

# DIPOLO OROGRÁFICO. CONSIDERACIONES A PARTIR DE LAS OBSERVACIONES PYREX

A. Genovés (Centro Meteorológico Territorial de Baleares, -INM-)  
 A. Jansá (Centro Meteorológico Territorial de Baleares, -INM-)  
 P. Bessemoulin (Centre National de Recherches Météorologiques. DNM)  
 D. Puech (Centre National de Recherches Météorologiques. DNM)

## RESUMEN

*La influencia de los Pirineos en la zona del Mediterráneo Occidental se manifiesta en la generación de ciertos sistemas de presión (dipolo orográfico de presión) fundamentales en la fenomenología de la región. En este trabajo se hace una interpretación de los primeros resultados de las medidas del drag, realizadas durante el PYREX, destacando el papel de la componente hidrostática de aquél, presumiblemente asociada al bloqueo del aire frío y secundariamente al efecto foehn y su relación con el dipolo orográfico de presión mencionado.*

### 1. Introducción.

La marcada orografía que bordea la cubeta del Mediterráneo Occidental ha sido considerada como uno de los factores fundamentales en la generación de ciclones de escala sinóptica en la zona. La ciclogénesis a sotavento de los Alpes ha sido ampliamente estudiada por un número importante de autores.

En nuestra área, la presencia de tiempo severo se encuentra ligada, en muchas ocasiones, a la aparición de ciclogénesis de mesoescala, en parte determinada por la orografía. En efecto, la presencia de montañas como los Pirineos o los Atlas se manifiesta en la formación de ciertos sistemas de presión (ciclogénesis a sotavento)

fundamentales en la generación tanto de sistemas de viento locales, en ocasiones fuertes, como de zonas de gran convergencia, que, en situaciones de inestabilidad, puede focalizar o disparar la convección.

Físicamente, la presencia de una montaña se traduce en una transferencia de momento, por parte del flujo incidente, hacia aquélla. Este "rozamiento" generado por la montaña es el llamado *drag* de presión. Para ilustrar esta idea del intercambio de momento (Bougeault, 1990), basta considerar la ecuación del momento zonal en ausencia de fricción y fenómenos de turbulencia. Realizando un balance de momento en una caja 3-D que incluya la montaña (Bougeault, 1990), se obtiene la expresión [1]:

$$\frac{\partial[\overline{pu}]}{\partial t} = \frac{\partial[\overline{pu^2}]}{\partial x} - \frac{\partial[\overline{puv}]}{\partial y} - \overline{puw}(Z) + \overline{puw}(h) - \frac{\partial[\overline{p}]}{\partial x} + \overline{pf}[v] - \overline{p}(h) \frac{\partial h}{\partial x} \quad [1]$$

(a)                      (b)                      (c)                      (d)                      (e)                      (f)

siendo  $h(x, y)$  el relieve de la montaña y  $Z$  el nivel superior de integración de la caja. Los operadores [ ] y "barra horizontal" hacen referencia a los promediados horizontal y vertical respectivamente (ver Bougeault, 1990).

El significado de cada uno de los términos es el siguiente: (a) representa la advección de momento a través de las paredes de la caja; (b) el flujo de momento a través de la pared superior de la misma; (c) el flujo en la parte inferior (en principio, flujo turbulento); (d) el gradiente de presión medio; (e) la fuerza de Coriolis; y (f) el drag de presión en la superficie.

## 2. Cálculo del drag.

### 2.1. Configuración experimental.

Como se desprende de la expresión [1], el valor del drag puede obtenerse a partir de las medidas de presión sobre la superficie de la montaña. Para este estudio, se tomó como base de datos los valores de presión registrados por la red de 14 microbarógrafos, desplegada para la fase de campo del experimento PYREX (octubre-noviembre 1990) (Bougeault, 1990). La ubicación de las estaciones automáticas a lo largo de la sección considerada (valles del Aude y del Cinca en suelos francés y español, respectivamente) (Puech, 1991) se realizó de modo que fuera lo más parecida posible a la orografía de los modelos mesoescalares que se deseaba validar en el experimento (Bougeault, 1990), en las proximidades de dicha sección, y compatible con el campo de presión esperado. Las altitudes de las estaciones estaban comprendidas entre 220 y 2.342 m. Los equipos instalados han permitido disponer de una base de datos con una resolución temporal de 10 min y resoluciones espaciales, horizontal de 10 km y vertical de 500 m (Puech, 1991).

### 2.2. Cálculo del drag.

Los valores del drag (Puech, 1991) se obtuvieron mediante el procedimiento desarrollado por Davies y Phillips (1985) para el cálculo de la componente del drag de presión a lo largo

de la sección de Gothard en ALPEX. Según éste (Davies, 1985), el drag por unidad de longitud (en  $N m^{-1}$ ) a lo largo de una sección transversal a la montaña, viene dado por:

$$D/L = \int_{z_1}^{z_2} \Delta p(z) dz \quad [2]$$

siendo:  $z_1$  la altitud de la estación al pie de la montaña,  $z_2$  la altitud de la estación más alta,  $\Delta p(z)$  la diferencia de presión a través de la montaña a una altura  $z$  y  $L$  la longitud de la línea a lo largo de la cual se encuentran las estaciones.

Las características de los Pirineos (cadena montañosa 2-D, dada su casi perfecta orientación W-E), junto con las ventajas inherentes al método de evaluación del drag considerado (Davies, 1985) fueron las razones por las que se consideró adecuada su utilización.

Los valores del drag obtenidos, representados para todo el período de observación en la Figura 1, varían entre 8 y -6 Pa, con un valor promedio, en valor absoluto, de 2,2 Pa, lo cual indica que los Pirineos son un sumidero importante de momento de la atmósfera.

## 3. Propiedades del flujo incidente durante el experimento.

Se ha comprobado que durante todos los POI, la zona de estudio correspondía a zona de bloqueo. En efecto, los valores de números de Rossby y de Froude que se obtuvieron a partir de los radiosondeos de Toulouse y Zaragoza, coinciden con los que, según los estudios teóricos (Pierrehumbert, 1985), presentan este tipo de situaciones.

Por otra parte, en el marco de la teoría lineal (Smith, 1980) el parámetro U.N debe ser proporcional a la anomalía de presión en superficie, siendo  $U$  la velocidad del flujo incidente y  $N$  la frecuencia de Brunt Vaisala.

En este caso, las correlaciones entre el drag y  $U$  y  $U \times N$ , calculadas en la capa 850-700 hPa, a partir de los radiosondeos antes mencionados, parecen impedir que el bloqueo de aire corriente arriba de la montaña ejerce una influencia muy

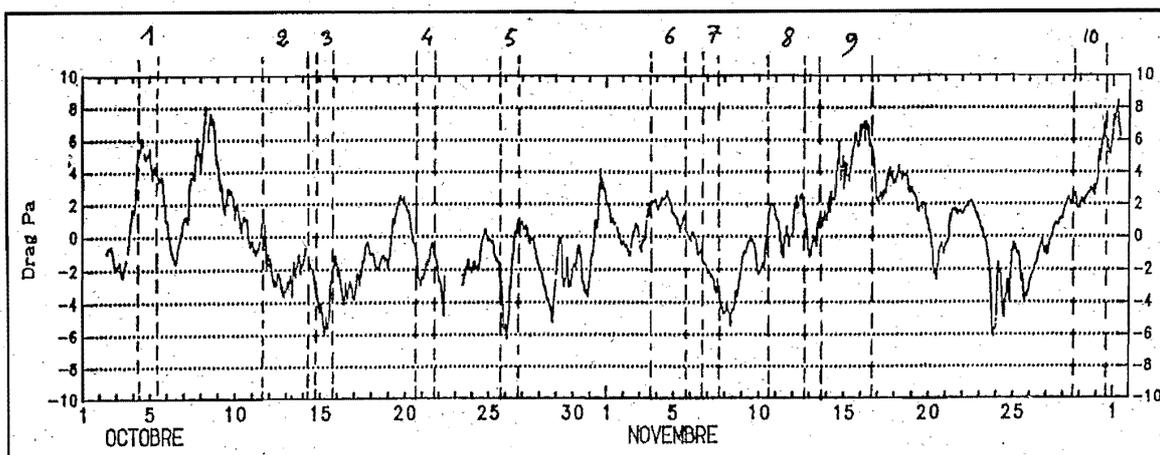


Figura 1.- Valores del 'drag' para todo el período de observación

marcada en el valor de  $U \times N$ , que por tanto, no parece muy representativa de las condiciones del flujo incidente en este caso.

4. Contribución de las diferentes secciones verticales al drag total.

Dado que el drag puede considerarse como una pérdida de momento por parte del flujo incidente en favor de la montaña, cabe preguntarse si dicha pérdida de momento que, a la postre no es más que la fuerza por unidad de longitud ejercida por aquélla, es constante en todo el perfil o, si por el contrario, son más efectivas las secciones altas o bajas del perfil.

Los valores del drag son diferentes según se considere una red sinóptica o una red densa de barómetros (Davies, 1985), por lo que es posible pensar en que puede no haber homogeneidad en la pérdida de momento. También es importante tener en cuenta la sensibilidad del valor del drag respecto a la posición de los puntos extremos (inicial y final) de observación o del cálculo del drag.

El conocimiento de la distribución del drag en la vertical puede dar información sobre los procesos físicos que tiene lugar en las inmediaciones de la montaña. Básicamente el problema consiste en lo siguiente. El drag total de presión puede ser descompuesto en varias componentes: **form drag**, asociado a efectos de viscosidad del flujo, **wave drag**, asociado a la generación de ondas y **drag hidrostático**, asociado al bloqueo del aire frío en la ladera de barlovento, debido a la transformación de energía cinética en energía potencial que debe existir para que dicho aire sea

advechado hacia arriba, en una atmósfera con estratificación estable (Emeis, 1990). Esta componente del drag está relacionada y viene dada por la distribución de temperatura.

En principio, puede considerarse que el wave drag y el form drag deben ser más importantes en la sección superior de la montaña, mientras que debería haber una mayor contribución al drag total por parte de la sección más baja de la misma, donde tiene lugar el bloqueo del aire frío.

El método consiste en lo siguiente. A partir de las diferencias de presión a ambos lados de la montaña, a una altura  $z$ , el drag total promedio puede calcularse sumando las diferencias correspondientes a los cinco niveles considerados y multiplicando por el espesor (el mismo para todas las capas)  $dz$ , y dividiendo el resultado por la longitud del nivel más bajo, es decir, la longitud de la línea instrumentada,  $L$ . De manera análoga puede calcularse el drag para la parte superior de la montaña, desde el nivel 3, por ejemplo, y por encima de él. Basta, para ello, repetir la operación de promediado descrita dividiendo, en este caso, por la longitud correspondiente a la base de dicho nivel,  $L_3$ . En general, si  $D_n$  es el drag promedio sobre el nivel  $n$  y  $L_n$  es la longitud correspondiente a dicho nivel, se tendrá

$$D_n = (\sum_{n,5} p dz) / L_n \tag{3}$$

El resultado más interesante es el valor del drag por encima de los niveles 4 y 5 (parte superior de la montaña). Este valor es ligeramente inferior al valor del drag total (90%) para valores negativos del drag (situaciones del Sur), cayendo hasta un 50 ó 60% para valores positivos (situaciones del Norte).

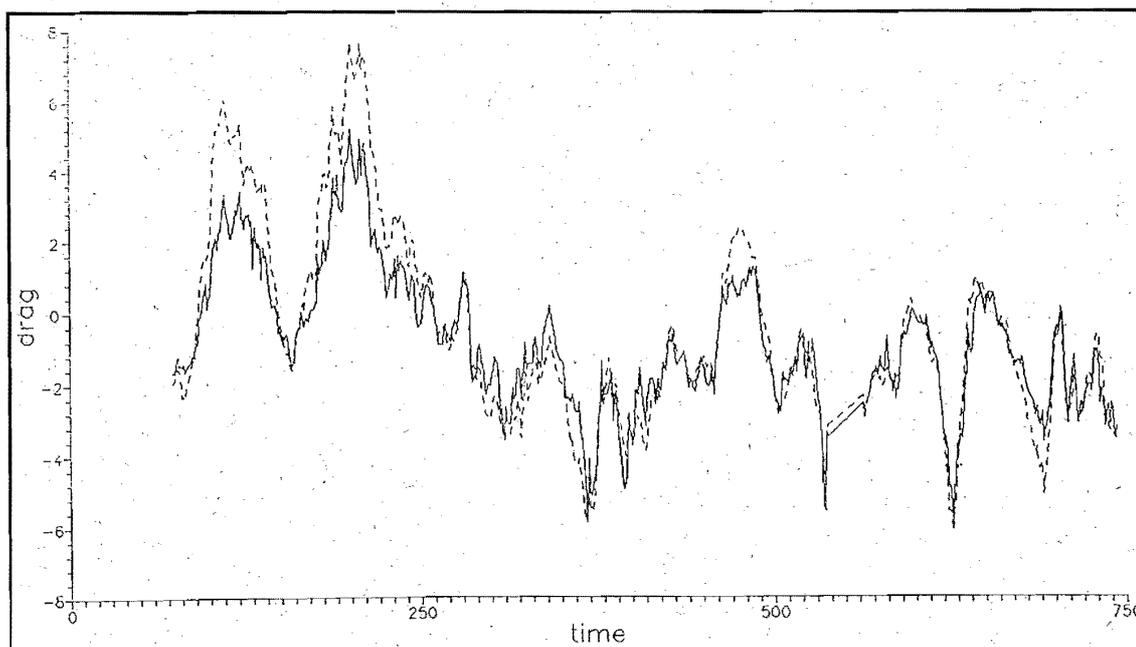


Figura 2.- Evolución temporal (en horas) del 'drag' (en Pascales) durante el mes de octubre de 1990

La Fig. 2 muestra la serie temporal del *drag* para el período de observación de octubre, expresado en horas, correspondiente a la parte superior de la montaña (nivel 4 y superior), en línea sólida, superpuesta a la del *drag* total promedio (línea discontinua). Se observa, en general, una clara separación entre ambas líneas en los casos de Norte (valores positivos del *drag*), siendo el *drag* correspondiente a la parte superior de la montaña bastante inferior al *drag* total, estando ambas líneas muy próximas en los casos de Sur (valores negativos del *drag*), durante la mayor parte del tiempo.

Estos resultados indican, por una parte, que el *drag* promedio correspondiente al sector superior de la montaña (por encima de 1.500 m, aproximadamente) es siempre menor que el correspondiente al sector inferior. Por otra, se observa una importante asimetría entre las situaciones de Norte y las de Sur. El *drag* correspondiente a la parte superior de la montaña es relativamente más importante (respecto al *drag* total) en las situaciones de Sur que en las de Norte.

##### 5. Relación con estructuras horizontales mesoescales.

En correspondencia con los altos valores del *drag* observados, debe haber una diferencia de la presión reducida a nivel del mar entre las partes de barlovento y sotavento de la montaña.

Debe existir una relación entre la estructura, de escala meso- $\alpha$ , y la caída de presión unidimensional asociada, de escala meso- $\alpha$ .

Los efectos orográficos de los Pirineos se ponen de manifiesto mediante la aparición de una perturbación dipolar de presión, a nivel del mar, consistente en sendos centros de altas y bajas presiones a barlovento y sotavento de la montaña, más o menos definidos, de extensión limitada (Riosalido, 1985; Jansá, 1987; Genovés, 1989, entre otros).

El dipolo orográfico se ha considerado que desempeña un papel importante en la organización e intensificación de vientos locales en la zona. En situaciones del Norte, la parte positiva del dipolo genera una zona de fuerte gradiente de presión que acelera el viento, dando lugar a la tramontana (Jansá, 1987; Campins, 1992). La parte negativa produce un gradiente en el Valle del Ebro contribuyendo a la formación del cierzo (Riosalido, 1985). En situaciones del Sur, la parte negativa (en la ladera Norte) del dipolo puede crear un fuerte gradiente dando lugar a una fuerte aceleración del viento, siendo quizás la causa del autan. Por otra parte, esta misma perturbación dipolar puede crear zonas de gran convergencia donde, en situaciones de inestabilidad, puede desarrollarse la convección (Ramis, 1992).

La importancia de los vientos locales, y de la actividad convectiva en la zona pirenaica jus-

tifica la necesidad de tratar de caracterizar suficientemente el dipolo orográfico. Un paso importante sería encontrar una relación entre la intensidad del dipolo y las características de las medidas del *drag*.

La idea más simple en este sentido puede ser buscar una correlación entre valores del *drag* y de presión observados en dos puntos, ni muy alejados ni muy próximos a la cresta de la montaña, y a ambos lados de la misma. Éstos pueden ser Zaragoza y Pau. La Figura 3 muestra el resultado del análisis manual de los datos de presión, temperatura y viento de 12 UTC correspondiente a un POI de Norte, a partir de los datos de las estaciones de la sección de estudio durante el experimento y los de los observatorios sinópticos de la zona. Los datos de las estaciones por encima de 1.000 m ha sido excluidos.

La separación latitudinal observada entre ambos centros del dipolo es de 100 km aproximadamente, en el caso expuesto, y de 200 km en un caso de Sur (no mostrado aquí). El polo negativo es un centro de bajas presiones cerrado, mientras que en los casos restantes, se trata siempre de configuraciones abiertas. Posiblemente, la presencia del Sistema Ibérico puede contribuir a cerrar el centro depresionario mencionado más cerca de los Pirineos. No se observa una variación en el valor del dipolo (tomando dicho valor como la diferencia de presión entre el máximo y el mínimo a lo largo de un meridiano) o en el del *drag* al variar la hora del día, aunque sí se observa dicha variación en la distribución de temperatura de superficie especialmente en los casos de Norte. Estos cambios, sin embargo, consideramos que afectan a una capa muy delgada, lo que haría compatible estas últimas observaciones con la dependencia entre el *drag* y la temperatura mencionada anteriormente.

#### 6. Correlaciones entre *drag*, temperatura y humedad. Diferencias entre situaciones Norte y Sur.

Dadas, por una parte, las diferencias de comportamiento observadas entre situaciones Norte y Sur, centradas básicamente en la contribución relativa del *drag* correspondiente a cada sección vertical de la montaña al *drag* total, y por otra, el hecho de que la componente hidrostática del *drag* venga determinada por la distribución de temperatura en superficie, se ha buscado una correlación lineal entre los valores horarios del *drag* y las diferencias de temperatura entre las

laderas Norte y Sur de la montaña. Para calcular estas últimas se consideraron los valores horarios de las temperaturas correspondientes a 8 estaciones (4 a cada parte), elegidas de modo que las altitudes fueran lo más parecidas posible dos a dos. Como temperatura representativa de cada ladera se tomó la media aritmética de los valores de las estaciones seleccionadas, considerando posteriormente la diferencia entre la temperatura de la cara Norte y la del Sur.

La correlación obtenida cuando se consideran todos los casos es del 78%, mostrando una importante correlación entre ambas magnitudes.

Por otra parte, dadas las diferencias detectadas entre situaciones Norte y Sur, ambas se han tratado separadamente. Los coeficientes de correlación son muy similares en ambos casos (0,5 y 0,6, respectivamente, en casos Norte y Sur), apareciendo las verdaderas diferencias al comparar los valores de las pendientes de ambas rectas. Se observa que el *drag* de presión es más sensible a las diferencias de gradiente térmico entre el Norte y el Sur, en las situaciones con flujo del Norte que en las del Sur. Si se consideran valores absolutos de todas las variables, los mayores valores del *drag* (superiores a 6 Pa) se alcanzan con diferencias de temperatura observadas superiores a 5°C, en situaciones de Norte; sin embargo, serían necesarias diferencias de temperatura superiores a 10°C (según la recta de regresión), no observadas en la realidad, en situaciones con flujo del Sur. Este hecho podría deberse, en principio, a una mayor contribución del bloqueo del aire frío, es decir, del *drag* hidrostático, al *drag* total, en situaciones Norte que en las Sur.

Se ha calculado también la correlación entre el *drag* y los valores de las diferencias horarias de presión de vapor (calculadas estas últimas entre las estaciones 4 y 10). En este caso se han seleccionado solamente dos estaciones, con altitudes medias sobre la montaña muy similares (1.248,28 m y 1.052,94 m, respectivamente), con el fin de reducir al máximo las influencias del suelo en el contenido de agua del aire. Cuando todos los casos son considerados el coeficiente de correlación es 0,6, observándose una menor correlación, por tanto, que en el caso de la temperatura.

Nuevamente, cuando se tratan por separado las situaciones Norte de las Sur, los coeficientes de correlación son similares (0,37 y 0,39, respectivamente). Los valores de las pendientes son, respectivamente, 0,6179 y 0,4596. Como ejem-

III SIMPOSIO NACIONAL DE PREDICCIÓN

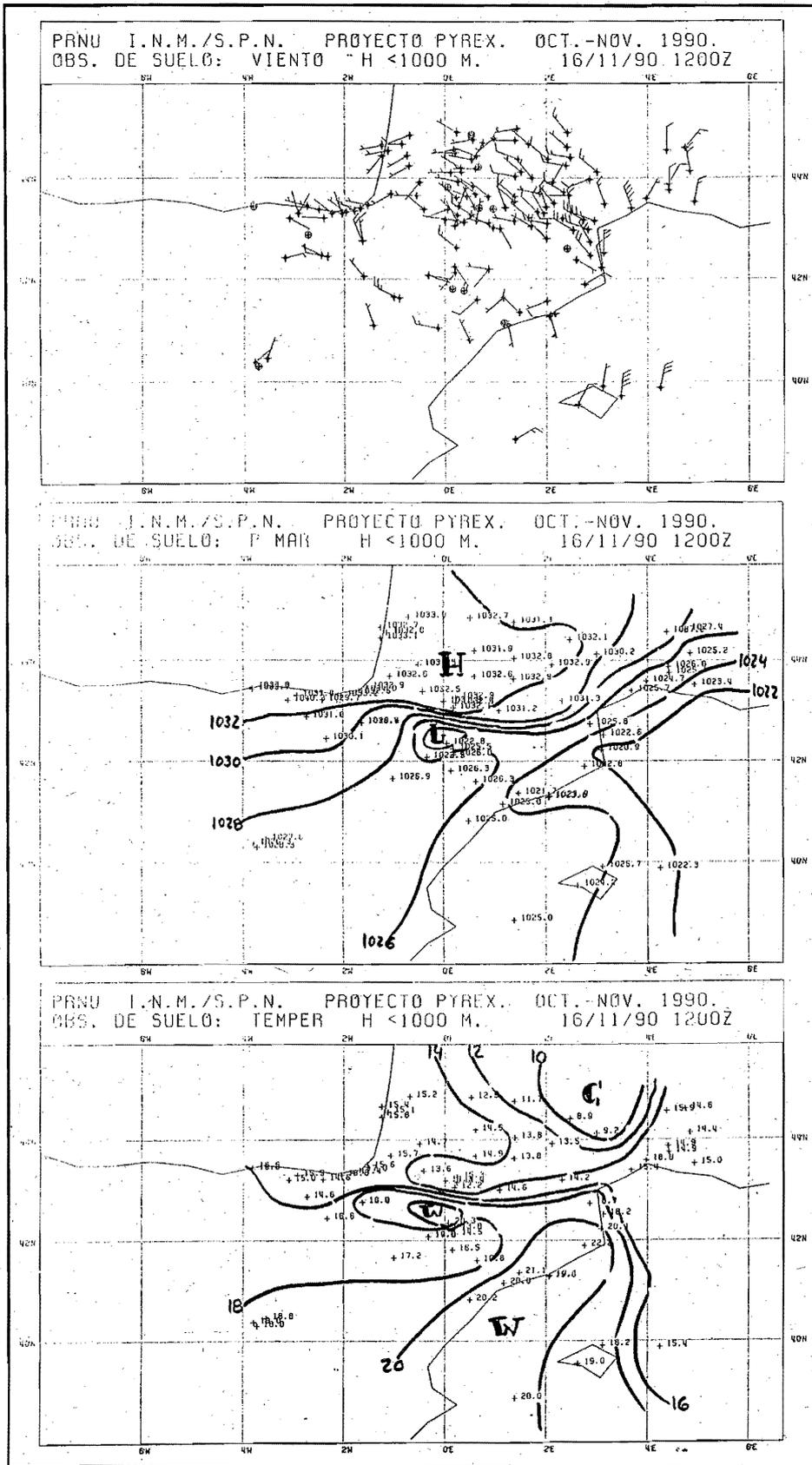


Fig. 3.- Análisis manuales de datos de viento, temperatura y presión del 16/11/90 (POI 9) a 12 UTC

plo, para tener un valor del *drag* de 3 Pa, el valor de la diferencia de presión de vapor es alrededor de 1 hPa en casos del Norte, y de -3 en casos de Sur. Aunque los resultados no permiten ser absolutamente concluyentes en este punto, sí parece sugerirse una mayor pérdida de vapor de agua (efecto *foehn* clásico) en situaciones del Sur respecto a casos del Norte.

### Conclusiones.

A partir de todos los resultados anteriores, puede concluirse lo siguiente:

- Es difícil explicar la magnitud del *drag* de presión en términos de U.N. Éste debe ser, en parte, consecuencia de los efectos de bloqueo.
- Parece existir una buena correlación entre los valores del *drag* y las diferencias de temperatura Norte-Sur, ligeramente superior a la existente con los valores de las diferencias de presión de vapor de agua.
- Se detecta una diferencia de comportamiento entre casos con flujo del Norte y los del Sur. Por una parte, el *drag* es más sensible a variaciones en las diferencias de temperatura en los casos Norte, mientras que la pérdida de vapor de agua parece ser más importante en los casos de Sur.
- Estos resultados están de acuerdo con las conclusiones de la sección 4. Los altos valores del *drag* obtenidos cuando se considera la parte baja de la montaña se corresponden con la buena correlación entre el *drag* y las diferencias de temperatura y podrían indicar una importante contribución de factores hidrostáticos al *drag* total de presión; los valores obtenidos para el *drag* debido a la parte superior de la montaña en los casos de Sur, relativamente más importantes que los debidos a la sección inferior de la misma parecen estar de acuerdo con el efecto *foehn*, relativamente más importante en estos casos.
- Finalmente, puede concluirse que en los casos de Norte el bloqueo del aire frío contribuye más al *drag* total de presión. Este efecto no es tan relevante en los caso de Sur, donde debe

haber una mayor contribución de factores como las pérdidas de vapor de agua y el calentamiento por efecto *foehn* a sotavento de la montaña.

### Referencias.

- Bougeault, P.; Jansá, A.; Benech, B.; Carissimo, B.; Pelon, J.; Richard, E. (1990). *Momentum budget over the Pyrénées: The PYREX experiment*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 67, 806-818.
- Campins, J.; Heredia, M.A.; Jansá, A.; Rodríguez, E.; Benech, B. (1992). *Mesoscale forcings in the tramontane generation from PYREX observations and numerical simulations*. *Annales Geophysicae, supplement II*. Vol. 10 C235.
- Davies, H.C.; Phillips, P.D. (1985). *Mountain drag along the Gothard section during ALPEX*. *Jour. of Atmos. Phys.* Vol. 42, no. 20, 2.093-2.109.
- Emeis, S. (1990). *Surface pressure distribution and pressure drag on mountains*. *Meteorol. Atmos. Phys.*, vol. 43, 173-185.
- Genovés, A.; Jansá, A. (1989). *Statistical approach to mesoscale non-alpine west mediterranean cyclogenesis*. *XIV Assembly of the EGS. Barcelona. Special issue of Annales Geophysicae* 172.
- Jansá, A. (1987). *Distribution of the mistral: A satellite observation*. *Meteor. Atmosf. Phys.* 36, 201-214.
- Pierrehumbert, R.T.; Wyman, B. (1985). *Upstream effects of mesoscale mountains*. *Jour. of Atmospheric Sci.*, vol. 42, 977-1.003.
- Puech, D.; Bessemoulin, P.; Dufour, B.; Tarrieu, C. (1991). *Catalogue des donnes du reseau sol 4M recueilles pendant l'experience PYREX*. *Notes de Centre*. No. 2.
- Ramis, C.; Llasat, M.C.; Genovés, A.; Jansá, A. (1992). *The october-87 floods in Catalonia. Synoptic and mesoscale mechanisms*. (En preparación).
- Riosalido, R.; Vázquez, L.; Gordo, A.; Jansá, A. (1986). *Cierzo: a northe westerly wind along the Ebro valley as a mesoscale effect induced on the lee of the Pyrénées mountain range: a case study during ALPEX special observing period*. *Scientific results of the alpine experiment (ALPEX)*. WMO/TD 108: 565-576.
- Smith, R.B. (1980). *Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain*. *Tellus*, vol. 32, 348-364.