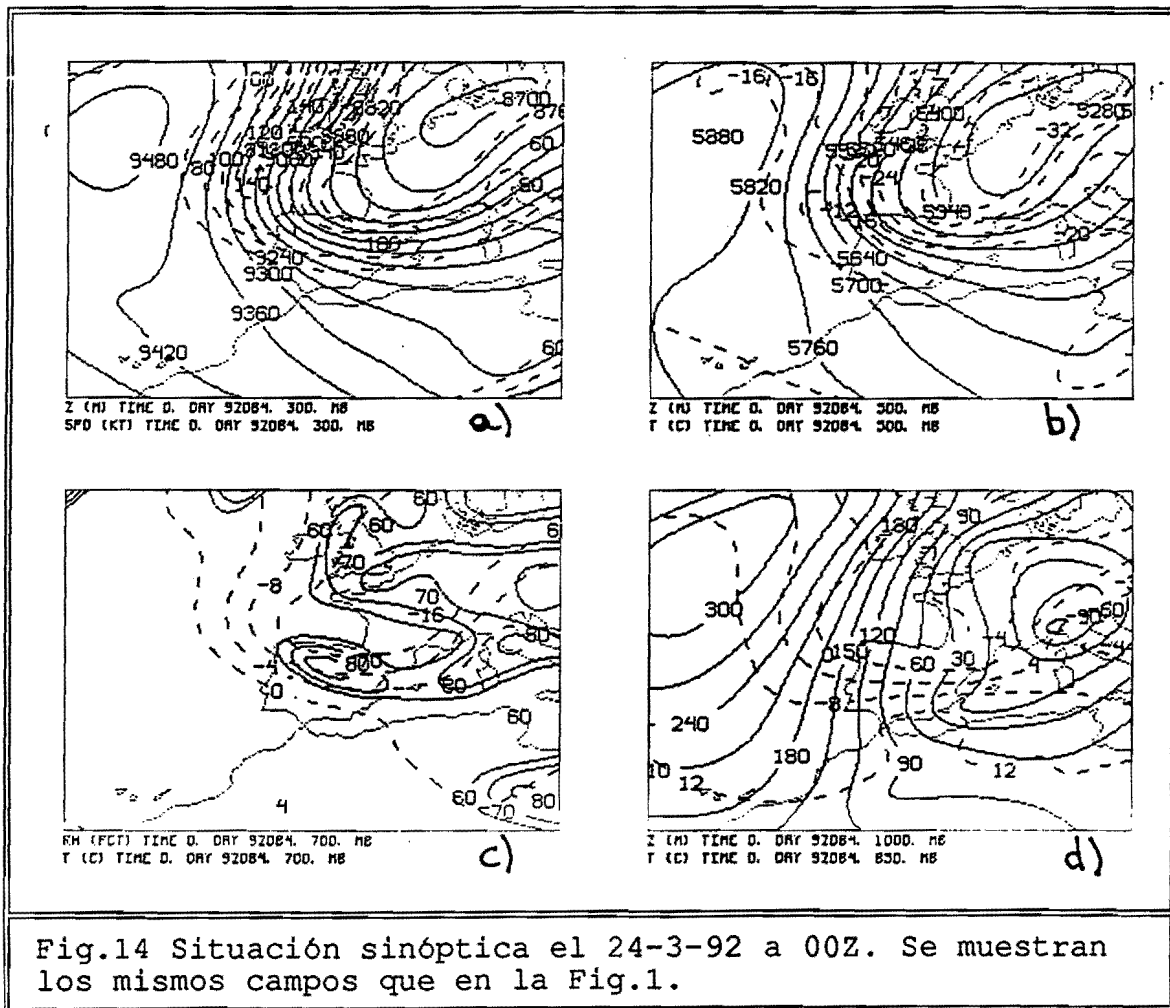


Fig.13 Sección transversal de la advección de temperatura potencial equivalente el 19-2-92 a 00Z.

2.4.- Episodio del 24/28 de marzo de 1992

El ultimo episodio tuvo lugar entre los días 24 y 28 de marzo de 1992 principalmente, aunque con posterioridad continuaron produciéndose precipitaciones débiles de nieve en puntos del tercio norte. Se trata de una fuerte entrada del norte a todos los niveles sobre la cornisa cantábrica, con bloqueo en el Atlántico, situación catalogada por los G.P.V. de la mitad norte como una de las más características. Durante estos días, sucesivos frentes fríos atraviesan la mitad norte, asociándose con ellos descargas de aire frío de diversa intensidad, separadas éstas por períodos en los que se coloca sobre la península aire más cálido. Las zonas afectadas fueron Asturias, Cantabria, País Vasco, Navarra, La Rioja, Aragón y Castilla-Leon, penetrando la nieve en ocasiones hasta los 500 m, como sucedió en Navarra y La Rioja los días 24 y 27. En la Fig.14 aparece la situación el 24 a 00Z, donde se observa como todo el tercio norte queda con temperaturas por debajo de los 0°C en 850 mb y el fuerte gradiente de temperatura que existe sobre la península. El máximo de viento en 300 mb de 150 Kt es casi meridional y apuntando hacia Galicia, con una baja en niveles altos que se extiende desde Dinamarca hasta Francia.



Durante este día el enfriamiento en niveles bajos se extiende a toda la península, con caídas de T en 850 mb de 13°C en 12 horas en Gibraltar, aunque paralelamente se produce un ligero aumento de T en ese nivel en la cornisa cantábrica, donde se pasa de -3°C a las 00Z a -1 a las 12Z (Fig.15).

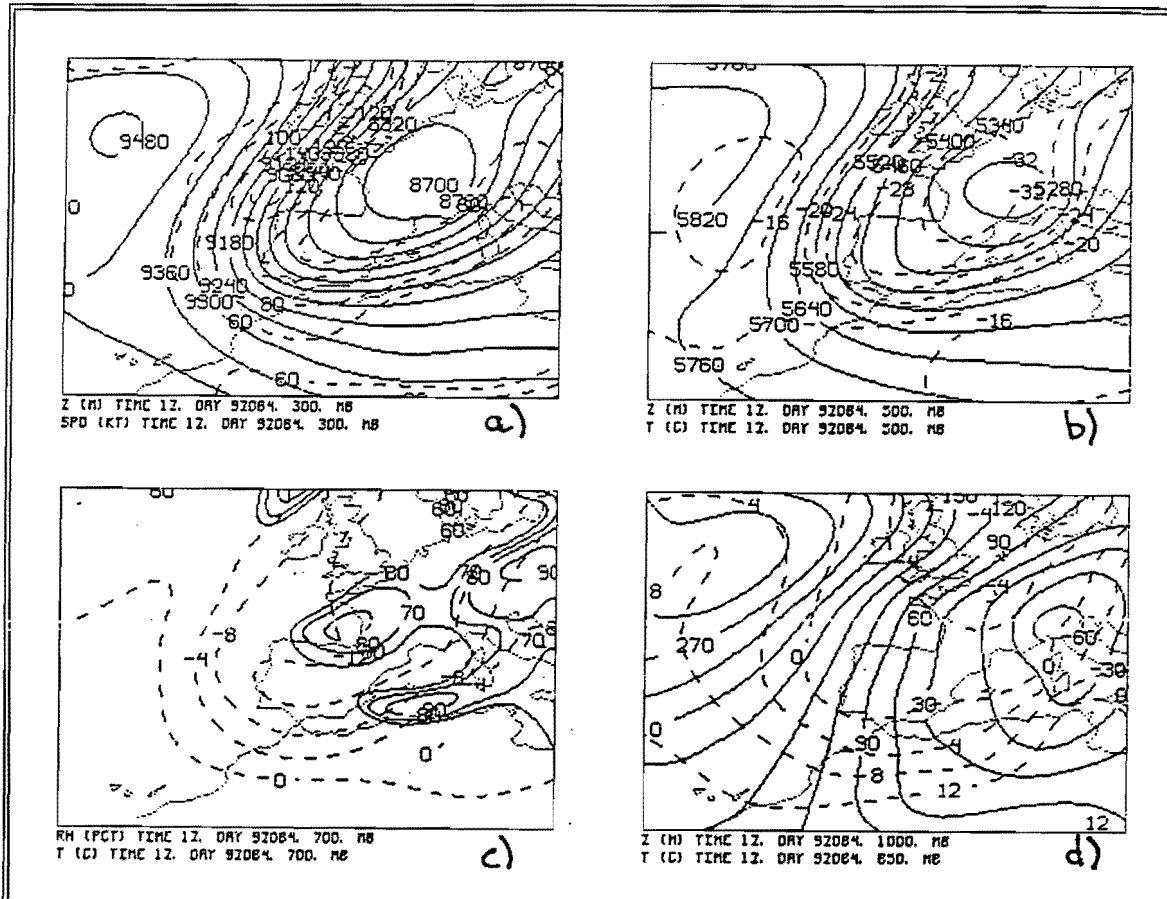
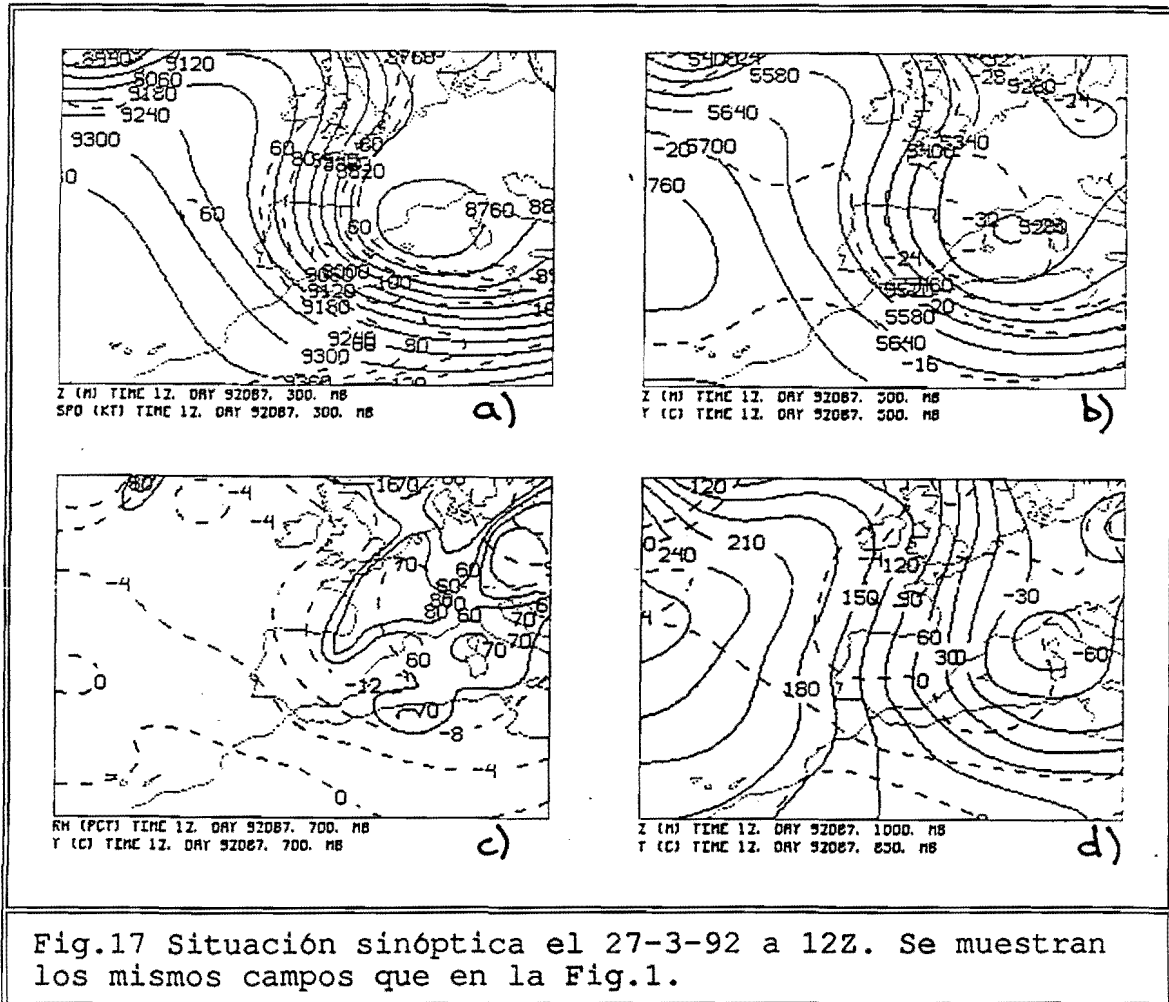


Fig.15 Situación sinóptica el 24-3-92 a 12Z. Se muestran los mismos campos que en la Fig.1.

Durante el día 25 continua la entrada del norte a todos los niveles, con el máximo de viento de 150 Kt situado sobre Galicia y la depresión en niveles altos desplazándose hacia la península, al tiempo que una dorsal se sitúa sobre las Islas Británicas. Esta dorsal penetra por el norte el día 26 a 00Z y detrás de ella un sector cálido que provoca un aumento de temperaturas en niveles bajos durante este día (Fig.16). Durante la tarde del 26 un frente frío penetra por el norte, volviendo a disminuir las temperaturas el 27 a 00Z. Este sistema frontal está asociado a una nueva depresión en niveles altos que se desplaza hacia el sur por detrás de la dorsal, y que lleva asociado un máximo de viento en 300 mb de 120 Kt sobre el Cantábrico. Las temperaturas en niveles bajos vuelven a disminuir, quedando casi toda la península con T por debajo de 0°C el 27 a las 12Z (Fig.17).

las Islas Británicas. El 26 a 00Z el frente cálido continua acercándose, atravesando la mitad norte antes del 26 a 12Z. A esta hora se observa como un extenso sector cálido abarca gran parte de la península y como por el norte se esta acercando un nuevo frente frío. Este frente frío se encuentra sobre la península el 27 a las 00Z y detrás de él vuelve a invadirnos otra nueva masa de aire frío.



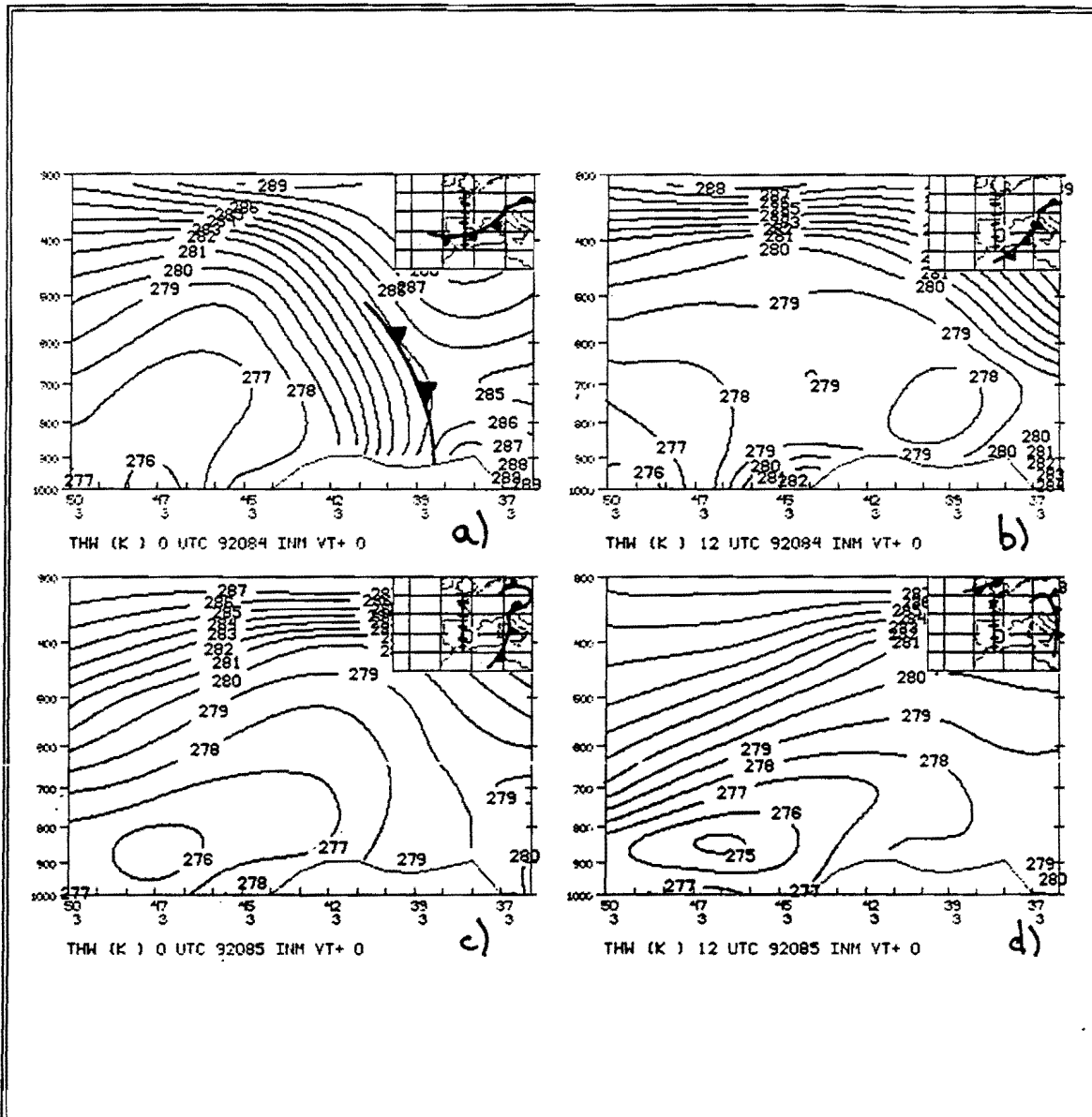


Fig.18 Secciones transversales de THW. a) día 24 a 00Z
 b) 24 a 12Z c) 25 a 00Z d) 25 a 12Z.

3.-PREDICTORES DE NEVADAS

Los predictores de nevadas que se han estudiado para los distintos episodios ocurridos durante la campaña son la altura de la isocero, la altura de la isocero del termómetro húmedo, el espesor 850-1000 mb y el espesor ajustado 850-1000 mb.

El espesor 850-1000 es ampliamente usado en diversas partes del mundo, con pequeñas diferencias en los valores umbrales que se aplican, oscilando entre 1280 m para una probabilidad de nieve del 90% y 1300 m para una probabilidad del 10%, valores estos que han sido obtenidos a partir de estudios estadísticos en lugares que en general no se encontraban lejos del nivel del mar. **El principal problema que plantea este predictor en la península es la compleja orografía que presenta y la elevada proporción de tierras que se encuentran por encima de los 400-500 m.** Esto hace que el espesor que tiene que atravesar la nieve para llegar al suelo sea en realidad más pequeño que el que tendría que atravesar para llegar la nivel del mar, con el consiguiente aumento de probabilidad de nieve que se produce en las tierras altas frente a las tierras bajas para el mismo valor del espesor 850-1000, aumento que no es tenido en cuenta por este predictor. Además, la probabilidad no puede ser la misma si la isobara de 1000 mb está 200 m por debajo o por encima del suelo.

Una solución a este problema pasa por la realización de estadísticas de correlación entre la probabilidad de nieve y el espesor (o la isocero) en lugares a diferentes altitudes, con lo que se obtendrían valores diferentes de probabilidad en cada uno de estos lugares para un mismo valor del espesor 850-1000. Esta puede ser la mejor solución de forma local, cuando la predicción deba hacerse sobre un área pequeña, pero no cuando se trata de encontrar un predictor que pueda ser usado en toda la península con un alto grado de fiabilidad. Un ejemplo de esta forma de actuar son las estadísticas realizadas en el G.P.V. de Cantabria, correlacionando la ocurrencia de nevadas en distintas estaciones de la red con la altura de la isocero del sondeo de Santander, obteniendo de esta forma para diferentes zonas las altitudes mínimas a las que puede penetrar la nieve para una altura determinada de la isocero.

Otra solución es el ajuste del espesor para que tenga en cuenta la presión a nivel del mar y la altitud del lugar. Esto fue hecho por Boyden (1964) en Gran Bretaña, el cual a partir de la relación lineal observada entre el espesor y la diferencia de presión entre 1000 mb y la presión en la isocero

$$(1000 - P_r) = 3.7 (\Delta Z - 1283) (1)$$

dedujo una relación entre la diferencia de presión entre el suelo y la isocero y un espesor ficticio al que llamó espesor ajustado 850-1000 y que tiene en cuenta la altura de la isobara de 1000

mb sobre el nivel del mar (z) y la altura del lugar sobre el nivel del mar (h)

$$(P_s - P_I) = 3.7 \left(\left(\Delta Z + \frac{z}{30} - \frac{h}{30} \right) - 1283 \right) \quad (2)$$

P_s y P_I son la presión en el suelo y en la isocero.

De forma que el espesor ajustado 850-1000 viene dado por

$$\Delta Z_a = \Delta Z + \frac{z}{30} - \frac{h}{30} \quad (3)$$

Este espesor ajustado puede aplicarse a cualquier lugar sin importar su altura, siempre que esta no sea superior a aproximadamente 880 mb, que es hasta donde la relación lineal (1) permanece válida. Su cálculo para una altura determinada se efectúa de forma sencilla en entornos como el SAIDAS y, además, una vez calculado para determinada altura no hace falta calcularlo para otras ya que, como se desprende de la relación (3), la línea de por ejemplo 1310 m nos dará la misma probabilidad de nieve que la línea de 1300 pero 300 m más arriba de la altura para la que se haya calculado el espesor ajustado. De todas formas conviene apuntar que para alturas cercanas a los 900-1000 m quizá sería conveniente el estudio del espesor 700-850, ya que podría dar una idea más adecuada de la temperatura media del estrato que la nieve tiene que atravesar.

Los valores del espesor ajustado obtenidos como umbrales por Boyden no difieren significativamente de los del espesor sin ajustar, pudiendo tomar para el 90% y el 10% de probabilidad 1280 y 1300 m.

Por lo que respecta a los otros dos predictores estudiados, la diferencia entre la isocero del seco y la isocero del húmedo está en que para calcular la segunda se tiene en cuenta la humedad del aire, hecho de crucial importancia, como más adelante veremos, en algunos de los episodios que nos han afectado durante esta campaña. La isocero del húmedo nos da la altura a la que se encontraría la isocero si el aire estuviese completamente saturado; dado que esto no ocurre en la mayoría de los casos, la altura de la isocero del húmedo es siempre menor que la del seco y esta diferencia aumenta conforme más seco está el aire por debajo de la isocero del seco.

4.-CARACTERIZACION DE LOS PREDICTORES DE NEVADAS

Una de las principales tareas llevadas a cabo durante la primera campaña de nevadas en el STAP ha sido caracterizar los predictores de nevadas comúnmente utilizados, esto es, comprobar su comportamiento durante los diferentes episodios para así poder tener una idea clara de la forma en que se comportan, su bondad y, sobre todo, de las limitaciones que deben ser tenidas en cuenta a la hora de aplicarlos a situaciones concretas.

Antes de continuar con el estudio de los predictores, conviene hacer siquiera un pequeña referencia a los principales procesos termodinámicos que afectan al desarrollo de las nevadas, procesos que tienen una indudable importancia práctica ya que pueden modificar de forma significativa los valores de algunos predictores en un corto intervalo de tiempo.

Los dos procesos más importantes son la evaporación desde la superficie del copo de nieve y la fusión de los propios copos de nieve. La evaporación se produce cuando el aire que se encuentra por debajo de la isocero no está saturado, de modo que la temperatura del aire disminuye ya que la energía necesaria se extrae del mismo aire ambiente. Esta disminución de temperatura del aire continua hasta que este se satura o, lo que es lo mismo, hasta que se alcanza la temperatura del húmedo correspondiente a cada nivel. Por lo tanto, el proceso de fusión no comienza hasta una cierta distancia por debajo de la isocero, donde se encontrase inicialmente la isocero del termómetro húmedo. La influencia de este proceso es mayor conforme más seco se encuentre el aire por debajo de la isocero, provocando en este caso un mayor enfriamiento de la capa. La evaporación disminuye el tamaño de los copos de nieve, pudiendo hacer que en ocasiones de baja intensidad de precipitación, ésta no llegue al suelo. Una vez que la nieve ha penetrado hasta la altura de la isocero del húmedo entra en juego el proceso de fusión. El calor necesario para la fusión vuelve a extraerse del aire ambiente, creando una capa isoterma a 0°C por debajo de la isocero que se va extendiendo hacia abajo mientras continua el proceso. Cuanto mayor sea la intensidad de precipitación, más eficiente será la creación y extensión hacia abajo de la capa isoterma a 0°C , con lo que la nieve alcanzará cotas más bajas.

La estructura de las capas por la que está atravesando la nieve se modifica en función de estos procesos, dando como resultado más relevante una disminución en la altura de la isocero; los cálculos teóricos muestran como para una intensidad de precipitación de 1 mm/h y con la isocero situada a unos 50 mb por encima del suelo, la disminución que se produce es de 7 mb/h , mientras que si está situada a unos 100 mb por encima del suelo y con la misma intensidad de precipitación la disminución es de $4\text{-}5\text{ mb/h}$, siendo además la razón de enfriamiento más alta en la parte superior de la capa, justo debajo de la isocero.

4.1.- Isocero

Lo primero que se observa al analizar las situaciones de nevadas de esta primera campaña es que en todas las ocasiones la nieve penetra a cotas bastante inferiores a la altura de la isocero. La Fig.20 muestra la isocero calculada con los análisis del I.N.M. en distintos momentos de cada uno de los episodios, cuando la nieve afectaba a zonas concretas, y la Tabla I un resumen con datos de la isocero obtenida del análisis, la isocero obtenida de los sondeos más cercanos al area de nevadas y la altura media a la que penetró la nieve.

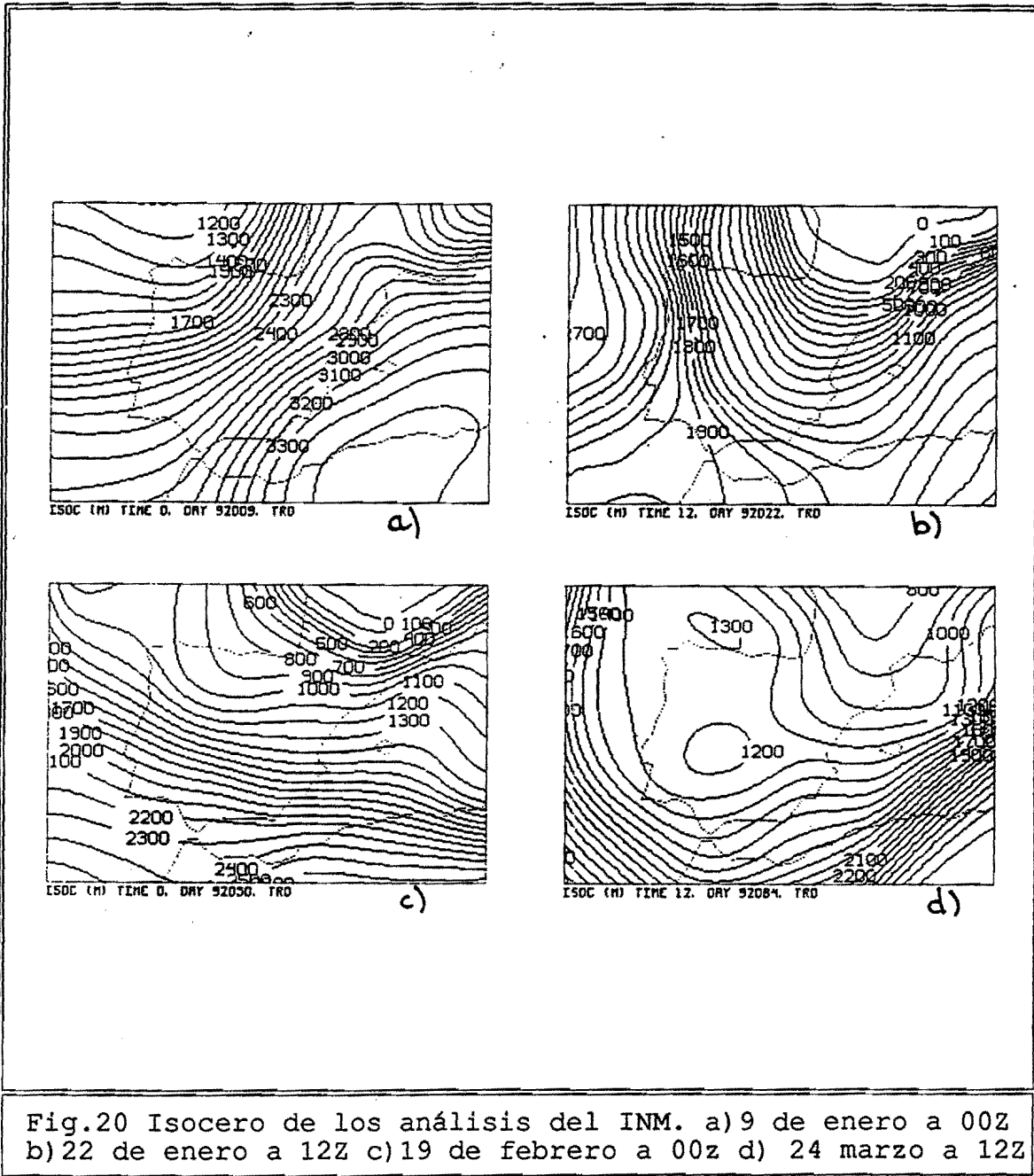


Fig.20 Isocero de los análisis del INM. a) 9 de enero a 00Z
b) 22 de enero a 12Z c) 19 de febrero a 00z d) 24 marzo a 12Z

	9 ENE 00Z	22 ENE 12Z	19 FEB 00Z	24 MAR 12Z
ISOCE ANA	1600 - 1900 M	200 - 500 M	1200- 1300 M	1000- 1200 M
ISOCE SON	1303 COR 1639 SAN	683 ZAR	872 ZAR	1097 ZAR 1230 SAN
ALTURA MEDIA	800-900 M	0-100 M	600 M	500 M
AREA	CAST.-LEON	CATALUÑA	MADRID	NAVARRA

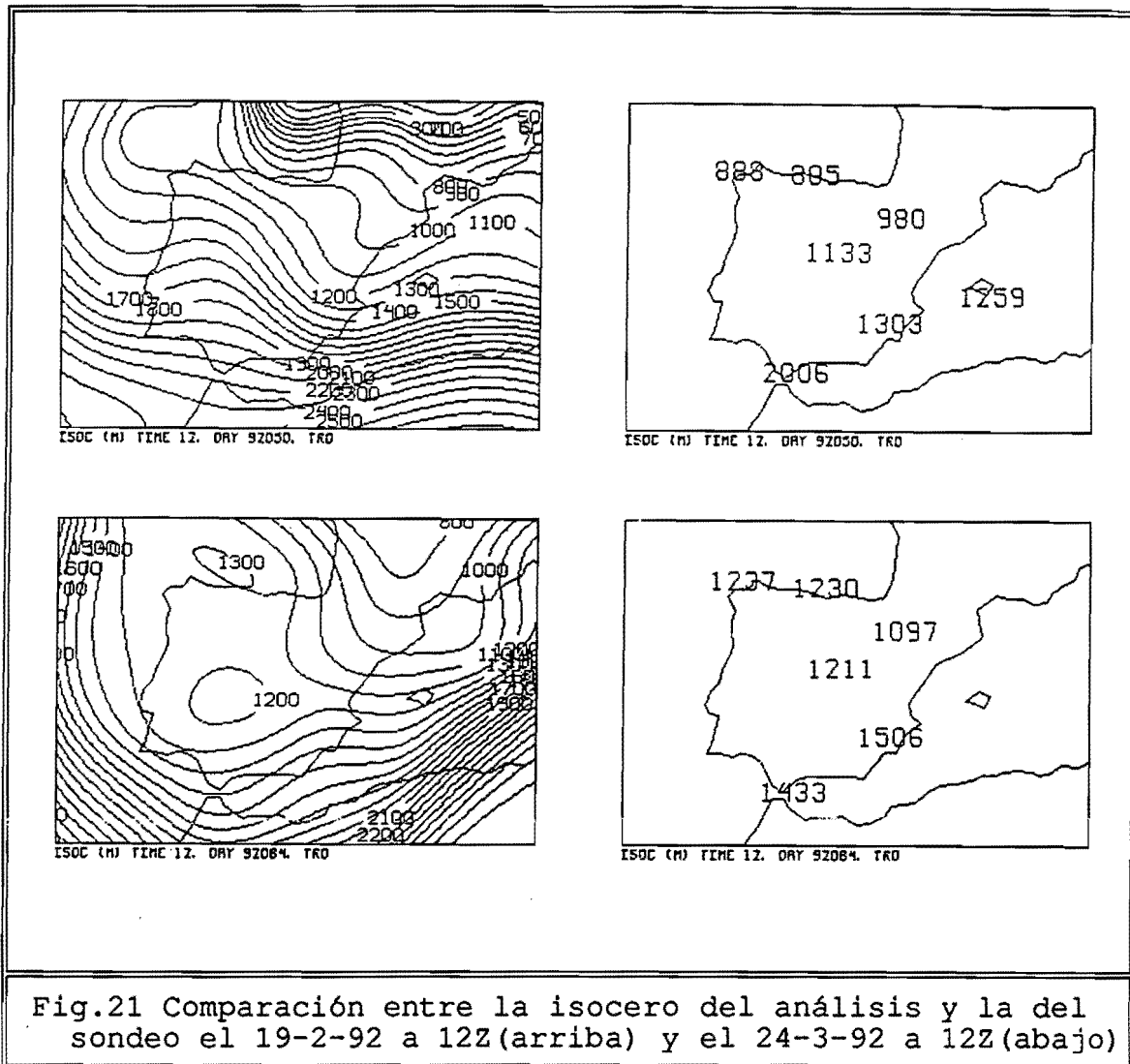
Vemos en la Tabla como las diferencias entre la isocero del análisis y la altura media a la que penetró la nieve fueron de 500-600 m en los episodios del 19 de febrero y el 24 de marzo, de 200-300 m en el del 22 de enero y superiores a los 800 m en el del 9 de enero. La isocero obtenida de los sondeos, aunque más precisa que la de los análisis como inmediatamente veremos, es más difícil de estudiar ya que las zonas donde nevó se encuentran a menudo lo suficientemente alejadas del lugar del sondeo como para que la masa de aire sondeada no sea representativa de las condiciones en el lugar de la nevada; comparando los datos de la Tabla con la Fig.20 se ve que las diferencias entre las isoceros son relativamente pequeñas en tres de los episodios, mientras que en el del 19 de febrero llega a haber en la mitad norte diferencias de hasta 300 m.

Que la isocero se encuentre 500-600 m por encima del lugar de las nevadas es algo que podíamos esperar según lo dicho en un apartado anterior sobre evaporación y fusión de la nieve: la nieve siempre penetra por debajo de la isocero una cierta distancia, tanto más cuanto más seco se encuentre el aire y cuanto mayor sea la intensidad de la precipitación. El caso del 9 de enero, por la gran diferencia existente, merece especial atención. En esta ocasión el frente pasó por la zona en cuestión alrededor de las 00Z y dada la fuerte advección de aire frío que se observa en la Fig.4c inmediatamente detrás del mismo, es lógico suponer que cuando se produjeron las nevadas, justo tras el paso del frente, la altura de la isocero habría comenzado ya a disminuir, pudiendo fácilmente encontrarse 200-300 m por debajo de la que nos da el análisis. Si esto es así, la nieve tendría que haber penetrado por debajo de la isocero 500-600 m, de forma parecida a lo que ocurrió en otros dos episodios de la campaña. Por lo que respecta al episodio del 22 de enero, en este caso la altura de la isocero fue tan baja (en Zaragoza se encontraba por debajo del suelo el 23 a 00Z) que en grandes áreas la nieve penetra hasta el suelo sin dificultad.

Otro aspecto a destacar por su gran importancia es la influencia del método de cálculo usado, esto es, los errores provocados por ese cálculo, en función de las diferentes situaciones. Para calcular la altura de la isocero se tienen en cuenta solo dos niveles de presión de los proporcionados por el análisis del I.N.M., uno con $T > 0^{\circ}\text{C}$ y otro con $T < 0^{\circ}\text{C}$, de forma que se interpola linealmente entre esos dos niveles para cada punto de rejilla. La variación de la temperatura con la altura se supone lineal.

Antes se ha visto como en el episodio del 19 de febrero la diferencia entre la isocero del análisis y la de los sondeos fue de hasta 300 m, siendo las diferencias mucho más pequeñas en los otros casos. Para explicar este comportamiento tan dispar hay que tener en cuenta las distintas situaciones sinópticas en que se desarrollaron las nevadas: mientras que en tres de los episodios la entrada de aire frío tuvo lugar a todos los niveles, en el del 19 de febrero hubo una entrada de aire frío en niveles cercanos al suelo, colocándose por encima aire más cálido proveniente del sur (Fig.12,13). Si la entrada de aire frío afecta a todos los niveles los errores que pueda introducir el cálculo serán pequeños, ya que la variación lineal que suponemos de la temperatura estará bastante cerca de la realidad. Si, por el contrario, aire cálido sobrevuela aire más frío la variación lineal de temperatura con la altura no es una buena aproximación, ya que al aplicar la suposición de variación lineal los niveles más bajos se encontrarán a mayor temperatura que la que en realidad tienen y, por lo tanto, al calcular la altura de la isocero obtendremos un valor superior al real.

Esto se aprecia claramente en la Fig.21, que muestra la comparación entre la isocero del análisis y la del sondeo para dos de los episodios. En el caso del 19 de febrero, cuando aire cálido se sitúa sobre aire frío existen diferencias de hasta 300 m, estando más alta la isocero del análisis, mientras que el 24 de marzo, cuando la entrada fría afectó a todos los niveles, no superan los 100 m en ninguna parte.



El tercer punto importante en relación con la isocero que hay que tener presente es la sensibilidad que muestra frente a los errores en la predicción, lo que hace que pequeños errores en la estructura térmica de las capas bajas tengan una enorme influencia en los valores calculados de la isocero. Dado que la simulación mediante modelos del comportamiento de los niveles bajos y, en concreto, la predicción de las temperaturas del suelo y de la capa límite, no es lo suficientemente precisa debido a los problemas para modelar el flujo de calor desde y hacia el suelo, esa sensibilidad de la isocero se convierte en una limitación que adquiere gran importancia práctica a la hora de predecir las zonas que pueden ser afectadas por la nieve. Un ejemplo de esto lo tenemos en la Fig.22, donde aparecen las diferencias en la altura de la isocero y en el espesor ajustado para la presión entre las predicciones a 12H y 24 H validas el 23 de enero a 00Z y el análisis correspondiente a esa misma hora (las valoraciones sobre el espesor ajustado se harán más adelante; aquí nos servirá únicamente como contraste frente a la isocero). Se observa como mientras las predicciones de espesor

presentan diferencias con el análisis que no superan los 10 m (por encima o por debajo) dentro de la península, las predicciones de la isocero llegan a presentar diferencias de 800 m. Teniendo en cuenta que según la relación (3) una diferencia de 10 m en el espesor ajustado corresponde a una diferencia de 300 m en la altura para la misma probabilidad de nieve, está claro que la influencia de los errores de la predicción afecta mucho a más a la isocero que al espesor ajustado. Una excepción a este punto se ha encontrado en el episodio del 24 al 27 de marzo, en el que la entrada fría afecto a todos los niveles. En esta ocasión los errores de predicción en la isocero y en el espesor son comparables y esto parece lógico si pensamos que al afectar el enfriamiento por igual a los niveles por debajo de 850 mb, disminuirán de forma equivalente tanto la isocero como la temperatura media del estrato 850-1000 mb, es decir, el espesor.

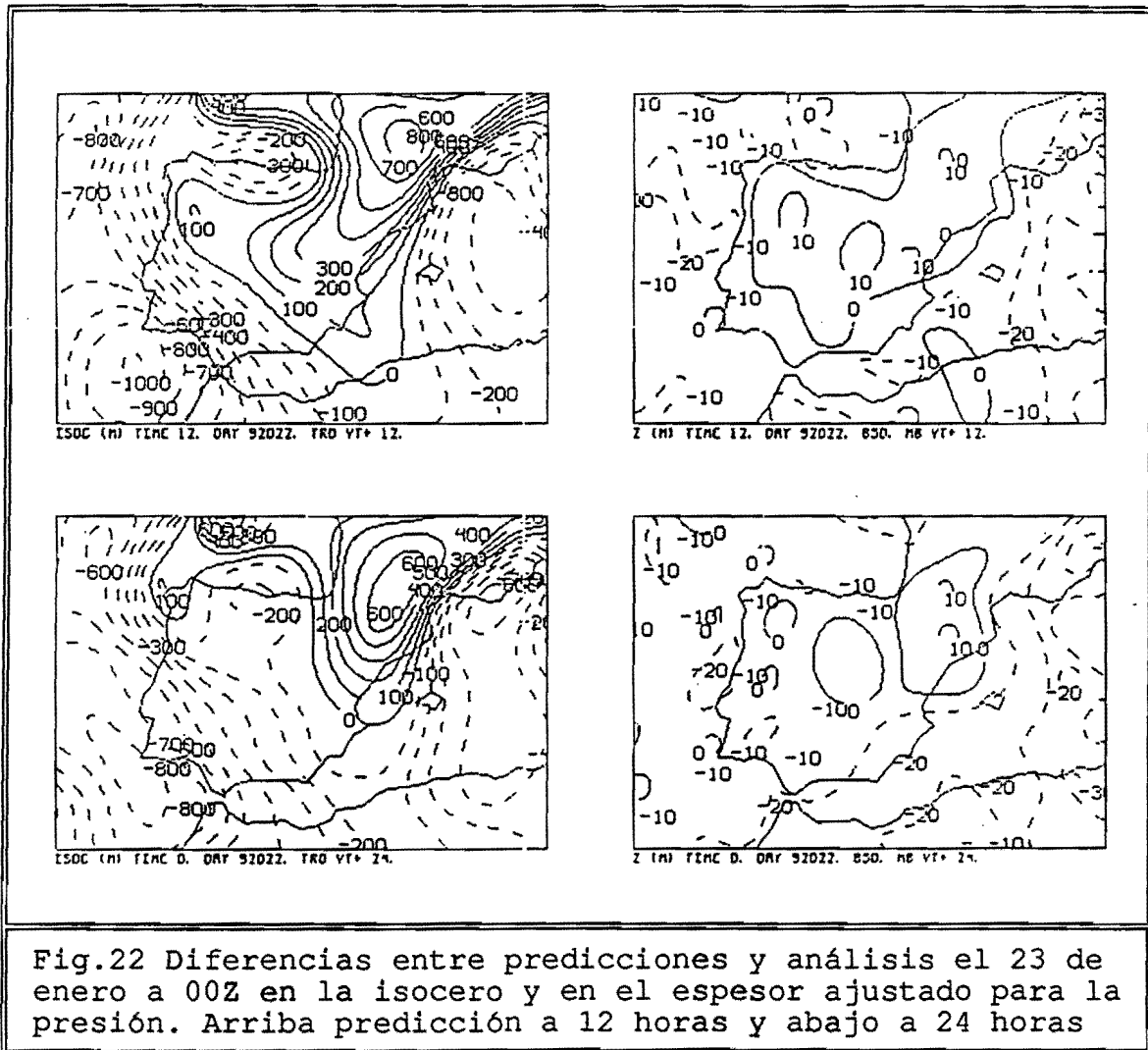


Fig.22 Diferencias entre predicciones y análisis el 23 de enero a 00Z en la isocero y en el espesor ajustado para la presión. Arriba predicción a 12 horas y abajo a 24 horas

En resumen, del estudio de los episodios ocurridos durante esta primera campaña de nevadas y con la reserva que el reducido número de los mismos impone, se desprenden unos primeros resultados importantes, principalmente en relación con las limitaciones que debemos tener en cuenta al aplicar la isocero como predictor de nevadas. Estos resultados son:

a) La isocero siempre se encuentra por encima de la altura a la que penetra efectivamente la nieve, generalmente 500-600 m por encima, como resultado de los distintos procesos termodinámicos que actúan para enfriar el aire por debajo de la isocero (evaporación desde la superficie de los copos de nieve) y para hacer que disminuya la altura de la isocero (fusión de la nieve que cae). La evaporación es función de la humedad relativa que haya en las capas por debajo de la isocero, de forma que cuanto más seco este el aire por debajo de la misma, mayor enfriamiento por evaporación se producirá, lo que ayudará a que la nieve penetre más abajo sin fundir. La fusión depende principalmente de la intensidad de precipitación: cuanto mayor sea ésta, más disminuirá la altura de la isocero y la nieve llegará a cotas más bajas.

b) El proceso de cálculo de la isocero a partir de modelos puede introducir errores y estos serán tanto mayores cuanto más se aleje de la linealidad la variación de temperatura con la altura. En las situaciones en que esa variación sea prácticamente lineal, como ocurrirá casi siempre con fuertes entradas del norte, el peso que pueda tener ese pequeño error, a menudo despreciable, será pequeño y no deberá ser tenido en cuenta, pero en aquellas situaciones que provoquen un alejamiento de la variación lineal de temperatura con la altura, como es el caso cuando aire cálido se sitúa sobre aire frío, el error puede conducir a predicciones que infravaloren la penetración hacia abajo de la nieve.

c) La isocero es más sensible a los errores de predicción que otros predictores, y esto puede también conducir a predicciones equivocadas en algunas ocasiones.

4.2.- Isocero del termómetro húmedo

Como ya apuntamos antes, la altura de la isocero del húmedo coincidirá con la altura de la isocero del seco solo en aquellas ocasiones en las que el aire se encuentre saturado. Dado que este no es el caso en la mayor parte de las ocasiones, existirán en general diferencias y la isocero del húmedo estará más baja que la isocero del seco, siendo la diferencia mayor cuanto más seco se encuentre el aire por debajo de la isocero del seco. Por otro lado, ya que la fusión de la nieve comienza a la altura de la isocero del húmedo, como vimos al principio de este capítulo, parece más adecuado su uso que el de la isocero del seco. En la Fig.23 se muestra la isocero del húmedo para las mismas horas que en la Fig.20, observándose como siempre se encuentra por debajo de aquella, con diferencias que oscilan alrededor de los 200-300 m en las zonas de interés, por lo que la nieve en los episodios estudiados alcanzó cotas que se encontraban 200-300 m por debajo de la isocero del húmedo, pudiendo achacar esta distancia a la creación de la capa isoterma debida a la fusión de la nieve.

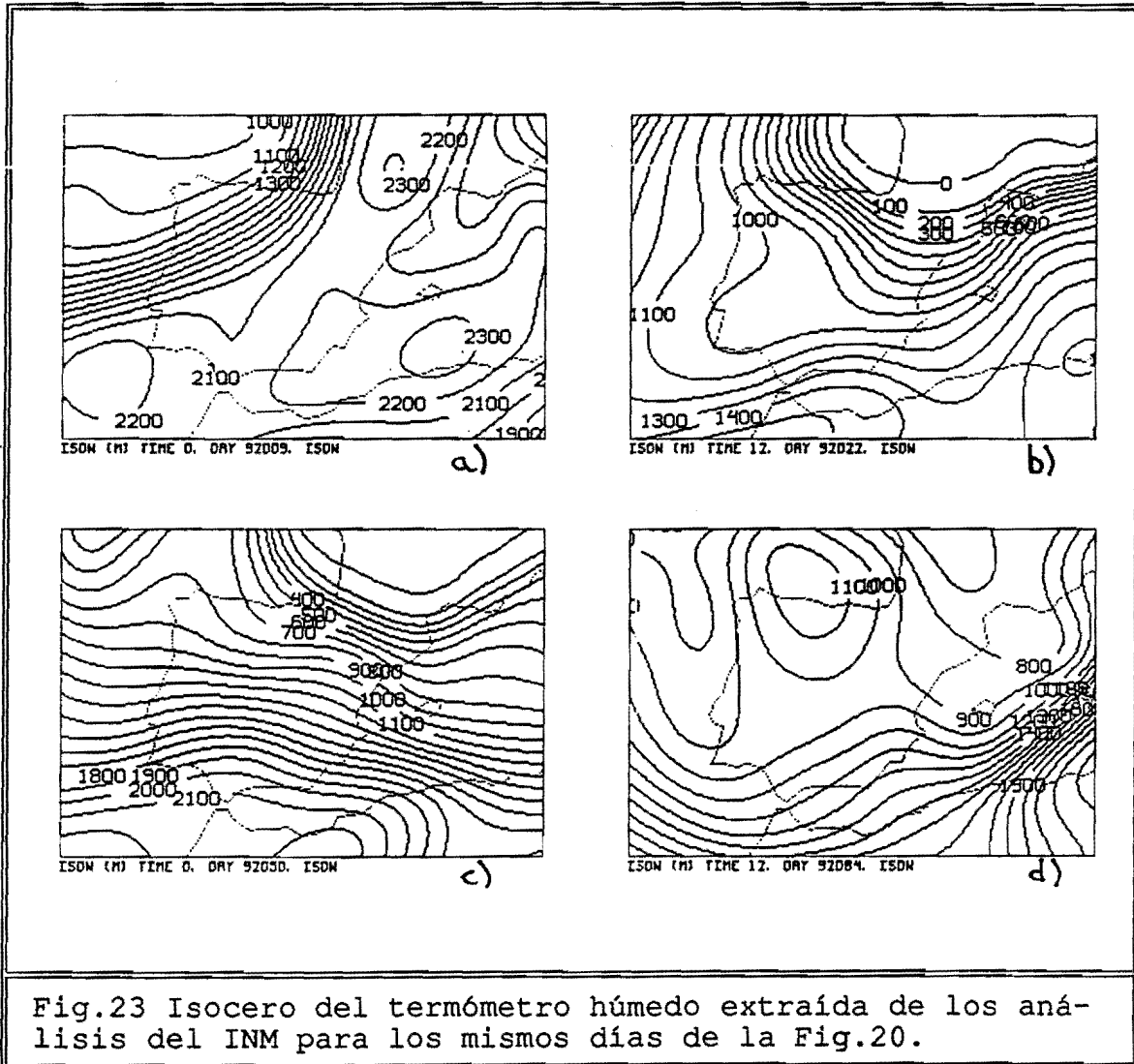


Fig.23 Isocero del termómetro húmedo extraída de los análisis del INM para los mismos días de la Fig.20.

La ventaja que tiene su uso frente a la isocero del seco es que no es necesario introducir modificaciones subjetivas a la isocero del seco para tener en cuenta la no saturación del aire por debajo de la misma ya que van incluidas en el cálculo, debiendo tener solo en cuenta la creación de la capa isoterma a 0°C que crea la fusión.

Los problemas más graves con los que nos enfrentamos al trabajar con la isocero del húmedo provienen, como en el caso de la isocero del seco, del uso de los modelos numéricos para su predicción. Las dificultades debidas a la supuesta variación lineal de la temperatura del húmedo con la altura para su cálculo son las mismas que en el caso de la isocero del seco y ya han sido ampliamente tratadas en el punto anterior. Por lo que respecta a las dificultades que aparecen con la sensibilidad a los errores de predicción, en este caso son aún más graves si cabe que con la isocero del seco, ya que además de la predicción de temperaturas necesitamos la predicción de humedad en capas bajas y, como ya antes dijimos, este es uno de los problemas peor tratados por los modelos de predicción. Si no disponemos de predicciones adecuadas de la estructura de temperatura y humedad a bajos niveles será difícil obtener isoceros del húmedo fiables y su utilidad en la predicción será muy limitada ya que podría conducir a grandes errores. La estructura de humedad en las capas bajas, además, depende fuertemente de factores locales que difícilmente pueden ser tenidos en cuenta por el modelo numérico. **Por estas razones, la aplicación de la isocero del húmedo debe hacerse con mucho cuidado, aunque cuando podamos usar los datos de los radiosondeos para predicciones a muy corto plazo es el mejor predictor que existe según la mayoría de los autores (Lowndes et al. 1974, Ivens 1987)**

4.3- Espesor 850-1000 y espesor ajustado.

Dado que en casi todos los episodios las nevadas significativas afectaron a zonas cuya altitud era superior a los 500 m (siendo la única excepción las nevadas del 22 de enero en Cataluña y del 23 en San Sebastián), nos vamos a fijar en el comportamiento del espesor ajustado para la presión y para la altura del lugar más que en el espesor sin ajustar. Como ya vimos en el capítulo que trataba de los predictores estudiados durante esta campaña, el espesor sin ajustar solo puede ser de utilidad cuando las nevadas afectan a puntos cercanos al nivel del mar, pero este no es el caso en la mayor parte de las ocasiones debido a la amplia proporción de tierras que en la península sobrepasan los 500 m de altitud. Además, como para altitudes pequeñas el espesor ajustado no se diferencia del espesor real más que por el ajuste para la presión al nivel del mar, un ajuste casi siempre muy pequeño, el estudio del espesor ajustado engloba el estudio del espesor real para nevadas cercanas al nivel del mar. Cuando las nevadas afecten a zonas altas, de poca utilidad pueden ser el espesor real, ya que nos da la probabilidad de nieve al nivel del mar y no a alturas elevadas.

Con respecto al espesor ajustado es conveniente hacer algunas matizaciones:

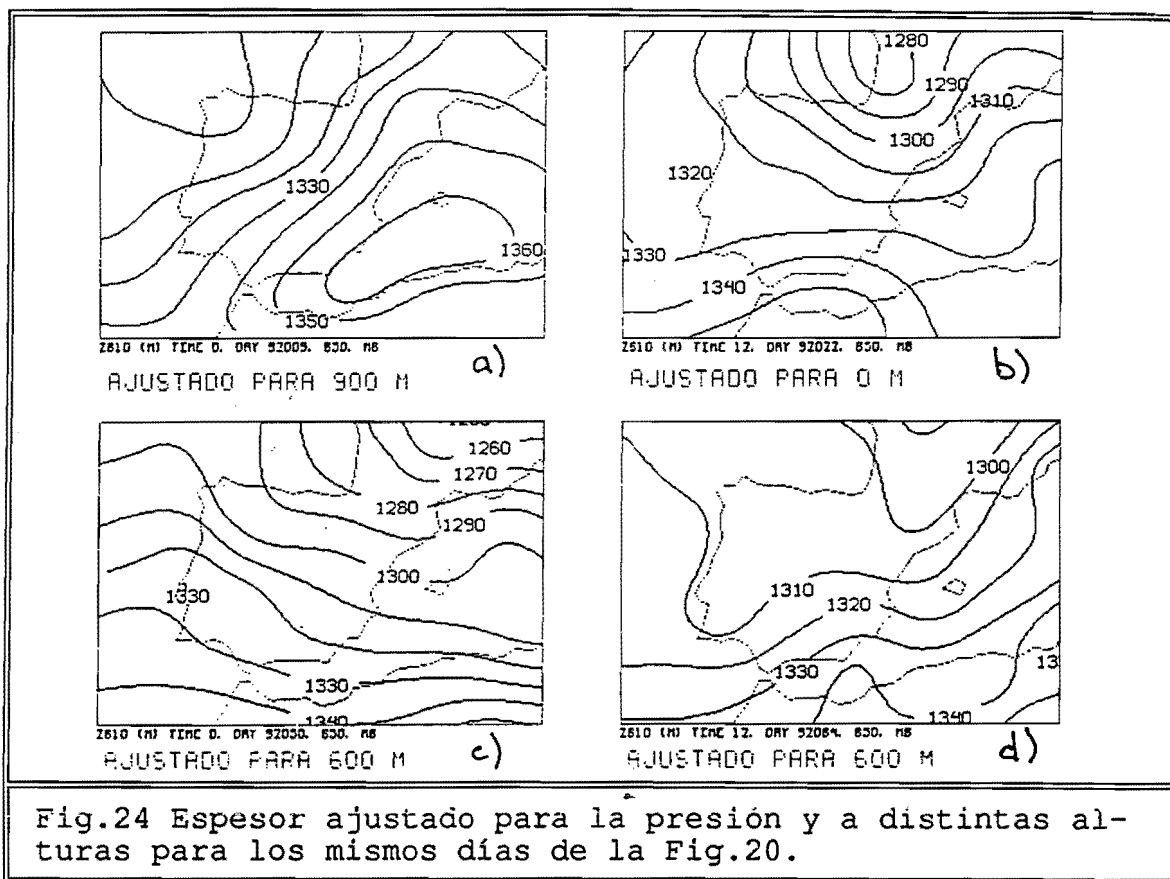
a) Su fórmula se obtiene a partir de una relación observada en Inglaterra entre el espesor real y la diferencia de presión entre 1000 mb y la presión en la isocero. Parece lógico suponer que esa relación no se verá muy modificada en la península, pero podría haber pequeñas diferencias.

b) También se supone que a las temperaturas existentes cuando la nieve es una posibilidad, una diferencia de 1 mb en la presión es equivalente a 8 metros geopotenciales, lo cual puede no ser del todo correcto en algunas situaciones.

c) Por último, cuando las nevadas afecten a puntos cuya altitud sea superior a unos 800 m quizá sea conveniente usar el espesor 700-850 mb como representativo de las capas que tiene que atravesar la nieve antes de fundir, ya que en estos casos gran parte del espesor 850-1000 mb queda por debajo de las alturas de interés.

En la Fig.24 se ve el espesor ajustado para la presión y para diferentes alturas (estando estas alturas en función de las alturas de las zonas más afectadas de la Tabla I) a las mismas horas que en la Fig.20.

Lo primero que se observa es como, aunque las situaciones son totalmente diferentes, la línea de espesor ajustado igual a 1300, que según los valores usados en Gran Bretaña correspondería a una probabilidad de nieve del 10%, se sitúa en todas las ocasiones en las cercanías de la zona de nevadas.

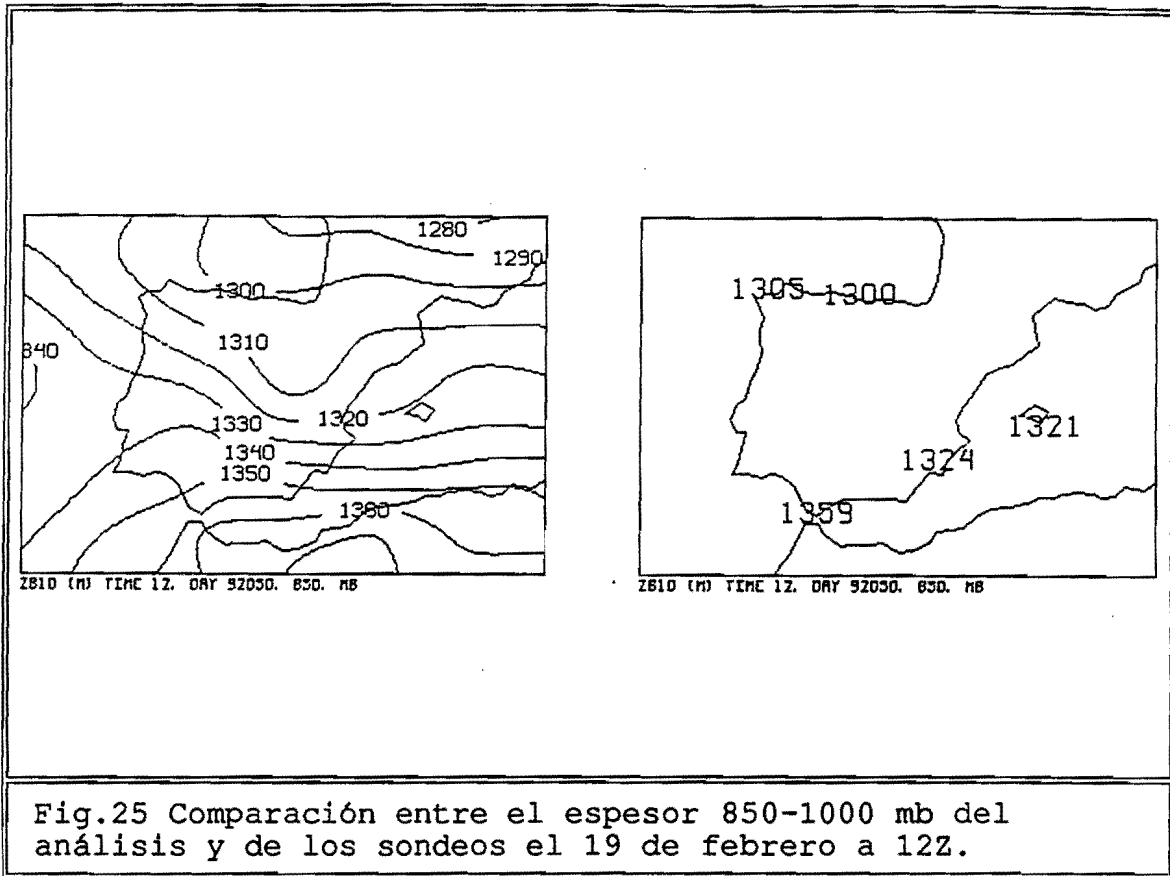


Las líneas de 1290 m marcan la misma probabilidad de nieve que las de 1300 pero 300 m por debajo de la altura para la que se ha ajustado el espesor y las líneas de 1310 la misma probabilidad pero 300 m por encima.

Comparando con la Fig.20 que muestra las isoceros para la mismas horas vemos como el espesor ajustado delimita con mayor claridad las zonas de nevadas; el caso del 9 de enero vuelve a dar valores relativamente bajos de probabilidad de nevadas en Castilla-León, debido probablemente a la misma razón que en el caso de la isocero: el fuerte enfriamiento que se produce inmediatamente tras el paso del frente frío. En los demás casos la línea de 1300 se ajusta bien a las zonas de nevadas, dándonos idea de que la probabilidad asociada a esta línea debe ser mayor que el 10%, ya que siempre que la línea de 1300 aparece sobre una zona nieve en esa zona (estos resultados están basados en solo cuatro casos, por lo que lo que aquí apuntamos no son resultados extrapolables a todos los casos que puedan presentarse, sino que simplemente deben ser tomados como lo que son: conclusiones validas para estos cuatro casos).

La mayor ventaja que presenta el espesor ajustado frente a la isocero cuando trabajamos con modelos de predicción es que los errores que se cometen al calcularlo son menores y además es menos sensible a los errores de predicción.

La Fig.25 muestra la comparación entre el espesor 850-1000 mb del análisis del I.N.M. y de los sondeos para el 19 de febrero a 12Z, que es la hora a la que más diferencias había entre la isocero del análisis y la de los sondeos.



Comparando con la Fig.21 se ve que así como había en aquel caso diferencias de hasta 300 m provocadas por el cálculo, ahora las diferencias son inapreciables, no introduciendo el cálculo ningún error adicional a los posibles de predicción. Hemos usado en este caso el espesor real ya que es más fácil relacionarlo con los valores de los sondeos, pero está claro que en el caso del espesor ajustado el resultado sería el mismo ya que a la hora de calcularlo a partir del espesor real no hacemos ninguna suposición (como la variación lineal de temperatura con la altura en el caso de la isocero) y simplemente usamos la presión al nivel del mar y la altura del lugar.

Por lo que respecta a la sensibilidad a los errores de predicción, la Fig.22 demuestra que el espesor es menos sensible que la isocero, ya que como vimos antes mientras que en la isocero hay diferencias de hasta 800 m, en el espesor estas no sobrepasan los 10 m (lo que es equivalente a unos 300 m de altura).

Resumiendo, podemos decir que en los casos estudiados durante esta primera campaña los hechos más destacados son:

a) La línea de 1300 del espesor ajustado delimita con bastante precisión (dentro de lo que podemos esperar de los modelos numéricos) las zonas de nevadas, apareciendo éstas casi siempre que el espesor ajustado tiene un valor inferior a 1300 m en una zona determinada.

b) El espesor casi no se ve influido por errores de cálculo y es menos sensible a los errores de predicción que la isocero.

c) La principal desventaja es que mientras en el caso de la isocero podemos tener en cuenta, aunque solo sea de forma cualitativa, la disminución en la altura de la isocero debida a la fusión de la nieve, el espesor ajustado es bastante insensible a la disminución de la altura de la isocero provocada por la nieve que funde (Boyden, 1964).



5.-COMPORTAMIENTO DEL LAM

Durante esta primera campaña de nevadas se ha realizado un seguimiento del modelo de area limitada del I.N.M. durante los distintos episodios, comparando las predicciones VT+12, VT+24 y VT+48 de T en 850 y espesor 850-1000 mb con los análisis correspondientes, con el fin de investigar las posibles tendencias del modelo en cada una de las situaciones.

Lo primero que se obtiene de este estudio es que no existe una tendencia clara en las desviaciones entre previstos y análisis, produciéndose sobre la península en tres de los casos máximos relativos de calentamiento y enfriamiento en diferentes zonas, mientras que en la otra situación el enfriamiento afecta con mayor o menor intensidad según las zonas a toda la península.

Las Fig.26,27,28 y 29 muestran las desviaciones predicciones-análisis para los cuatro episodios estudiados. En la Fig.26 se ven las diferencias de T en 850 y espesor 850-1000 mb entre las predicciones a 12,24 y 48 horas y el análisis del 9 de enero a 00Z, en la Fig.27 las mismas diferencias para el análisis del 23 de enero a 00Z, en la Fig.28 para el análisis del 19 de febrero a 00Z y en la Fig.29 para el análisis del 27 de marzo a 12Z.

En el caso del 9 de enero (Fig.26), que corresponde al paso de un frente frío con flujo general del WNW a bajos niveles, vemos como las temperaturas previstas son más altas que las analizadas en la zona de Castilla-León en las tres predicciones, aunque más bajas en otras zonas de la península, principalmente en el sureste. Por lo que respecta al espesor, los valores son más altos en el noroeste y más bajos en casi toda la mitad este de la península. Lo más destacable en este episodio es como las desviaciones en la predicción a 48 horas son del mismo orden que las desviaciones en la predicción a 12 horas, mientras que la predicción a 24 horas muestra desviaciones bastante menores en la zona de Castilla-León (en el Mediterráneo los errores son incluso más grandes que en las otras predicciones), debido muy probablemente a la influencia del campo previo utilizado en el análisis.

En el caso del 23 de enero a 00Z (Fig.27), con una baja aislada situada sobre la vertical del valle del Ebro, las predicciones dan temperaturas más altas en el centro y noroeste de la península y más bajas en el Mediterráneo y en el suroeste. El comportamiento del espesor es parecido, con las anomalías de valores mayores y menores que los analizados situadas prácticamente en las mismas zonas. De nuevo, como en el caso anterior, la predicción a 24 horas es más acertada que las predicciones a 12 y 48 horas.

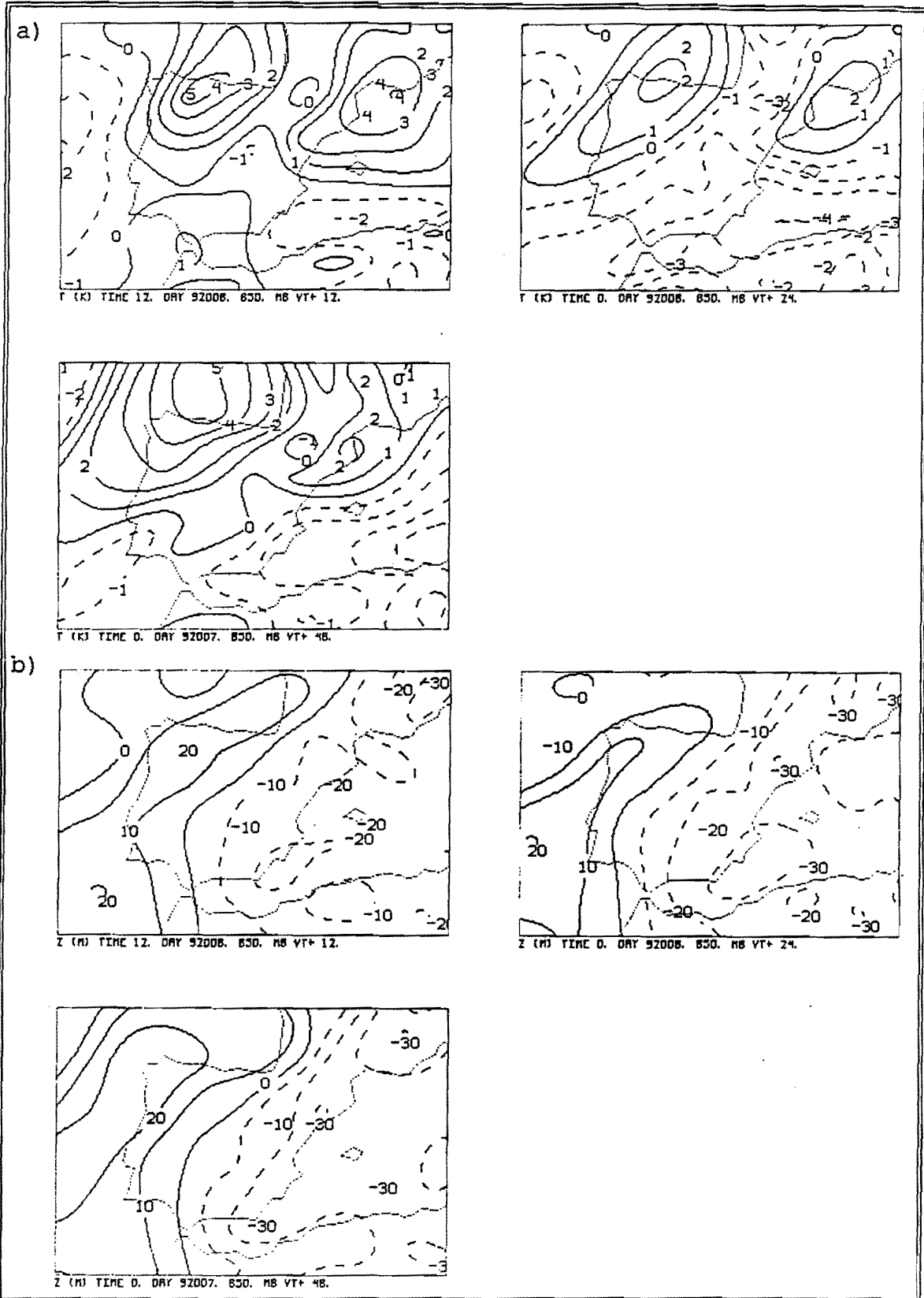


Fig.26 Diferencias entre las predicciones a 12, 24 y 48 horas y el análisis del 9 de enero a 00Z
 a) temperatura en 850 mb b) espesor 850-1000 mb.

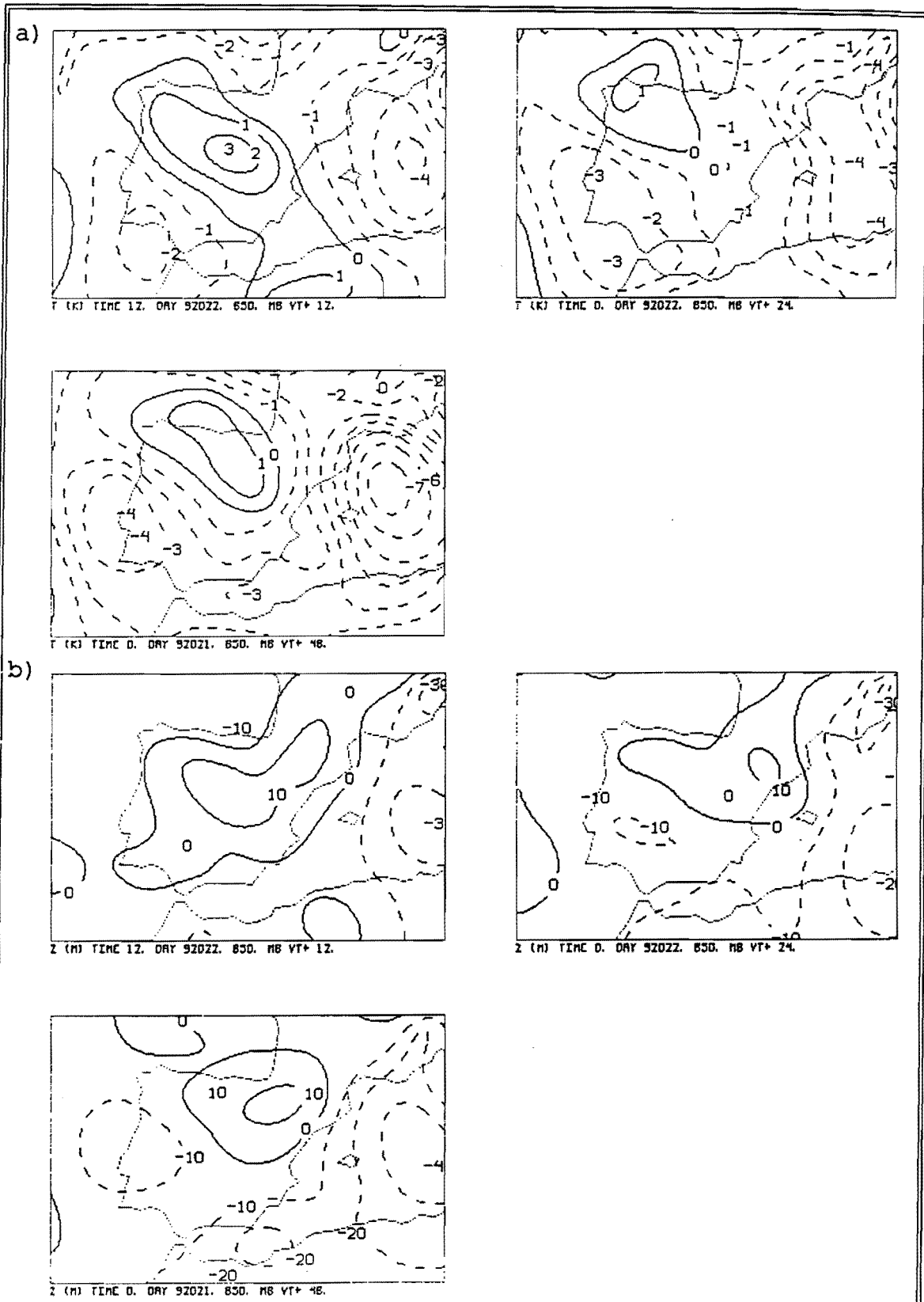


Fig.27 Diferencias entre las predicciones a 12, 24 y 48 horas y el análisis del 23 de enero a 00Z
 a) temperatura en 850 mb b) espesor 850-1000 mb.

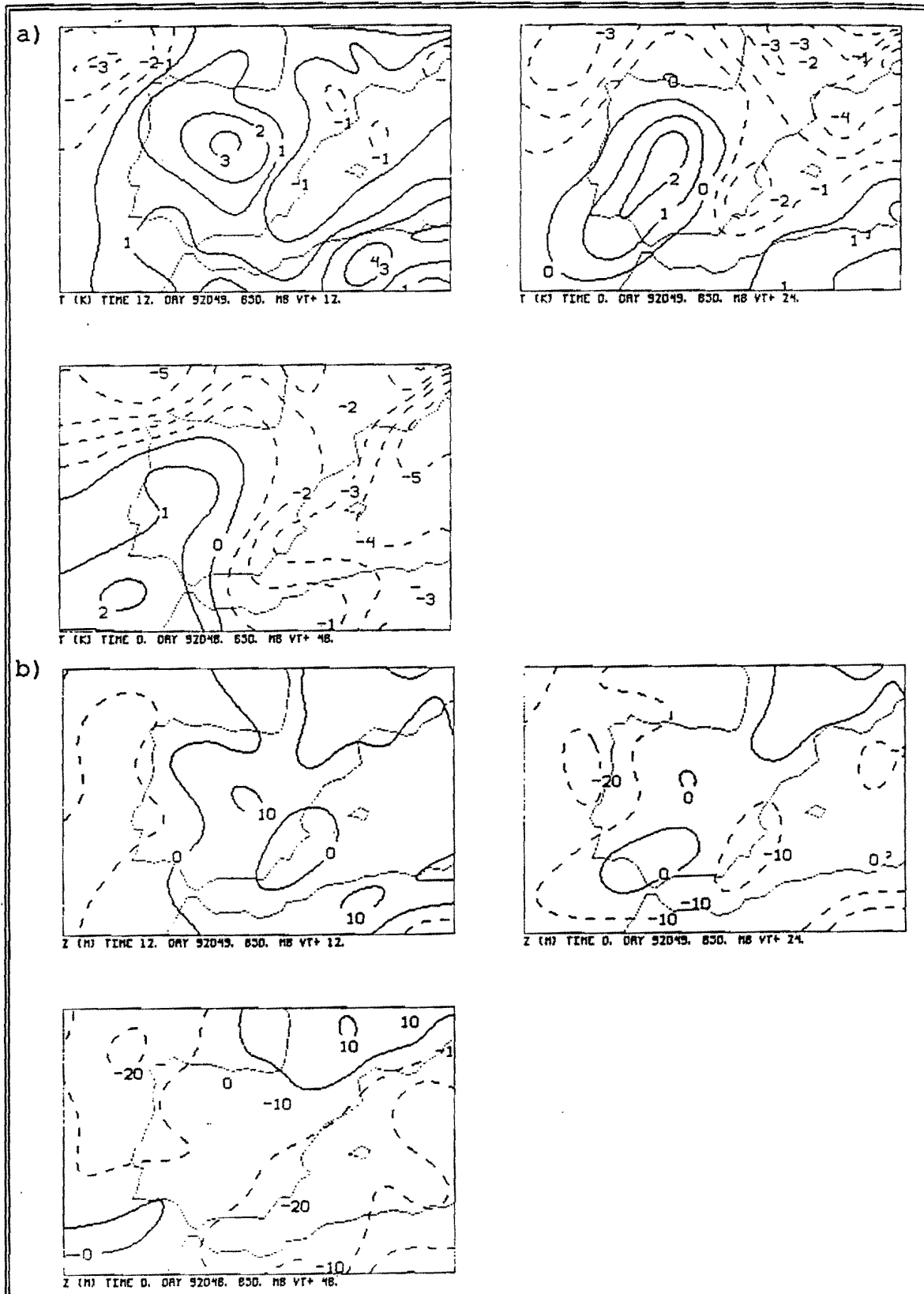


Fig.28 Diferencias entre las predicciones a 12, 24 y 48 horas y el análisis del 19 de febrero a 00Z
a) temperatura en 850 mb b) espesor 850-1000 mb.

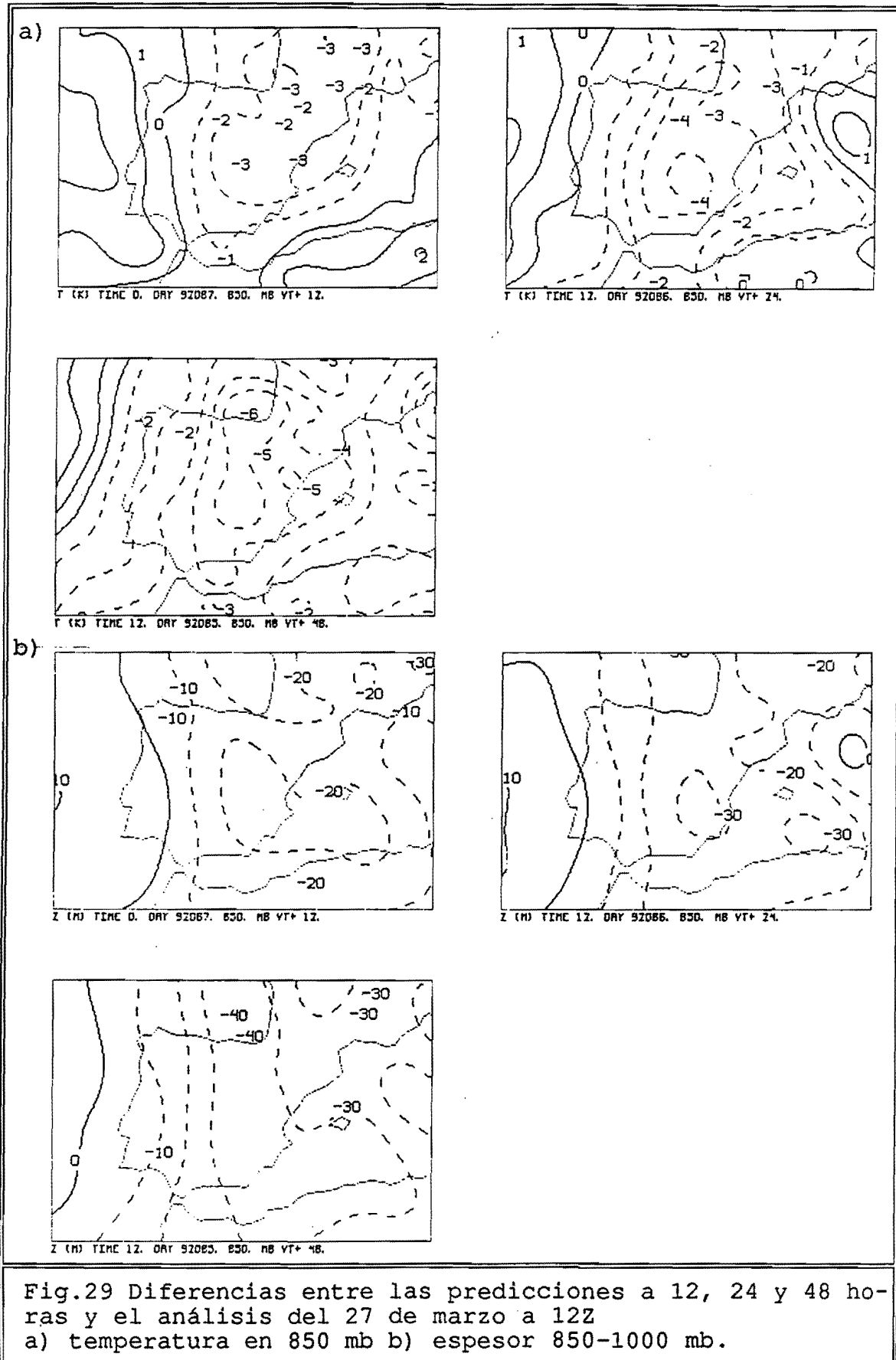


Fig.29 Diferencias entre las predicciones a 12, 24 y 48 horas y el análisis del 27 de marzo a 12Z
 a) temperatura en 850 mb b) espesor 850-1000 mb.

En la Fig.28 se ven las diferencias con el análisis de 19 de febrero a 00Z, cuando una baja aislada se sitúa sobre el suroeste de la península. Las predicciones de temperatura a 850 mb muestran valores más altos en gran parte de la península, principalmente la predicción a 12 horas en la zona centro, y valores más bajos en la franja costera que va desde Cataluña hasta Andalucía Oriental. Las diferencias son menores en la predicción a 48 horas que en las otras. Las predicciones de espesor muestran un comportamiento parecido, siendo nuevamente la mejor predicción para la mayor parte de la península la predicción a 24 horas. Destaca la gran diferencia que existe entre las predicciones a 12 y 48 horas: mientras que en la predicción a 12 horas los valores de espesor son mayores que los analizados en casi toda la península, en la predicción a 48 horas ocurre todo lo contrario, quedando la mayor parte de la misma con valores previstos menores que los analizados.

El episodio del 27 de marzo a 12Z aparece en la Fig.29. Esta situación corresponde a una fuerte entrada del norte a todos los niveles. Vemos como tanto las predicciones de temperatura como de espesor dan valores más bajos que los analizados en casi toda la península, disminuyendo las desviaciones según se acorta el período de predicción. En esta ocasión, además, las desviaciones de espesor y de isocero son comparables, como ya vimos en un capítulo anterior, mostrando ambas la misma sensibilidad a los errores de predicción.

6.-USO DEL RADAR EN RELACION CON LAS NEVADAS

Es conocido que la señal radar aumenta considerablemente en las proximidades del nivel de fusión debido, principalmente, al fenómeno de cambio de fase, con la consiguiente modificación de la reflectividad. Esta zona de alta reflectividad es conocida como banda brillante y puede ser de gran ayuda a la hora de predecir a muy corto plazo la altura a la que penetrará la nieve, como veremos en este apartado.

En la Fig.30 aparece un perfil de reflectividad vertical normalizado ideal (Smith,1983) que nos ayudará a comprender la aparición de la banda brillante. En el tope de la nube, donde las temperaturas son inferiores a 0°C , los pequeños cristales de hielo dan muy poca señal debido a su pequeño tamaño y baja constante dieléctrica (en el caso ideal de la Fig.30 la reflectividad en estos niveles es 0.2 suponiendo una reflectividad en el suelo de 1). A medida que estos cristales caen comienzan a crecer por agregación, incrementándose el eco por el aumento de tamaño (zona W_3 , en la que la reflectividad pasa de 0.2 a 1). En la parte superior de la capa de fusión la reflectividad aumenta hasta alcanzar el máximo, debido a 1) los cristales comienzan a rodearse de gotitas de agua con mayor constante dieléctrica, 2) los copos de nieve húmedos de forma irregular poseen reflectividades más altas que las gotas de agua esféricas de la misma masa y 3) el aumento del tamaño de las partículas por agregación (zona W_2).

Cuando los copos de nieve húmedos caen dentro de la parte inferior de la capa de fusión (zona W_1), la reflectividad disminuye ya que 1) disminuye la concentración de partículas al aumentar la velocidad de caída cuando las partículas funden, 2) los copos de nieve húmedos irregulares se van convirtiendo en gotas esféricas y 3) las gotas grandes se van rompiendo según caen dando lugar a gotas de menor tamaño.

Estos procesos microfísicos suelen darse en una zona de unos 500 m de profundidad, conocida como banda brillante, con el máximo de reflectividad centrado aproximadamente 300 m por debajo del comienzo de la capa de fusión. El aumento de reflectividad en la banda brillante en relación con la reflectividad por debajo de ella es de 5-10 dBz y a veces incluso más.

El efecto de la divergencia del rayo es importante ya que, como se ve en la Fig.31, el aumento de reflectividad se detectará mejor cuanto más cerca esté la capa de fusión de la posición del radar, ya que entonces la divergencia del rayo todavía es pequeña, llenando el pulso energético.

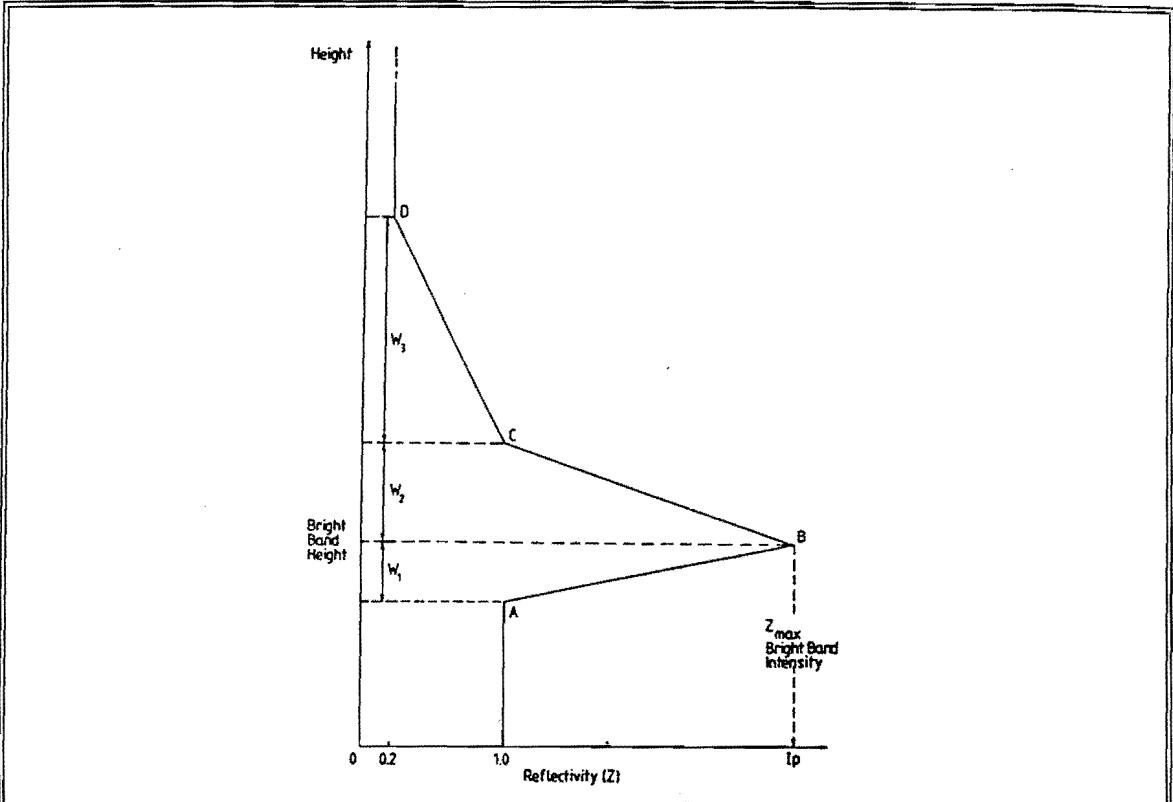


Fig.30 Perfil vertical de reflectividad normalizado ideal (Smith,1983).

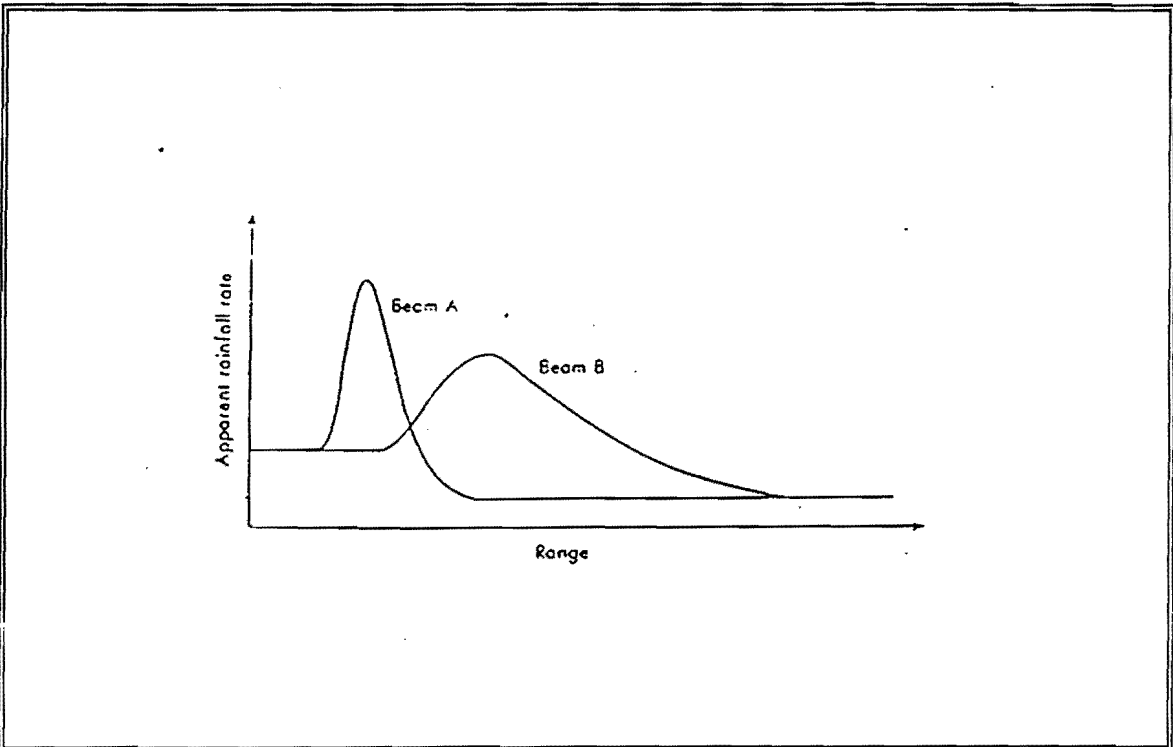


Fig.31 Efecto de la divergencia del haz.

La presencia de la banda brillante puede detectarse mediante el PPI en modo normal, pero, debido a su mayor resolución, la estructura queda más claramente marcada si se usa el PPI en modo Doppler, apareciendo una estructura en forma de anillo de reflectividad máxima centrada en el radar y disminuyendo la reflectividad tanto si nos acercamos como si nos alejamos del radar. En tareas de predicción a muy corto plazo puede ser la ayuda fundamental para determinar la altura a la que penetrará la nieve, ya que, como hemos visto en apartados anteriores, la capa de fusión puede estar situada bastante por debajo de la altura inicial de la isocero (en muchas ocasiones 500-600 m por debajo) y es en esta capa de fusión donde aparece la banda brillante.

Para calcular de forma aproximada la altura a la que pueden esperarse nevadas en el muy corto plazo basta con determinar la posición del máximo de reflectividad y calcular la distancia a la que se encuentra del radar (utilizando el ratón). Una vez conocida la distancia D a la que se encuentra la banda brillante del radar, como se conoce de forma aproximada la altura a la que se encuentra el haz para esa distancia, podemos asignar esta altura a la zona de transición entre precipitación sólida y líquida. Por encima de esta altura la probabilidad de precipitación en forma de nieve será alta, mientras que por debajo las precipitaciones serán fundamentalmente en forma de lluvia, con la zona de precipitación mezclada a alturas cercanas a la que se encuentra el haz a esa distancia D .

La banda brillante se detectará mejor por los radares de banda C que por los de banda S, ya que el haz emitido por los primeros es más estrecho. Si se observa la banda brillante en situaciones de precipitación que lleguen del mar, el calculo de la velocidad de traslación del sistema puede servirnos para predecir a muy corto plazo las zonas terrestres que pueden verse afectadas por la nieve.

En la Fig.32 se observa un ejemplo de banda brillante obtenida con el radar de La Coruña en modo Doppler. Aparece claramente el anillo concéntrico con el radar y, dentro de este anillo, una banda de máxima reflectividad que disminuye tanto si nos alejamos como si nos acercamos al radar, indicándonos que en esa zona es donde se está produciendo la fusión de la nieve.



920108
15:47Z HOR:REFL (DBZ) PPI " " 240kñ

Fig.32 Ejemplo de banda brillante. Radar de La Coruña.

7.- CONCLUSIONES

En los puntos anteriores se han tratado con detalle tanto los distintos episodios de nevadas significativas ocurridos durante la primera campaña experimental de nevadas como el comportamiento que los distintos predictores que podemos usar (y que de hecho son los más utilizados en la mayor parte del mundo) han tenido en esos episodios. Asimismo, se ha puesto de manifiesto la utilidad que puede tener el radar en las predicciones de nevadas a muy corto plazo.

En este apartado sintetizaremos los principales resultados y conclusiones obtenidos, fundamentalmente desde el punto de vista de las limitaciones que deben tenerse en cuenta al aplicar los distintos predictores en un entorno operativo, aunque no debe olvidarse que el reducido número de los episodios estudiados limitará el alcance de las conclusiones.

Con todo, los principales resultados son:

a) Los procesos de evaporación y fusión son de gran importancia, debiendo tenerse muy en cuenta a la hora de predecir la penetración de la precipitación sólida. En ambientes inicialmente secos y cuando se esperan altas intensidades de precipitación la nieve puede penetrar fácilmente a cotas bajas, a veces incluso 700-800 m por debajo de la altura real de la isocero.

b) El cálculo de la isocero a partir de modelos puede introducir errores en algunas ocasiones, sobre todo cuando aire cálido sobrevuela aire frío (situaciones de estancamiento de aire frío pegado al suelo y situaciones de oclusión). En estos casos la isocero se encontrará en la realidad por debajo de la altura a la que se encuentre la isocero prevista.

Por otro lado, la isocero es bastante sensible a los posibles errores de predicción y, dado que la predicción de la estructura térmica de las capas bajas por los modelos no es todo lo adecuada que cabría esperar, esto puede conducir a importantes errores en la isocero.

c) Según la mayoría de los autores la isocero del termómetro húmedo es más adecuada como predictor que la isocero del seco, pero el cálculo de la isocero del húmedo depende no solo de la estructura de temperatura sino también de la de humedad en las capas bajas, por lo que debe tenerse mucho cuidado al aplicar la isocero del húmedo calculada con modelos.

En los casos en que puedan usarse datos de radiosondeos para predicciones a muy corto plazo, es el predictor más adecuado.

d) Debido a las características orográficas de la península es más útil el espesor ajustado que el espesor 850-1000 mb.

e) El espesor ajustado no se ve prácticamente influenciado por errores de cálculo y es menos sensible a los errores de predicción que la isocero.

f) De los casos estudiados se desprende que la línea de 1300 m, a la que según Boyden le correspondería una probabilidad de nieve del 10% , debe asociarse a una probabilidad mayor, ya que casi siempre que la línea de 1300 engloba determinada zona se producen nevadas en esa zona.

BIBLIOGRAFIA

- Booth B.J., 1973: A simplified snow predictor. Met Mag.
- Boyden C.J., 1964: A comparison of snow predictors. Met Mag.
- Davies T. y O. Hammon, 1986: Snow forecast from the Meteorological Office fine-mesh model during the winter of 1985/86. Met mag.
- Day A.P., 1980: Examples of snow prediction using the 10-level model. Met Mag.
- Garcia de Pedraza L., 1964: La predicción del tiempo en el valle del Ebro. I.N.M.
- Ivens A.A.M., 1987: Forecasting the kind of precipitation in winter. Proc. Symp. Mesoscale Analysis and Forecasting.
- Kocin P.J. y L.W. Uccellini, 1987: The interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the East Coast of the United States. Weather and Forecasting.
- Lowndes C.A.S., A. Beynon y C.L. Hawson, 1974: An assessment of the usefulness of some snow predictors. Met Mag.
- Lumb F.E., 1961: The problem of forecasting the downward penetration of snow. Met Mag.
- Lumb F.E., 1963: Downward penetration of snow in relation to the intensity of precipitation. Met Mag.
- Matsuo T. y Y. Sasyo, 1981: Melting of snowflakes below freezing level in the atmosphere. J. Met. Soc. Japan.
- Matsuo T. y Y. Sasyo, 1981: Non-melting phenomenon of snowflakes observed in subsaturated air below freezing level. J. Met. Soc. Japan.
- Matsuo T., Y. Sasyo y Y. Sato, 1981: Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. J. Met. Soc. Japan.
- Pike W.S., 1990: Radar study of the snowfall in south-west Cornwall on 12 January 1987. Met Mag.
- Smith C.J., 1983: Research Report No.38, Meteorological Office Radar Research Laboratory.
- Stewart R.E., 1987: Nowcasting rain/snow transitions and freezing rain. Proc. Symp. Mesoscale Analysis and Forecasting.
- Stewart R.E. y P. King, 1987: Rain/snow boundaries over southern Ontario. Mon. Wea. Rev.