



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



5314279831

TE 1334/20

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

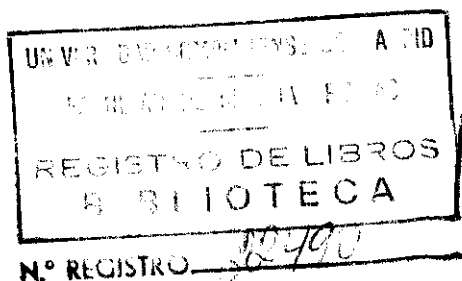
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA TIERRA, ASTRONOMÍA Y ASTROFÍSICA I

**APLICACIÓN DE UN MODELO NUMÉRICO DE PREDICCIÓN
METEOROLÓGICA A LA SIMULACIÓN DE FLUJOS
ATMOSFÉRICOS A MESOESCALA EN LA ZONA
CENTRO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA**

Memoria que para optar al grado de Doctor presenta

Miguel Angel Gaertner Ruiz Valdepeñas



Director: M. Castro Muñoz de Lucas

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a las siguientes personas e instituciones que han facilitado la realización de la presente Memoria:

A Manuel de Castro Muñoz de Lucas, director del presente trabajo, por su apoyo constante y sus valiosas sugerencias.

A Casimiro Fernández Galvín, sin cuyo trabajo previo y estrecha colaboración en el desarrollo del modelo no hubiera sido posible la realización de esta tesis.

A Clemente Gallardo Andrés, por su trabajo en diversas partes del modelo y su colaboración en la preparación de los gráficos.

A Rosa González Barras, por su gran ayuda en la representación gráfica de los datos y el tratamiento final del texto.

A Águeda Benito Capa, Adelaida Portela Lozano, María del Carmen Hernández Lucendo y Elvira Zurita García por su colaboración en el tratamiento final de los gráficos y del texto.

Y en general, a todos los compañeros del Departamento de Geofísica y Meteorología que han facilitado el desarrollo del trabajo.

Al Instituto Nacional de Meteorología, por el suministro de datos de estaciones climatológicas y automáticas y de sondeos de Barajas.

Al Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio, por el suministro de análisis en superficies p estándar.

A las centrales eléctricas de Almaraz y Trillo, por el suministro de datos de torres meteorológicas.

A la Sección Departamental de Geodesia, por facilitar datos de topografía de alta resolución.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO TRIDIMENSIONAL	7
2.1. Características generales del modelo	7
2.1.1. Coordenadas espaciales	7
2.1.2. Sistema de ecuaciones	8
2.1.3. Parametrizaciones de los procesos físicos	10
2.2. Preproceso de los datos que se introducen en el modelo	11
2.2.1. Interpolación a los puntos de la malla	11
2.2.2. Inicialización por filtros digitales	16
2.3. Aspectos numéricos	17
2.3.1. Descripción de la estructura numérica general	17
2.3.1.1. Estructura de la malla	17
2.3.1.2. Esquemas numéricos	17
2.3.2. Esquema mejorado para el gradiente de presión	20
2.3.3. Esquema de advección mejorado	32
2.3.4. Esquema de contorno	33
2.3.5. Esquema de trayectorias	37
3. DESCRIPCIÓN DE LAS SIMULACIONES	43
3.1. Dominio y resolución	44
3.1.1. Dominio y parámetros de la proyección	44
3.1.2. Resolución horizontal	44
3.1.3. Resolución vertical	46
3.2. Topografía	47
3.2.1. Obtención y tratamiento	47
3.2.2. Principales características orográficas	48
3.3. Selección de situaciones sinópticas	48
3.4. Datos iniciales y de contorno	50
3.5. Asignación de parámetros del suelo	51
3.6. Asignación de otros parámetros	53

3.7. Datos de salida del modelo y comparación con observaciones	
3.7.1. Datos de salida comparados con observaciones	54
3.7.2. Otros datos de salida del modelo	57
4. RESULTADOS	61
4.1. Anticiclón de núcleo cálido sobre la Península Ibérica	61
4.1.1. Datos observados disponibles	61
4.1.2. Campos de viento	61
4.1.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones	61
4.1.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa	64
4.1.3. Comparación de la evolución temporal observada y simulada en algunos puntos seleccionados	65
4.1.4. Perfiles verticales de viento y temperatura	66
4.1.5. Capa de mezcla	66
4.1.6. Trayectorias	67
4.2. Anticiclón de núcleo cálido sobre las Islas Británicas o Europa Occidental	86
4.2.1. Datos observados disponibles	86
4.2.2. Campos de viento	86
4.2.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones	86
4.2.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa	89
4.2.3. Comparación de la evolución temporal observada y simulada	90
4.2.4. Perfiles verticales de viento y temperatura	91
4.2.5. Capa de mezcla	91
4.2.6. Trayectorias	92
4.3. Altas presiones entre Azores y la Península Ibérica	111
4.3.1. Datos observados disponibles	111
4.3.2. Campos de viento	111
4.3.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones	111
4.3.3. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa	115
4.3.4. Perfiles verticales de viento y temperatura	115
4.3.5. Capa de mezcla	115
4.3.6. Trayectorias	116

4.4. Altas presiones al oeste de las Islas Británicas y bajas presiones en el Mediterráneo occidental	133
4.4.1. Datos observados disponibles	133
4.4.2. Campos de viento	133
4.4.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones	133
4.4.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa	138
4.4.3. Perfiles verticales de viento y temperatura	138
4.4.4. Trayectorias	138
4.5. Baja térmica (I)	156
4.5.1. Datos observados disponibles	156
4.5.2. Campos de viento	156
4.5.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones	156
4.5.2.2. Viento simulado en la superficie de 900 hPa	161
4.5.3. Comparación de la evolución temporal observada y simulada en algunos puntos seleccionados	161
4.5.4. Perfiles verticales de viento y temperatura	162
4.5.5. Trayectorias	162
4.6. Baja térmica (II)	180
4.6.1. Datos observados disponibles	180
4.6.2. Campos de viento	180
4.6.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones	180
4.6.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa	185
4.6.3. Comparación de la evolución temporal observada y simulada en algunos puntos seleccionados	185
4.6.4. Perfiles verticales de viento y temperatura	186
4.6.5. Trayectorias	186
4.7. Bajas presiones al oeste de la Islas Británicas	205
4.7.1. Datos observados disponibles	205
4.7.2. Campos de viento	205
4.7.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones	205
4.7.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa	209
4.7.3. Perfiles verticales de viento y temperatura	209
4.7.4. Trayectorias	209

4.8. Bajas presiones entre las Islas Británicas y el norte de la Península Ibérica	226
4.8.1. Datos observados disponibles	226
4.8.2. Campos de viento	226
4.8.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones	226
4.8.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa	231
4.8.3. Comparación de la evolución temporal observada y simulada en algunos puntos seleccionados	231
4.8.4. Perfiles verticales de viento y temperatura	232
4.8.5. Trayectorias	233
4.9. Bajas presiones sobre el Golfo de Cádiz	251
4.9.1. Datos observados disponibles	251
4.9.2. Campos de viento	251
4.9.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones	251
4.9.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa	256
4.9.3. Comparación de la evolución temporal observada y simulada en algunos puntos seleccionados	256
4.9.4. Perfiles verticales de viento y temperatura	256
4.9.5. Trayectorias	256
4.10. Bajas presiones sobre el Mediterráneo Occidental	273
4.10.1. Datos observados disponibles	273
4.10.2. Campos de viento	273
4.10.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones	273
4.10.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa	277
4.10.3. Perfiles verticales de viento y temperatura	277
4.10.4. Trayectorias	278
5. RESUMEN Y CONCLUSIONES	295
REFERENCIAS	308

1. INTRODUCCIÓN

A lo largo de la historia de la meteorología los fenómenos atmosféricos han sido clasificados según sus escalas espaciales y temporales. Las escalas mayores fueron analizadas a principios de siglo, cuando los meteorólogos de la escuela noruega desarrollaron su teoría de los ciclones extratropicales. Los fenómenos de la escala de dichos ciclones empezaron a ser conocidos como fenómenos de escala sinóptica o macroescala. El análisis de secuencias temporales de mapas de altura permitió discernir que las perturbaciones ondulatorias de escala sinóptica están superpuestas a ondas de escala planetaria y evolución mas lenta que la de aquéllas.

Asimismo existen fenómenos de escala suficientemente pequeña como para ser apreciados a simple vista (p. ej. los tornados, los torbellinos marinos, los cúmulos individuales, etc.). La definición de una escala intermedia comenzó con el uso del radar con fines meteorológicos. El descubrimiento de estructuras nubosas desconocidas hasta entonces, como las bandas en espiral de los huracanes, llevó a Ligda (1951) a proponer el término "mesoescala" para designar fenómenos con significación meteorológica demasiado pequeños para aparecer en mapas sinópticos pero demasiado grandes para ser observados desde una sola estación.

Posteriormente han surgido diversas definiciones y clasificaciones de la mesoescala, en general bastante arbitrarias. Fujita (1963) subdividió la mesoescala en tres subescalas (α , β , γ) de acuerdo con la separación de las estaciones de observación en redes subsinópticas existentes entonces. Orlanski (1975) realizó una clasificación análoga de la mesoescala en tres subescalas, basándose en las dimensiones horizontales de los sistemas meteorológicos y su duración temporal. Esta clasificación limita la macroescala a fenómenos de tamaño superior a 2000 kilómetros y extiende la mesoescala a 3 órdenes de magnitud, desde los 2 km hasta los 2000 km. Nuevamente Fujita (1981) ha propuesto otra clasificación de las escalas meteorológicas de acuerdo con dos criterios básicos:

- Las dimensiones de sucesivas subdivisiones difieren en un orden de magnitud.
- El centro de la mesoescala se mantiene entre 10 y 100 km (límites de la mesoescala β).

Una cuestión básica en el estudio de la meteorología a mesoescala es saber si existen realmente escalas inherentes en la atmósfera que se puedan utilizar para definir la mesoescala.

K. A. Emanuel (1986) examina este punto y propone una definición de la mesoescala basada en parámetros físicamente significativos: los fenómenos mesoescálicos son aquellos con escalas de tiempo lagrangianas situadas entre el periodo de una oscilación de flotabilidad pura y el día pendular ($2\pi/f$). Pielke (1984) adopta una definición similar a ésta y caracteriza a la mesoescala de acuerdo con los siguientes criterios:

1) Escala horizontal suficientemente grande como para poder aplicar la aproximación hidrostática.

2) Escala horizontal suficientemente pequeña como para que la aceleración de Coriolis sea relativamente pequeña (aunque pueda ser todavía significativa) en comparación con los términos advectivos y del gradiente de presión, de tal forma que el flujo difiera apreciablemente del que determina el viento del gradiente incluso en ausencia de efectos de fricción.

La mesoescala así definida se corresponde estrechamente con la mesoescala β de Orlanski.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, la mesoescala incluye procesos forzados por características topográficas e inhomogeneidades del terreno de escala adecuada (brisas, circulaciones de montaña y valle, flujo forzado sobre obstáculos orográficos) y perturbaciones iniciadas por cierto tipo de inestabilidades convectivas del flujo (p. ej. la llamada "inestabilidad simétrica condicional" (Bennetts et al. 1979)). Estos procesos que generan energía cinética en la mesoescala son locales e intermitentes, de forma que en promedio la mesoescala está caracterizada por poca energía, o bien por un espectro continuo y monótono que representa el intercambio de energía entre la microescala y la escala sinóptica.

Una forma de estudiar los fenómenos a mesoescala consiste en la obtención y análisis de datos con una escala espacial y temporal suficientemente pequeña como para resolverlos. Las medidas obtenidas de forma rutinaria en la red de observatorios en superficie y mediante sondeos aerológicos con globo libre son en general insuficientes para este fin. La creciente utilización operativa de sistemas de medida remota puede paliar en parte este problema; en este sentido destaca el empleo de satélites y de radares, como indica Browning (1989). Sin embargo, para estudiar a fondo determinados fenómenos a mesoescala mediante observaciones se hace necesaria la realización de costosas campañas específicas de medida; un ejemplo de estas campañas es el experimento PYREX, realizado en el otoño de 1990

para analizar diversas circulaciones debidas al efecto dinámico de los Pirineos (Bougeault et al., 1990).

El empleo de modelos numéricos de predicción constituye una eficaz alternativa para el estudio de fenómenos meteorológicos. Los modelos pueden proporcionar los campos atmosféricos necesarios con una densidad espacial y temporal que no es posible conseguir con medidas y además permiten la predicción de la evolución meteorológica. La aplicación de modelos es complementaria a la realización de medidas, ya que éstas son necesarias para validarlos, mientras que las simulaciones numéricas pueden indicar los lugares y momentos en que es conveniente realizar medidas.

Los modelos numéricos de pronóstico se basan en una serie de principios de conservación (de la masa, de la energía, del movimiento, del agua y en su caso de otros materiales gaseosos y aerosoles). El conjunto de ecuaciones simultáneas en derivadas parciales que resulta se resuelve mediante esquemas numéricos en un conjunto discreto de puntos dispuestos en una cuadrícula de un determinado tamaño. Los procesos de escala inferior a la que puede resolver el modelo y que son relevantes para el flujo atmosférico estudiado se incluyen mediante la técnica de la parametrización, que tiene en cuenta sus efectos netos relacionándolos con los valores de las variables a la escala resuelta por el modelo. Los modelos numéricos de predicción se dividen según su campo de aplicación en dos tipos: modelos globales y modelos de área limitada. El dominio de los modelos globales abarca todo el globo terrestre, y sólo precisan de la especificación de condiciones iniciales para predecir la evolución de los campos atmosféricos. En cambio, los modelos de área limitada incluyen sólo una parte del globo, y su aplicación requiere que se especifiquen condiciones de contorno además de condiciones iniciales. Su utilización es necesaria para simular fenómenos de escalas inferiores a la sinóptica empleando un tiempo de cálculo razonable.

Los modelos a mesoescala se incluyen entre los de área limitada por la razón antedicha. Sus características específicas son un espaciado de malla suficiente para resolver los fenómenos de interés, parametrizaciones y esquemas numéricos adecuados. Pielke (1984) realiza una exposición completa de las técnicas del modelado a mesoescala; Ray (1986) también dedica varios capítulos a este tema. Fernández (1992) incluye una reseña histórica del desarrollo de este tipo de modelos y ofrece una extensa muestra de los grupos de investigación existentes dedicados a esta materia.

En cuanto a las aplicaciones de la simulación numérica a mesoescala, se pueden citar las siguientes:

- a) La predicción y estudio del transporte y dispersión de contaminantes.
- b) La mejora de la predicción a escala regional y local.
- c) El análisis detallado de fenómenos meteorológicos.
- d) El estudio de flujos con el fin de determinar lugares idóneos para la instalación de plantas de energía eólica.

Estas aplicaciones se describen a continuación de forma más detallada:

a) La predicción del transporte y dispersión de contaminantes en la atmósfera es una de aplicaciones más interesantes. A este fin, los modelos meteorológicos a mesoescala se acoplan a modelos de dispersión de contaminantes, a los que proporcionan los necesarios campos meteorológicos. Esta aplicación es tratada, entre otros, por Physick (1988), Zanetti (1990), y Pielke et al. (1991). Una alternativa en esta materia a los modelos numéricos de predicción la constituyen los modelos de diagnóstico. Estos se basan en interpolaciones y extrapolaciones apropiadas de medidas meteorológicas, para obtener campos tridimensionales de las variables meteorológicas deseadas. Se han utilizado con frecuencia para evaluar flujos en terreno complejo, teniendo en cuenta generalmente la conservación de la masa. Zanetti (1990) presenta una muestra exhaustiva de tales modelos. De acuerdo con Pielke (1984), este método ofrece resultados satisfactorios cuando el terreno representa el forzamiento dominante y se dispone de suficientes datos meteorológicos de entrada. La ausencia de términos de tendencia temporal limita su aplicabilidad a estudios a posteriori o a situaciones muy estacionarias. Esta limitación no existe para los modelos de pronóstico, que en contrapartida precisan de un volumen considerablemente mayor de datos de entrada y de medios informáticos mucho más potentes. Este problema empieza a ser superado debido a los avances de la tecnología informática: las modernas estaciones de trabajo llegan a tener velocidades de cálculo sólo en torno a 10 veces menores que los superordenadores más avanzados, con un coste aproximadamente 100 veces menor (Uliasz 1993).

b) Un campo de aplicación claro de los modelos de pronóstico a mesoescala es la mejora de la predicción meteorológica a escala regional y local. En la actualidad funcionan operativamente modelos de área limitada en Europa capaces de resolver la mesoescala α , (p. ej. el modelo francés PERIDOT con un espaciado de malla de 35 km (Courtier et al. 1991) y el modelo alemán EM (Europa-Modell) con un espaciado de malla de unos 50

km (Majewski 1991)), estando previsto hacer predicciones operativas con modelos a mesoescala β dentro de poco tiempo.

c) Otra aplicación importante de los modelos de pronóstico a mesoescala es el análisis detallado de fenómenos meteorológicos. La flexibilidad de estos modelos (se pueden variar a voluntad la topografía, los tipos de suelo, los parámetros atmosféricos de entrada, etc.) permite determinar la importancia relativa de distintos forzamientos, una vez verificado el modelo frente a observaciones en una situación denominada de control. A modo de ilustración se citan algunos ejemplos de este tipo de aplicaciones:

- Estudios acerca de la importancia de la humedad del suelo en circulaciones a mesoescala (p. ej. el realizado por Ookouchi et al. (1984)).
- Investigaciones para determinar el efecto del calentamiento superficial y la topografía en el entorno de tormentas fuertes (Benjamin 1986).
- Análisis de diagramas de régimen del flujo hidrostático sobre montañas (Stein 1992).
- Estudios sobre los efectos de la topografía y de los cambios de fase del agua en el comportamiento de frentes fríos (Heimann 1991).

d) Finalmente, otra posible aplicación se dirige a complementar estudios basados en observaciones de viento, con el objetivo de determinar lugares idóneos para la instalación de plantas de energía eólica, indicando zonas de interés no cubiertas por la red disponible de observaciones.

El presente trabajo tiene tres partes fundamentales:

- El desarrollo de una versión tridimensional del modelo numérico de ecuaciones primitivas PROMES (acrónimo de **PR**onóstico a **MES**oescala) a partir de la versión bidimensional descrita en Fernández (1992). En ella se ha introducido una nueva interpolación vertical y esquemas numéricos diferentes para dos términos de la ecuación del movimiento, especialmente importantes en la mesoescala, de acuerdo con la definición de Pielke: el gradiente de presión y la advección. Asimismo se han programado diversos esquemas de contorno y se han realizado una serie de pruebas con ellos, para determinar cuál de ellos transmite de forma más eficaz y con menor ruido la información externa durante la simulación. Estos aspectos del trabajo se describen en el capítulo 2.

- La adaptación del modelo a la zona centro de la Península Ibérica. Se ha prestado

especial atención al tratamiento de la orografía del modelo, dado que ésta constituye uno de los elementos básicos de generación de las circulaciones a mesoescala objeto de estudio. Este aspecto se trata en el capítulo 3, junto con la elección del dominio, de la resolución horizontal y vertical y de los parámetros del suelo para las simulaciones realizadas.

- La simulación del flujo a mesoescala β en la zona central de la Península Ibérica para diversas situaciones sinópticas típicas. En estas simulaciones se ha prestado particular atención al flujo forzado sobre obstáculos orográficos y al generado por diferencias horizontales de calentamiento debido a la inclinación del terreno. La selección de las situaciones se describe en un apartado del capítulo 3. En el capítulo 4 se muestran finalmente los resultados obtenidos, que se comparan con las medidas meteorológicas disponibles, realizándose también una aplicación al transporte de contaminantes mediante el cálculo de trayectorias, con el fin de mostrar las posibilidades que ofrece esta técnica.

2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO TRIDIMENSIONAL

2.1. Características generales del modelo

Se trata de un modelo numérico de pronóstico meteorológico de ecuaciones primitivas, aplicado a un área limitada. En la ecuación del movimiento vertical se hace la aproximación hidrostática, mientras que la ecuación de continuidad se aplica completa (atmósfera totalmente compresible).

2.1.1 Coordenadas espaciales

La coordenada vertical es la σ de Phillips modificada por Shuman y Hovermale (1968), cuya expresión matemática es

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (2.1)$$

donde p es la presión, p_s es la presión en superficie y p_t la presión en el tope o límite superior del modelo. Esta coordenada se adapta a la forma del terreno subyacente y simplifica mucho las condiciones

de contorno inferiores de las ecuaciones.

En cuanto a las coordenadas horizontales, se realiza una proyección Lambert conforme para obtener una representación plana de la superficie esférica. La utilización de coordenadas cartesianas en una proyección permite espaciados de malla constantes en kilómetros, evitando las diferencias de separación entre puntos que se producen en modelos con coordenadas horizontales de latitud-longitud.

Al ser una proyección conforme, se conservan los ángulos rectos entre paralelos y meridianos (Haltiner et al. 1980). El cociente entre la distancia sobre el plano y la distancia real sobre la esfera se denomina factor de escala de la proyección, $m(\varphi)$, y depende de la latitud. Con una elección adecuada de los parámetros de la proyección se pueden conseguir distancias muy aproximadas a las reales en la esfera, es decir $m \approx 1$. Otra propiedad de las proyecciones conformes es que la escala es igual en todas las direcciones alrededor de un punto, de manera que se conserva la forma de los elementos geográficos (Anthes et. al 1987).

Otras proyecciones como la polar estereográfica (para latitudes altas) y la Mercator

cilíndrica (para latitudes bajas) se aplican también en meteorología; no obstante la Lambert conforme se suele considerar la más apropiada para latitudes medias (Anthes et al. 1987), como es el caso de este estudio.

En el libro de Haltiner et al. (1980) se realiza una transformación de las ecuaciones meteorológicas a las coordenadas de la proyección. Como resultado de ello en las ecuaciones del movimiento horizontal aparecen unos términos de curvatura, que son inversamente proporcionales al radio de la tierra; dichos términos, según discute Holton (1979) realizando un análisis de escala, son despreciables para latitudes medias, por lo que no se introducen en el presente modelo.

Una derivación de las ecuaciones en coordenadas σ se puede encontrar en Haltiner et al. (1980). Esta derivación es válida si la inclinación del terreno en el dominio del modelo es pequeña ($\ll 45^\circ$), como indican Pielke y Martin (1981); si no se cumple esta condición, la formulación de las ecuaciones es más compleja y se obtiene aplicando procedimientos de transformación tensorial de coordenadas. En este modelo se utiliza la formulación más sencilla, que es la que se usa en la práctica totalidad de los modelos hidrostáticos a mesoescala; el cumplimiento de la condición expuesta se examina posteriormente, a la hora de describir las simulaciones realizadas.

2.1.2 Sistema de ecuaciones

El sistema de ecuaciones en coordenadas σ , una vez aplicada la proyección Lambert es:

1) Ecuaciones del movimiento horizontal:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -m(u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y}) - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - m(\frac{\partial \phi}{\partial x} - \alpha \frac{\partial p}{\partial x}) + fv + F_h(u) + F_v(u) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -m(u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y}) - \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - m(\frac{\partial \phi}{\partial y} - \alpha \frac{\partial p}{\partial y}) - fu + F_h(v) + F_v(v) \quad (2.3)$$

donde u , v son las componentes horizontales del viento, m es el factor de escala de la proyección, ϕ es el geopotencial, α es el volumen específico, f es el parámetro de Coriolis, $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$

es la velocidad vertical en coordenadas σ , y F_h y F_v representan respectivamente los efectos

de la difusión horizontal y vertical.

2) Ecuación de la hidrostática:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -\alpha p^* \left[1 + \frac{q_c + q_r}{1 + q_v} \right]^{-1} \quad (2.4)$$

donde $p^* = p_s - p_t$. El término entre paréntesis incorpora el efecto gravitatorio del agua líquida, siendo q_v , q_c y q_r respectivamente las razones de mezcla del vapor de agua, del agua de nube y del agua de lluvia.

3) Ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial(p^* u/m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* v/m)}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (2.5)$$

Suponiendo que $\dot{\sigma} = 0$ en los límites superior ($\sigma = 0$) e inferior ($\sigma = 1$) del modelo, se puede integrar esta ecuación para obtener la variación temporal de la presión superficial del modelo,

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \int_0^1 \left(\frac{\partial(p^* u/m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* v/m)}{\partial y} \right) d\sigma \quad (2.6)$$

Una vez calculada la tendencia de la presión en superficie se puede obtener $\dot{\sigma}$ en cualquier nivel σ de acuerdo con

$$\dot{\sigma} = -\frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial t} - \frac{m^2}{p^*} \int_0^\sigma \left(\frac{\partial(p^* u/m)}{\partial x} + \frac{\partial(p^* v/m)}{\partial y} \right) d\sigma' \quad (2.7)$$

4) Ecuación de la termodinámica:

Como variable predictiva se utiliza la temperatura potencial virtual,

$$\theta_v = \theta(1 + 0.608q_v) \quad (2.8)$$

La ecuación de la termodinámica es

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = -m \left(u \frac{\partial \theta_v}{\partial x} + v \frac{\partial \theta_v}{\partial y} \right) - \dot{\sigma} \frac{\partial \theta_v}{\partial \sigma} + F_h(\theta_v) + F_v(\theta_v) + S(\theta_v) \quad (2.9)$$

donde F_h y F_v representan la difusión horizontal y vertical de temperatura potencial virtual y S representa el efecto de las fuentes y sumideros de calor.

5) Ecuaciones de conservación del agua:

Para tener en cuenta que el agua puede estar presente en tres formas (vapor, sólido y líquido), el principio de conservación del agua se aplica a cada una por separado:

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = -m(u \frac{\partial q_n}{\partial x} + v \frac{\partial q_n}{\partial y}) - \dot{\sigma} \frac{\partial q_n}{\partial \sigma} + F_h(q_n) + F_v(q_n) + S(q_n) \quad (2.10)$$

con $n = 1, 2, 3$, donde $q_1 = q_v$ (vapor), $q_2 = q_c$ (agua líquida en forma de gotículas de nube) y $q_3 = q_r$ (agua líquida en gotas de lluvia). En este trabajo no se ha considerado la fase sólida por su escasa importancia en los fenómenos que se consideran.

2.1.3. Parametrizaciones de los procesos físicos

Como antes se mencionó los procesos físicos de menor escala que la resuelta por la malla del modelo se incluyen mediante la técnica de las parametrizaciones. Los procesos parametrizados son: el balance de energía en la superficie del suelo, los flujos turbulentos atmosféricos, los flujos radiativos y distintos procesos nubosos.

El balance energético en la superficie del suelo se calcula de acuerdo con el método propuesto por Bhumralkar (1975) y Blackadar (1976), denominado de forzamiento amortiguado (en inglés "force-restore"). En él el forzamiento que representan los flujos radiativos y los flujos de calor sensible y latente entre el suelo y la atmósfera se ve amortiguado por el flujo de calor hacia las capas profundas del suelo, donde no influye la onda térmica diaria.

Los flujos turbulentos atmosféricos en la capa superficial se modelan siguiendo el método propuesto por Blackadar (1976), Zhang y Anthes (1982) y Anthes et al. (1987) para determinar los valores de las funciones universales y los parámetros de la teoría de similaridad. En este método se consideran cuatro regímenes turbulentos: estable, turbulencia mecánica, convección forzada y convección libre.

Para los tres primeros regímenes, la difusión turbulenta vertical por encima de la capa superficial se parametriza mediante un procedimiento de cierre de primer orden o teoría K. Los coeficientes K de difusión se calculan de forma local en función de la estabilidad atmosférica y de la cizalla vertical del viento, de acuerdo con fórmulas dadas por Blackadar (1976) y Mc Nider y Pielke (1981). En el caso de convección libre, en la capa de mezcla se aplica el método desarrollado por Estoque (1968), Blackadar (1978) y Zhang y Anthes (1982), en el que se considera que la mezcla vertical no está determinada por gradientes

locales, sino por la estructura térmica de toda la capa de mezcla. Los intercambios turbulentos se producen entonces entre la capa más baja del modelo y cada nivel dentro de la capa de mezcla, de acuerdo con este método. Por encima de la capa de mezcla se aplica de nuevo la teoría K.

La difusión horizontal se introduce con el fin de controlar posibles inestabilidades numéricas en el modelo. Se calcula mediante una formulación de cuarto orden,

$$F_h(\alpha) = -K_h \nabla_\sigma^4 \alpha \quad (2.11)$$

que es más selectiva en cuanto a la escala de las ondas difundidas que la de segundo orden. El coeficiente de difusión es proporcional a la deformación total del flujo, de acuerdo con Smagorinsky et al. (1965) y Doms (1990).

En cuanto a los efectos radiativos, se incluye el calentamiento del suelo por onda corta, atenuado en presencia de nubes. Los flujos radiativos de onda larga se calculan siguiendo el procedimiento propuesto por Sasamori (1968; 1972); los valores de la función de emisividad se obtienen de acuerdo con la formulación de Mahrer y Pielke (1977).

Los procesos nubosos y de precipitación se modelan siguiendo a Pielke (1984; pgs. 232-241) y a Hsie et al. (1984). Se trata de un método explícito con ecuaciones de pronóstico para el vapor de agua, el agua de nube y el agua de lluvia, y diversas parametrizaciones de las conversiones de fase y de la precipitación.

Una descripción de las parametrizaciones del modelo incluyendo las ecuaciones se puede encontrar en Castro et al. (1993), y una descripción y discusión detalladas de estas parametrizaciones se pueden ver en Fernández (1992).

2.2 Preproceso de los datos que se introducen en el modelo

2.2.1 Interpolación a los puntos de la malla

La integración numérica de las ecuaciones de un modelo de área limitada requiere de la especificación de valores iniciales y de contorno apropiados para las variables. A este fin es necesario interpolar los datos disponibles (bien sea de un análisis en niveles de presión estándar o de un modelo de mayor escala) a los puntos de la malla.

Shen et al. (1986) examinan el tema de la interpolación desde niveles p estándar a otro tipo de coordenadas verticales (p. ej. σ o θ) y la reinterpolación desde éstas a niveles p estándar. Analizan diversas relaciones lineales frecuentemente utilizadas para la interpolación (p. ej. la dependencia lineal de la temperatura con el $\ln p$) y llegan a la conclusión de que

estas relaciones no mantienen en general los equilibrios necesarios entre las variables (p. ej. la relación hidrostática entre la temperatura y el geopotencial). Proponen por ello utilizar relaciones no lineales en el $\ln p$ que incorporen las dependencias mutuas entre variables, particularmente la ecuación de la hidrostática. Sin embargo, su análisis sólo es válido en el caso de que el gradiente vertical de temperatura $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial \phi}$ sea constante entre los niveles

p en que se disponga de datos (frecuentemente los estándar). Esto no siempre es el caso, pues pueden existir inversiones o cambios marcados de estabilidad entre los niveles p estándar. Por otro lado, como resalta p. ej. Sundquist (1979), aunque se disponga de datos de geopotencial y temperatura en niveles p , sólo se puede interpolar una de estas variables a niveles σ , obteniéndose la otra mediante la relación hidrostática que se usa en el modelo.

Mihailovic (1986) desarrolla un método propuesto originalmente por Sundquist (1976), que consiste en interpolar la fuerza del gradiente de presión desde superficies p a los niveles del modelo, y obtener la temperatura de dicha fuerza interpolada. El objetivo de esto es preservar mejor el equilibrio aproximado entre el campo de masa y el de viento, consiguiendo que sea la fuerza del gradiente de presión la magnitud que más se aproxime a su valor real una vez realizada la interpolación, en vez de la temperatura o el geopotencial. La aplicación de esta idea encuentra sin embargo algunos obstáculos, como la necesidad de resolver una ecuación elíptica (aunque Mihailovic (1986) propone una aproximación que lo evita), la no unicidad de las soluciones y la cuestión de qué tipo de interpolación de la fuerza del gradiente de presión mantiene el equilibrio buscado con el campo de viento.

Majewski (1985) describe un elaborado método para interpolar las variables meteorológicas desde un modelo de malla gruesa a un modelo de malla fina, ambos en coordenadas σ . Presta particular atención al mantenimiento de los equilibrios entre variables en presencia de una orografía diferente (más compleja y marcada) en el modelo de malla fina, hecho que complica considerablemente la interpolación. El método propuesto por este autor tiene en cuenta los perfiles verticales de las variables en la capa límite planetaria y corrige el perfil de temperaturas por encima de dicha capa límite, con el fin de que la temperatura media de las capas entre niveles p fijos sea la misma que en el modelo de mayor escala, asegurando un cálculo consistente del geopotencial en la malla fina.

En el presente estudio se dispone de análisis en superficies p estándar procedentes del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio para obtener los datos iniciales

y de contorno para el modelo a mesoescala. Un problema asociado a la interpolación a partir de un análisis en superficies p estándar es la falta de información acerca de posibles inversiones o cambios importantes en el gradiente de temperatura entre dichos niveles p . Esta información no aparecerá por ello en el campo inicial asignado al modelo ni en las condiciones de contorno posteriores, perdiéndose por ejemplo la información sobre la posible presencia de inversiones elevadas en torno a 850 hPa, y sobre los perfiles detallados en el seno de la capa límite, al no disponerse de datos entre 1000 y 850 hPa. El problema de la falta de datos iniciales en la capa límite no es excesivamente importante pues el propio modelo genera en las primeras horas de simulación su propia estructura de capa límite; respecto a los contornos, el problema se mitiga dejando actuar también los procesos físicos en la frontera, como se explicará mas adelante al describir el esquema de contorno aplicado en el modelo. Mayor influencia puede tener la ausencia de datos acerca de inversiones térmicas o cambios marcados de estabilidad entre niveles p estándar; pero esto sólo se puede solucionar si se dispone de toda la información relevante, p. ej. de datos meteorológicos en niveles σ de un modelo de mayor escala con suficiente resolución vertical, lo que no es el caso.

Se ha desarrollado un método de interpolación de los análisis disponibles a los puntos de la malla del modelo, de acuerdo con los siguientes criterios:

- 1) Preservar el equilibrio hidrostático entre la temperatura virtual y el geopotencial.
- 2) Conservar los espesores del análisis previo entre los niveles p estándar.
- 3) Realizar la asignación de los valores de temperatura de forma consistente con el esquema numérico utilizado en el modelo para realizar la integración de la hidrostática y con la distribución vertical de las variables (esto es, tener en cuenta si la temperatura y el geopotencial se calculan en los mismos niveles σ verticales o no).

Los pasos que se siguen en este método de interpolación son los siguientes:

- 1) Interpolación horizontal biperabólica de 16 puntos (Koehler, 1977) de las variables meteorológicas (temperatura, humedad específica, geopotencial, componentes u , v de la velocidad) en superficies p estándar.
- 2) Cálculo de la temperatura virtual y de la humedad relativa.
- 3) Cálculo de la temperatura virtual media barométrica $\overline{T_v}$ entre niveles p estándar sucesivos, según la ecuación

$$\overline{T}_v = - \frac{\phi_{k+1} - \phi_k}{R \ln\left(\frac{p_{k+1}}{p_k}\right)} \quad (2.12)$$

donde R es la constante de los gases para el aire seco.

4) Obtención de un gradiente vertical constante γ_v de temperatura virtual entre los niveles p estándar, aplicando la condición de que a partir de él se obtenga la misma temperatura virtual media barométrica antes calculada. Como para una capa con γ_v constante $\overline{T}_v$ se puede calcular a partir de las temperaturas de los límites de la capa,

$$\overline{T}_v = \frac{T_{v_{k+1}} - T_{v_k}}{\ln(T_{v_{k+1}}) - \ln(T_{v_k})} \quad (2.13)$$

si se deja fija una de las dos temperaturas virtuales (p. ej. la del nivel k) se puede plantear la siguiente ecuación trascendente para obtener una temperatura $T'_{v_{k+1}}$ que cumpla la condición antes expuesta:

$$\overline{T}_v - \frac{T'_{v_{k+1}} - T_{v_k}}{\ln(T'_{v_{k+1}}) - \ln(T_{v_k})} = 0 \quad (2.14)$$

donde $\overline{T}_v$ es la temperatura media real de la capa, calculada según la ecuación (2.12). Esta ecuación se puede resolver de forma eficaz con el método iterativo de Newton-Raphson, que converge rápidamente.

Finalmente, se puede obtener ya el valor del gradiente vertical de temperatura virtual que cumple la condición expuesta al principio de este apartado,

$$\gamma_v = - \frac{T'_{v_{k+1}} - T_{v_k}}{\phi_{k+1} - \phi_k} \quad (2.15)$$

En el caso de la interpolación entre 1000 y 850 hPa, se deja fija la temperatura virtual en 850 hPa y la ecuación trascendente se resuelve para la temperatura virtual de 1000 mb. Esto no afecta a la conservación del espesor total de la capa, pero sí a las temperaturas que se obtendrán en los puntos de la malla. Dado que las temperaturas de 1000 hPa pueden tener valores influidos por la reducción realizada si el terreno es elevado,

es preferible utilizar en este caso la temperatura virtual de 850 hPa.

5) Obtención de la presión en superficie a las alturas de suelo del modelo. Se aplica para ello la siguiente expresión, que es exacta en el caso de una atmósfera hidrostática para capas con γ_v constante (véase p. ej. Iribarne y Godson (1981), pgs. 163-164):

$$p = p_k \left[1 - \frac{\gamma_v(\phi - \phi_k)}{T_{vk}} \right]^{\frac{1}{R\gamma_v}} \quad (2.16)$$

donde p es la presión buscada a la altura geopotencial ϕ , y p_k , ϕ_k y T_{vk} son datos conocidos en el nivel k de presión estándar más próximo situado debajo del punto a la altura ϕ . Con la presión en superficie se puede calcular la presión correspondiente a cada nivel σ .

6) Invertiendo la anterior relación se puede obtener $\phi = \phi(p)$ en los puntos de la malla.

7) Debido a la distribución alternada de las variables en la vertical (la temperatura virtual está situada en el nivel intermedio y el geopotencial en los límites de cada capa del modelo), se puede calcular la temperatura virtual en cada capa a partir del geopotencial, de acuerdo con la siguiente formulación de la hidrostática:

$$T_{vn} = - \frac{\phi_n - \phi_{n-1}}{R \ln \left(\frac{p_n}{p_{n-1}} \right)} \quad (2.17)$$

donde el subíndice n indica un nivel vertical del modelo. Esta relación, $T_v = T_v(\phi)$ es la inversa de la que se utiliza en el modelo para obtener el geopotencial a partir de la temperatura virtual. Esta característica asegura que al reinterpolarse el geopotencial a niveles de presión estándar, tras la interpolación y la aplicación del esquema numérico del modelo para la integración de la hidrostática, las diferencias con el geopotencial de partida sean pequeñas o incluso nulas (salvo errores de redondeo) en caso de que algún nivel σ coincida con un nivel de presión estándar. Esta última propiedad, que es obvia para cualquier secuencia interpolación-reinterpolación del geopotencial, no lo es en general si se incluye la integración de la hidrostática con el esquema numérico concreto utilizado en el modelo numérico.

8) Se realiza una interpolación lineal en p para la humedad relativa (como hace p. ej. Giorgi et al. (1993)) y de ella se obtiene la razón de mezcla en los puntos de la malla.

9) Se aplica una interpolación lineal en z para las dos componentes del viento. A

la escala del modelo (mesoescala β) no existe una relación relativamente sencilla que se pueda utilizar como restricción en la interpolación: el equilibrio geostrófico entre el viento y el campo de masa, deja de ser válido en la mesoescala β , lo que constituye precisamente una de las señas diferenciadoras de esta escala. Por ello se ha optado por una interpolación sencilla, dejando que la inicialización (que se describe posteriormente) consiga equilibrar mejor los campos de masa y de viento iniciales.

2.2.2 Inicialización por filtros digitales

Una vez realizada la interpolación a los puntos de la malla, si se comienzan a integrar las ecuaciones se desarrollarán ondas espúreas gravitatorio-inerciales de alta frecuencia, debido a que los campos de masa y de viento no están adecuadamente equilibrados. Esto se producirá aunque se haya partido de unos datos equilibrados entre sí y se haya realizado una interpolación apropiada conservando algunas de las dependencias mutuas de las variables. Como discute Majewski (1985), haría falta una precisión en la interpolación del viento de aproximadamente 0.05 m/s para obtener divergencias y tendencias de presión correctas, precisión que no se puede conseguir cuando la malla de los datos de partida es muy diferente a la del modelo.

Este ruido inicial va disminuyendo progresivamente a lo largo de las primeras horas de simulación, hasta que los distintos campos están adecuadamente equilibrados. Sin embargo la calidad de la simulación en las primeras horas disminuye, por lo que es conveniente aplicar algún método de ajuste de los campos meteorológicos que permita comenzar la simulación con unos datos suficientemente equilibrados. Un proceso de este tipo recibe el nombre de inicialización.

Existen diversos métodos de inicialización. Entre ellos se pueden citar la inicialización dinámica (expuesta p. ej. por Hoke y Anthes (1976)) y la inicialización por modos normales (adaptada por Brière (1982) a modelos de área limitada). En este estudio se aplica una inicialización por filtros digitales, desarrollada en este Departamento siguiendo el método propuesto por Lynch y Huang (1992).

Esta inicialización por filtros digitales consiste en dos integraciones adiabáticas a partir de los datos iniciales, una hacia adelante y otra hacia atrás en el tiempo, ambas de corta duración (Lynch y Huang (1992) proponen una duración de 3 h). Las variables de pronóstico en cada punto de la malla se multiplican por un factor de ponderación variable

con el tiempo, calculado analíticamente, y se suman para obtener los datos iniciales filtrados. Este proceso es comparativamente sencillo en su planteamiento y aplicación, y los resultados son comparables en eficacia a la inicialización por modos normales, según describen Lynch y Huang en el mismo artículo.

Finalmente hay que indicar que la aplicación de un esquema de inicialización puede eliminar el ruido inicial de alta frecuencia, pero no evita que los campos se tengan que adaptar a la presencia de una orografía más detallada durante las primeras horas de simulación, como indica Majewski (1985).

2.3. Aspectos numéricos

2.3.1. Descripción de la estructura numérica general

2.3.1.1. Estructura de la malla

Para la discretización de las ecuaciones se ha elegido una estructura tipo Lorenz en la vertical (es decir, la temperatura potencial se calcula en los puntos intermedios de cada capa vertical) y una malla C de Arakawa en la horizontal. En la figura 2.1. se puede ver la disposición de las variables. Tanto la distribución vertical como la horizontal son alternadas, es decir que no todas las variables se calculan en los mismos puntos. Esto tiene como principal ventaja un cálculo más directo y preciso de diversos términos de las ecuaciones. Concretamente, la alternancia vertical de la temperatura y del geopotencial facilitan el cálculo de la hidrostática, mientras que la alternancia horizontal de las componentes de la velocidad y del geopotencial y la presión en superficie facilitan el cálculo del gradiente de presión y de la divergencia del viento. Mesinger y Arakawa (1976) realizaron un análisis del comportamiento de distintas distribuciones horizontales de las variables respecto a la representación de ondas gravitatorias y gravitatorio-inerciales, y llegaron a la conclusión de que la malla C de Arakawa presenta más ventajas que otras, aunque tiene como punto débil el cálculo de la fuerza de Coriolis, al estar las dos componentes del viento localizadas en distintos puntos.

2.3.1.2. Esquemas numéricos

Para resolver las ecuaciones del modelo se utilizan esquemas numéricos de diferencias finitas. Los esquemas son explícitos, salvo el aplicado al término de la difusión turbulenta vertical que es implícito. La resolución de los términos de evolución temporal se realiza

con métodos de dos niveles de tiempo. Se aplica además el método de desdoblamiento ("splitting") de Marchuk, de acuerdo con el cuál los distintos términos de las ecuaciones se tratan separadamente (individualmente o por subconjuntos) y sus contribuciones a la tendencia de las variables no se suman a la vez, sino consecutivamente, de forma que el efecto de un término se tiene en cuenta en el que se calcula a continuación. El cálculo por separado de los distintos términos de una ecuación permite utilizar distintos métodos de integración numérica para cada uno de ellos e incluso distintos pasos de tiempo, como explican Mesinger y Arakawa (1976). Este método de desdoblamiento presenta una ventaja fundamental frente al que consiste en calcular los distintos términos con diferentes esquemas y actualizar la variable al final con la suma total de las tendencias de cada término: economiza de forma apreciable recursos de memoria informática, al evitar la necesidad de ir almacenando la suma de las distintas tendencias en variables tridimensionales adicionales.

A continuación se comentan brevemente los esquemas aplicados a los distintos términos y ecuaciones. Una descripción más completa se puede encontrar en Fernández (1992).

1) Términos de ondas de gravedad:

Los términos del gradiente de presión en la ecuación del movimiento horizontal y de la divergencia en la ecuación de continuidad son los responsables de las ondas de gravedad externas y de las ondas de Lamb. Este tipo de ondas imponen el límite más restrictivo al paso de tiempo, ya que su velocidad de fase puede ser próxima o igual a la del sonido (véase p. ej. Haltiner y Williams (1980)). Como indican Mesinger y Arakawa (1976), las ondas de gravedad externas se eliminan a menudo en modelos de ecuaciones primitivas anulando la velocidad vertical en el límite superior del modelo, y son entonces las ondas de Lamb las que limitan el paso de tiempo.

Para tratar numéricamente estos términos se utiliza el esquema de integración hacia delante/hacia atrás en el tiempo (en inglés "forward-backward"): se integra primero hacia delante la ecuación de movimiento (utilizando la presión en el paso de tiempo n) y se actualizan las componentes de la velocidad, y con estos valores del viento en el tiempo $n+1$ se calcula el término de divergencia en la ecuación de continuidad. Este esquema presenta ciertas ventajas respecto a otra discretización temporal frecuentemente utilizada, como es el esquema centrado en el tiempo (en inglés "leapfrog"), tal y como indican Mesinger y Arakawa (1976): Un límite para el paso de tiempo menos estricto (el doble de grande), ausencia del modo computacional espúreo propio del esquema centrado en el tiempo y

menor exigencia de recursos de memoria al tratarse de un esquema de dos niveles temporales. Asimismo, la utilización de la malla C de Arakawa para la discretización espacial evita el problema de generación de ondas espúreas (ruido) de $2 \Delta x$ de longitud, debido al desacoplamiento de las soluciones en puntos contiguos que se puede producir si se usan otras mallas.

Respecto a las ondas de gravedad internas, su tratamiento exige incluir el término de advección vertical de temperatura potencial. Sun (1980) realizó un análisis de la estabilidad del esquema de integración hacia delante/hacia atrás en el tiempo para este tipo de ondas, e indicó que para un modelo hidrostático el método es estable si las variables dependientes están alternadas en el espacio, se utiliza la velocidad vertical actualizada en $t+1$ para el cálculo de la advección temporal de temperatura potencial y el gradiente de presión se aproxima con diferencias espaciales centradas.

2) Términos de advección:

Se utiliza un esquema de integración hacia delante en el tiempo y de interpolación cúbica a contracorriente en el espacio (en inglés "cubic spline upstream"), tanto para la advección horizontal como para la vertical. Este esquema presenta buenas características de simulación de la fase y la amplitud de las ondas advectivas (Pielke, 1984; pgs. 297-307). Se aplica asimismo el método de desdoblamiento de las ecuaciones antes explicado para calcular la advección en cada dirección espacial por separado; con ello se evita la utilización de fórmulas de interpolación bi- o tridimensionales, mucho más complicadas que las unidimensionales.

La aplicación de la interpolación cúbica a contracorriente sin correcciones puede generar ondulaciones y máximos y mínimos espúreos en zonas donde el campo advectado presenta fuertes cambios de pendiente (fenómeno denominado en inglés "overshooting"). El ruido que se produce por este motivo exige la aplicación de una difusión mayor o de filtros específicos para controlarlo. Para evitar la necesidad de esta difusión adicional se ha introducido una mejora en el esquema, que se describe en detalle en el apartado 2.3.3.

3) Términos de Coriolis:

Se aplica un esquema de integración hacia delante/hacia atrás en el tiempo para garantizar la estabilidad de estos términos. Tras calcular la componente u del viento horizontal en el paso de tiempo $n+1$ (u^{n+1}) en función de la componente v en el tiempo n (v^n), se utiliza u^{n+1} para calcular v^{n+1} .

4) Discretización de las parametrizaciones:

El cálculo de la difusión turbulenta vertical, cuando se aplica la teoría K, se realiza mediante un esquema implícito (Paegle et al., 1976) con unos pesos de 0,25 y 0,75 para los coeficientes correspondientes al tiempo n y al $n+1$, respectivamente.

Para los flujos en la capa superficial se aplica una integración hacia delante en el tiempo (esquema de Euler). Dada la estrechez de la primera capa vertical se debe utilizar un paso de tiempo menor que el del resto de los términos, dependiendo de la magnitud de los flujos, para asegurar la estabilidad del esquema.

El esquema de Euler para la discretización temporal se emplea también para el resto de los términos: tendencia de la temperatura superficial del suelo, calentamiento y enfriamiento radiativos del aire, procesos nubosos y de precipitación y difusión horizontal.

A continuación se describen con más detalle la discretización espacial para el gradiente de presión y la mejora introducida en el esquema de interpolación cúbica a contracorriente para la advección. Estos dos términos tienen una importancia específica en la mesoescala, paralela a la menor influencia relativa de la fuerza de Coriolis, por lo que es conveniente tratarlos con particular precisión en este estudio.

2.3.2. Esquema mejorado para el gradiente de presión

Un problema muy conocido inherente al uso de coordenadas verticales σ (o de otras que se ajusten al perfil del terreno) es el debido al desdoblamiento del gradiente de presión en dos términos distintos,

$$-\nabla_p \phi = -\nabla_\sigma \phi - \sigma \alpha \nabla_\sigma p_s \quad (2.18)$$

En terreno inclinado, el gradiente de presión resulta de sumar dos términos de magnitud similar y signo opuesto. Un error relativamente pequeño cometido en el cálculo de cada uno de estos términos por separado puede producir un error grande en la suma.

Este problema ha sido ampliamente analizado por numerosos autores, que han propuesto diversos métodos para paliarlo. Sundquist (1979) indica que los errores de truncamiento asociados a este término se producen tanto en sentido horizontal (debido a la variación de la temperatura y el geopotencial en las superficies σ en presencia de orografía) como en vertical (debido a la discretización vertical en el cálculo del geopotencial mediante la

relación hidrostática). Ambos contribuyen al error en el cálculo del gradiente de presión. Janjic (1977) indica por otro lado que el error en el cálculo de este término se puede deber a que se realice de forma hidrostáticamente inconsistente. Entre los métodos desarrollados para disminuir estos errores se pueden citar:

1) Métodos que incluyen una interpolación de la altura geopotencial desde coordenadas σ a coordenadas p y el cálculo del gradiente en estas coordenadas (Kurihara, 1968; Janjic, 1977; Tomine y Abe, 1982).

2) Métodos que se fundamentan en restar a las variables un estado base hidrostático y horizontalmente homogéneo, y que disminuyen el error al calcular el gradiente de presión a partir de desviaciones de dicho estado base (Phillips, 1974).

3) Métodos que calculan el gradiente de presión con una expresión en forma de flujo (Johnson, 1980; Johnson y Uccellini, 1983).

En este trabajo se aplica un esquema que sigue las propuestas de Janjic (1977), explicadas con más detalle en Janjic (1979). A continuación se exponen las conclusiones más importantes de su análisis, que resulta particularmente ilustrativo acerca de los problemas asociados al cálculo del gradiente de presión.

La conocida expresión del gradiente de presión en coordenadas σ se puede contemplar como una particularización de una expresión más general. El geopotencial se puede escribir como una función de la forma

$$\Phi = \Phi(x, y, \xi) \quad (2.19)$$

donde $\xi = \xi(p)$ es una función continua y monótona de la presión. Si se interpola a un nivel p' (ξ') y se calcula el gradiente en dicho nivel p' , se puede obtener la siguiente fórmula:

$$-\nabla_{p'}\Phi = -\nabla_{\sigma}\Phi + \frac{\partial\Phi}{\partial\xi}\nabla_{\sigma}\xi \quad (2.20)$$

que es la forma general del gradiente de presión en coordenadas σ , pues cualquiera de las expresiones habitualmente usadas se puede obtener con una elección particular de la función ξ .

La discretización del gradiente de presión lleva implícita de acuerdo con esto una interpolación del geopotencial que se realiza mediante una cierta aproximación de la hidrostática. Esta aproximación puede ser inconsistente con la aproximación utilizada explícitamente en el modelo para integrar la ecuación de la hidrostática y obtener el

geopotencial en los puntos de la malla, bien sea porque se utiliza una función ξ distinta en cada una de las ecuaciones (p. ej. Arakawa, 1972) o bien porque la discretización aplicada a cada una sea distinta. Esta inconsistencia depende de la disposición de las variables en la vertical. Si ϕ y $\frac{\partial\phi}{\partial\xi}$ (es decir, la temperatura si $\xi = \ln p$) están dispuestos de forma alternada en la vertical, se puede evitar la inconsistencia hidrostática si se aplica la siguiente discretización:

$$-\delta_x \phi' = -\delta_x \bar{\phi}^\sigma + \overline{\delta_\xi \phi^x} \delta_x \bar{\xi}^\sigma \quad (2.21)$$

donde, utilizando la notación de la figura 2.2.a), $\delta_x \phi' = \frac{\phi'_2 - \phi'_1}{\Delta x}$,

$$\delta_x \bar{\phi}^\sigma = \frac{\frac{1}{2} (\phi_4 + \phi_6) - \frac{1}{2} (\phi_3 + \phi_5)}{\Delta x}, \quad \overline{\delta_\xi \phi^x} = \frac{1}{2} \left(\frac{\phi_5 - \phi_3}{\xi_5 - \xi_3} + \frac{\phi_6 - \phi_4}{\xi_6 - \xi_4} \right), \quad y$$

$$\delta_x \bar{\xi}^\sigma = \frac{\frac{1}{2} (\xi_4 + \xi_6) - \frac{1}{2} (\xi_3 + \xi_5)}{\Delta x}. \text{ Como demuestra Janjic, esta expresión da un valor}$$

hidrostáticamente consistente del gradiente de presión a una altura definida por $\xi' = \bar{\xi}^{\sigma^x}$.

La componente y del gradiente de presión se calcula de forma análoga.

En el presente estudio se ha aplicado esta fórmula para el cálculo del gradiente de presión, tomando $\xi = \ln p$. La disposición vertical de las variables en el modelo es la apropiada para este esquema, con la temperatura y el geopotencial alternados verticalmente. El esquema utilizado para integrar la ecuación de la hidrostática es el mismo que está implícito en la fórmula del gradiente de presión,

$$\phi_{k+1} - \phi_k = -RT_{k+\frac{1}{2}} \ln(p_{k+1}/p_k). \quad (2.22)$$

Sin embargo, como indica el propio Janjic, este cálculo del gradiente de presión puede ser también inconsistente para el caso de laderas muy empinadas y alta resolución vertical en la capa límite planetaria, situación que se muestra en la figura 2.2.b). Se trata

de un problema particularmente perverso, pues los errores pueden aumentar al aumentar la resolución vertical del modelo (Mesinger, 1982). Mahrer (1984) discute este problema e indica que, para poder aplicar los esquemas habitualmente utilizados sin que se produzcan errores importantes en zonas de ladera muy empinada, se debe tener en cuenta la siguiente restricción para los intervalos verticales en coordenadas σ ,

$$\Delta \sigma \geq \frac{\sigma}{p_s - p_t} \Delta p_s \quad (2.23)$$

que indica que la distancia entre dos puntos contiguos en la vertical no debe ser menor que la diferencia de elevación entre dos puntos contiguos en la horizontal. Sin embargo, esta restricción haría imposible una resolución adecuada en la capa límite. La otra solución posible, consistente en aumentar la resolución horizontal, tiene importantes costes computacionales y además la validez de la aproximación hidrostática puede quedar cuestionada. Por ello, Mahrer propone realizar el cálculo con las variables de los niveles σ situados a la altura más cercana a la del punto en que se quiere calcular el gradiente de presión. Para el caso de un esquema numérico centrado en el espacio, ello requiere la determinación de dos niveles σ por cada punto de viento; en la situación de la figura 2.2.b), estos niveles serían el σ_5 por la izquierda y el σ_2 por la derecha del punto en que se calcula el gradiente. En este estudio se sigue esta idea, de forma que tras calcular la presión p' del punto de viento como la presión media de los puntos situados a ambos lados en el mismo nivel σ , se interpola el geopotencial por ambos lados a dicho nivel p' y se calcula la fuerza del gradiente de presión en este nivel p' . La utilización de este esquema parece ser particularmente conveniente para las simulaciones que se realizan en este trabajo, dada la marcada orografía de la zona estudiada (especialmente la ladera sur de la Sierra de Gredos) y la alta resolución empleada en los niveles bajos. Por ello, este esquema se aplica en los niveles más cercanos al suelo, mientras que el propuesto por Janjic se aplica en los demás niveles verticales, puesto que el problema descrito en este párrafo va cesando con la altura, al ser las superficies σ cada vez menos empinadas y estar más espaciadas que en la capa límite.

Sin embargo, queda todavía por tratar un problema que se puede presentar asociado también a laderas empinadas, ilustrado en la figura 2.3.a). Puede ocurrir que uno de los dos puntos laterales en que se calcula el geopotencial de acuerdo con el esquema propuesto por Mahrer quede por debajo de tierra, en cuyo caso lo que se realizaría en realidad sería

una extrapolación. Para evitar los errores asociados a estas extrapolaciones del geopotencial (similares a los que se producen en las reducciones a nivel del mar en terreno elevado), Mahrer (1984) indica un método para el caso de un esquema numérico con diferencias espaciales no centradas, que exige interpolaciones del geopotencial y la presión a lo largo de la ladera. Este último aspecto plantea problemas, pues no está claro qué tipo de interpolación es más correcta en una superficie inclinada; además el método es bastante complejo, y se complica más al intentar aplicarlo a un esquema de diferencias centradas en una malla alternada horizontalmente. Al no encontrarse una solución realmente satisfactoria, en este estudio se ha optado por realizar en estos casos una aproximación sencilla, consistente en suponer que el gradiente de presión es constante para todos los puntos de viento situados por debajo del nivel más bajo en que se puede calcular el gradiente sin realizar extrapolaciones verticales ni interpolaciones en superficies inclinadas, como se ilustra en la figura 2.3.b).

A continuación se realiza una prueba comparativa de diversos esquemas para el cálculo del gradiente de presión. Se han tomado los dos puntos contiguos con la máxima pendiente en el dominio de aplicación del modelo (con alturas del suelo de 541 m y 1314 m sobre el nivel del mar, respectivamente), donde los problemas arriba explicados deben ser más notables, y se ha calculado el gradiente de presión en los 30 niveles verticales del modelo para una atmósfera horizontalmente homogénea, con diversos perfiles verticales. De esta manera, los valores de la aceleración que se obtengan permiten medir el error de los distintos esquemas, ya que el gradiente analítico es nulo.

Con el fin de tener una idea aproximada del espaciado en metros entre los niveles σ , se expone a continuación en la tabla I la altura sobre el suelo de los puntos donde se calcula el gradiente de presión en esta prueba comparativa, para el caso de la atmósfera estándar, definida por los siguientes parámetros:

- * Presión a nivel del mar: 1013.25 hPa.
- * Temperatura a nivel del mar: 15°C.
- * Gradiente térmico desde 0 a 11.000 m: 6.5°C/1000 m.
- * Atmósfera isoterma a partir de 11.000 m.

Se describen a continuación los esquemas que se han utilizado para la prueba comparativa. En lo que sigue se emplean las siguientes definiciones de operadores en diferencias finitas:

Indice del nivel	Altura sobre el suelo (m)
1	0
2	7
3	37
4	96
5	185
6	306
7	458
8	644
9	866
10	1125
11	1426
12	1770
13	2164
14	2612
15	3123
16	3685
17	4282
18	4897
19	5530
20	6183
21	6828
22	7459
23	8071
24	8656
25	9245
26	9880
27	10572
28	11331
29	12176
30	13132

TABLA 1. Altura (m) de los niveles verticales de temperatura para el caso de un perfil térmico estándar

$$\overline{\alpha}_x = \frac{\alpha_i + \alpha_{i-1}}{2} \quad (2.24)$$

$$\overline{\alpha}^\sigma = \frac{\alpha^k + \alpha^{k+1}}{2} \quad (2.25)$$

$$\alpha_x = \frac{\alpha_i - \alpha_{i-1}}{\Delta x} \quad (2.26)$$

En alguno de estos esquemas se utiliza el geopotencial en los puntos intermedios de las capas verticales. Para estos casos la distribución vertical de las variables varía, de forma que la temperatura y el geopotencial están situados en los mismos puntos. La discretización de la ecuación hidrostática que se ha aplicado en esta situación ha sido

$$\phi_{k+\frac{1}{2}} = \phi_{k-\frac{1}{2}} - \overline{RT}_v \ln\left(\frac{p_{k+\frac{1}{2}}}{p_{k-\frac{1}{2}}}\right) \quad (2.27)$$

donde $\overline{T}_v$ es la temperatura virtual media barométrica calculada a partir de $T_{k+\frac{1}{2}}$ y $T_{k-\frac{1}{2}}$.

1) Esquema A: La expresión más inmediata del gradiente de presión en coordenadas σ se puede obtener escribiendo p en función de σ , $p = \sigma p^* + p_t$, y sustituyendo en la fórmula 2.18,

$$-\nabla_\sigma \phi - \frac{RT_v}{\sigma p^* + p_t} \sigma \nabla_\sigma p^* =$$

$$-\nabla_\sigma \phi - \frac{RT_v}{p^* + \frac{p_t}{\sigma}} \nabla_\sigma p^* \quad (2.28)$$

La discretización es

$$-(\phi^{k+\frac{1}{2}})_x - \overline{\left(\frac{RT_v^{k+\frac{1}{2}}}{p^* + \frac{p_t}{\sigma^{k+\frac{1}{2}}}} \right)}^x p_x^* \quad (2.29)$$

2) Esquema B: Otra forma en que se puede escribir el gradiente de presión en coordenadas σ es

$$-\nabla_\sigma \phi - RT_v \left(1 - \frac{p_t}{p}\right) \nabla_\sigma (\ln p^*) \quad (2.30)$$

para lo que se ha utilizado la definición de σ , teniendo en cuenta que $\frac{\nabla p^*}{p^*} = \nabla(\ln p^*)$.

La discretización es

$$-(\phi^{k+\frac{1}{2}})_x - \overline{RT_v^{k+\frac{1}{2}} \left(1 - \frac{p_t}{p^{k+\frac{1}{2}}}\right)}^x (\ln p^*)_x \quad (2.31)$$

3) Esquema C: Se trata de un esquema del tipo propuesto por Janjic, con $\xi = \ln p$.

La discretización es en este caso

$$-(\bar{\phi}^\sigma)_x - \overline{RT_v}^x (\overline{\ln p}^\sigma)_x \quad (2.32)$$

4) Esquema D: Janjic (1977) recomendó la utilización de $\xi = (\ln p)^2$, con el fin de minimizar el error que se puede cometer en los esquemas del tipo que propone, al interpolar ϕ linealmente en ξ . Este valor lo recomendaba en concreto para el caso de que el límite superior del modelo estuviera en 200 mb. El esquema es entonces

$$-(\bar{\phi}^\sigma)_x - \frac{\overline{RT_v}^x}{2(\ln p)^{k+\frac{1}{2}}} (\overline{(\ln p)^{2\sigma}})_x \quad (2.33)$$

donde $(\ln p)^{k+\frac{1}{2}} = \frac{\ln p^k + \ln p^{k+1}}{2}$.

5) Esquema E: Es el esquema que se aplica en este estudio en los niveles bajos del modelo, siguiendo las ideas de Mahrer (1984), tal como se ha descrito anteriormente.

Se han realizado tres pruebas con distintos perfiles térmicos:

* Prueba 1: Atmósfera estándar (los parámetros son los indicados arriba).

* Prueba 2: Como la anterior, salvo que el gradiente térmico entre 0 y 11.000 m es de $9.8^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$ (gradiente adiabático para el aire seco).

* Prueba 3: Como la prueba 1, salvo que se incluye una inversión entre 1000 y 1500 m, con un gradiente térmico de $-6^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$.

Los resultados obtenidos se muestran en las tablas II, III y IV, correspondientes respectivamente a las pruebas 1, 2 y 3.

En el caso del perfil térmico correspondiente a la atmósfera estándar, se puede ver que el esquema que mejores resultados da hasta el nivel 25 (por debajo del cambio de gradiente) es el D, seguido del C, B, y E, mientras que el A da claramente el mayor error en la mayoría de estos niveles. En cambio, en la estratosfera (representada por la zona superior de gradiente nulo) los mejores esquemas son el C y el E, y el peor el D. El buen resultado que dan el C y el E en esa zona es de esperar, ya que ambos se basan en una interpolación lineal en $\ln p$, y por ello deben dar un resultado exacto (salvo errores de redondeo) en capas isotermas. Destaca el importante error (una aceleración espúrea de casi $1.5 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) en el último nivel para el esquema D; esto concuerda con la observación de Janjic (1979) acerca de que el valor óptimo del exponente de $\ln p$ (el esquema D utiliza $\xi = (\ln p)^2$) disminuye al aumentar la altura del límite superior del modelo. Por otro lado, en la zona de cambio de gradiente (nivel 26) todos los esquemas dan un error apreciable de similar magnitud.

Al sustituir el gradiente de $6.5^{\circ}\text{C}/1000 \text{ m}$ por el gradiente adiabático en la zona de la troposfera, se observa (tabla III) que aumenta en general el error hasta el nivel 25 respecto al caso anterior. Esto es coherente con el análisis de Shen et al. (1986), que indica que, para el caso de gradiente térmico adiabático, una buena aproximación del geopotencial debe incluir términos cúbicos en $\ln p$, mientras que para el de gradiente estándar en la troposfera basta con términos cuadráticos. Lo último aclara también el comportamiento particularmente bueno del esquema D en el caso previo (tabla II). La única excepción a este aumento del error se da en el esquema A, aunque la mejora no es muy significativa, siendo de nuevo el esquema de peor comportamiento global. En lo que respecta a la

estratosfera, el comportamiento es similar al del caso anterior.

Finalmente, al introducir una inversión fuerte en niveles bajos en el perfil térmico estándar, se produce un drástico aumento del error en niveles bajos para todos los esquemas salvo el esquema E (tabla IV). La base de la inversión está situada a una altura intermedia en la ladera considerada, lo que resalta el problema que se puede presentar en el caso de laderas empinadas y alta resolución vertical en niveles bajos. El buen comportamiento del esquema E en estas circunstancias, con un error entre 1 y 2 órdenes de magnitud menor que el de los demás hasta el nivel 9, es el motivo de su utilización en las simulaciones del presente trabajo. En el resto de los niveles, el comportamiento de los esquemas es similar al de la prueba 1.

Como conclusión de estas pruebas, se puede decir que el esquema E da los resultados más equilibrados en niveles bajos, al no tener un comportamiento muy distinto en las tres situaciones analizadas. Los esquemas C y D dan mejores resultados que el A y el B en los demás niveles; el D da menos error para los gradientes esperables en la troposfera, mientras que el C es superior para capas isotermas. El esquema C parece tener un comportamiento más equilibrado que el D (al menos si el límite superior está en 100 mb, como en estas simulaciones), y además es menos costoso computacionalmente, pues el esquema D exige el cálculo de varios logaritmos más por cada punto de malla. Por estas razones, en las simulaciones de este estudio se ha aplicado el esquema C en los demás niveles.

Indice del nivel	Esquema A	Esquema B	Esquema C	Esquema D	Esquema E
2	.812	-.001	.020	.009	-.040
3	.810	-.001	.020	.009	-.040
4	.806	-.002	.019	.009	-.040
5	.799	-.004	.019	.009	-.040
6	.791	-.006	.018	.008	-.040
7	.779	-.009	.016	.008	-.145
8	.765	-.012	.015	.007	-.045
9	.749	-.017	.013	.006	-.036
10	.728	-.023	.010	.005	-.264
11	.704	-.030	.006	.004	-.257
12	.674	-.039	.001	.002	-.222
13	.639	-.051	-.005	.000	-.172
14	.596	-.067	-.014	-.003	-.096
15	.543	-.088	-.026	-.007	.048
16	.493	-.102	-.035	-.010	.146
17	.436	-.119	-.047	-.013	.104
18	.390	-.123	-.052	-.013	-.007
19	.324	-.144	-.069	-.016	-.274
20	.271	-.149	-.076	-.016	-.268
21	.219	-.153	-.082	-.015	-.261
22	.169	-.155	-.087	-.014	-.250
23	.123	-.153	-.090	-.013	-.234
24	.081	-.149	-.089	-.011	-.214
25	.019	-.165	-.116	-.012	-.242
26	-.330	-.490	-.481	-.339	-.581
27	.298	.121	-.005	.202	-.005
28	.249	.145	.000	.299	.000
29	.197	.167	.000	.463	.000
30	.155	.188	.000	.780	.000
31	.134	.178	.000	1.466	.000

Tabla II. Errores cometidos en el cálculo de la aceleración por la fuerza del gradiente de presión (10^{-3}m s^{-2}) para el caso de un perfil térmico estándar

Indice del nivel	Esquema A	Esquema B	Esquema C	Esquema D	Esquema E
2	.692	.045	.047	.012	-.089
3	.689	.045	.046	.011	-.089
4	.685	.043	.045	.011	-.089
5	.678	.041	.044	.010	-.089
6	.668	.038	.042	.009	-.089
7	.656	.034	.040	.008	-.225
8	.641	.029	.037	.006	-.090
9	.622	.022	.033	.003	-.037
10	.600	.013	.027	.000	-.367
11	.573	.003	.021	-.003	-.388
12	.541	-.011	.013	-.008	-.335
13	.501	-.028	.002	-.014	-.260
14	.454	-.050	-.013	-.023	-.149
15	.395	-.080	-.033	-.034	.061
16	.343	-.100	-.048	-.041	.203
17	.283	-.125	-.066	-.050	.218
18	.239	-.132	-.073	-.052	.061
19	.171	-.162	-.099	-.064	-.389
20	.122	-.171	-.108	-.066	-.379
21	.074	-.179	-.116	-.067	-.365
22	.030	-.184	-.122	-.066	-.346
23	-.010	-.186	-.124	-.064	-.322
24	-.044	-.185	-.122	-.060	-.292
25	-.105	-.210	-.158	-.073	-.328
26	-.174	-.243	-.208	-.091	-.378
27	-.419	-.460	-.464	-.298	-.623
28	.205	.119	-.105	.147	-.111
29	.279	.253	.000	.390	.000
30	.243	.271	.000	.656	.000
31	.225	.263	.000	1.232	.000

Tabla III. Errores cometidos en el cálculo de la aceleración por la fuerza del gradiente de presión (10^{-3}m s^{-2}) para el caso de un perfil térmico con un gradiente adiabático seco en la troposfera

Indice del nivel	Esquema A	Esquema B	Esquema C	Esquema D	Esquema E
2	4.192	3.096	3.148	3.175	.030
3	4.274	3.154	3.200	3.230	.030
4	4.326	3.156	3.188	3.225	.030
5	3.908	2.674	2.689	2.735	.030
6	1.527	.291	.302	.349	.030
7	-1.348	-2.552	-2.535	-2.490	.118
8	-1.821	-2.867	-2.801	-2.774	-.042
9	-.177	-1.020	-.883	-.880	-.040
10	.604	-.158	.010	.005	-.274
11	.579	-.165	.006	.004	-.261
12	.549	-.175	.001	.002	-.225
13	.513	-.187	-.005	.000	-.173
14	.469	-.203	-.014	-.003	-.096
15	.416	-.224	-.026	-.007	.050
16	.365	-.238	-.036	-.010	.151
17	.307	-.255	-.048	-.013	.093
18	.260	-.260	-.053	-.013	-.020
19	.194	-.281	-.071	-.016	-.278
20	.140	-.286	-.078	-.016	-.273
21	.087	-.290	-.084	-.016	-.265
22	.036	-.292	-.089	-.015	-.254
23	-.011	-.291	-.092	-.013	-.239
24	-.054	-.287	-.091	-.011	-.218
25	-.117	-.303	-.118	-.013	-.247
26	-.599	-.798	-.692	-.543	-.753
27	.164	-.017	.000	.212	.000
28	.108	.002	.000	.307	.000
29	.056	.025	.000	.475	.000
30	.013	.046	.000	.800	.000
31	-.009	.036	.000	1.504	.000

Tabla IV. Errores cometidos en el cálculo de la aceleración por la fuerza del gradiente de presión (10^{-3}m s^{-2}) para el caso de un perfil térmico estándar con una inversión entre 1000 y 1500 m de altura

2.3.3. Esquema de advección mejorado

Un conocido problema del esquema de interpolación cúbica a contracorriente (en inglés "cubic spline upstream interpolation") es su tendencia a generar ondulaciones y máximos y mínimos locales espúreos ("overshooting") en zonas donde el campo advectado presenta fuertes cambios de pendiente o discontinuidades. Como indican Bermejo y Staniforth (1992), éste es en realidad un problema de cualquier aproximación de orden mayor que 1 (interpolación lineal) en las cercanías de puntos donde la función a aproximar no es suficientemente suave.

Para controlar estas ondas espúreas y las producidas por otros motivos, el remedio habitual consiste en introducir una difusión suficientemente grande o unos filtros selectivos en longitud de onda (p. ej. Mahrer y Pielke, 1978). En cuanto a los máximos y mínimos espúreos, un procedimiento frecuente para controlarlos es acotar los valores absolutos que puede tomar una variable por motivos físicos (p. ej. asignar un valor nulo a la humedad específica siempre que los cálculos den un valor negativo de ésta). Sin embargo, este último método es incapaz de controlar las ondulaciones espúreas que se pueden producir dentro de esos límites absolutos, como resaltan Bermejo y Staniforth (1992).

Estos autores proponen en dicho artículo un método para convertir esquemas de interpolación de orden mayor que 1 en esquemas cuasi-monótonos. Por cuasi-monótono se entiende un esquema de orden mayor que 1 que sea capaz de conservar la forma de la solución y de eliminar las ondulaciones espúreas en zonas cercanas a fuertes gradientes del campo aproximado. Aunque el análisis que realizan en el artículo está centrado en esquemas de advección semi-lagrangianos, el método es aplicable también para otros esquemas, como el de interpolación cúbica a contracorriente utilizado en el presente modelo. La base del método es mantener la aproximación de orden elevado en zonas donde la función tiene una forma suave y realizar una aproximación lineal en aquellas zonas donde las variaciones del campo son bruscas, con el fin de preservar en lo posible la monotonicidad y positividad del esquema. El algoritmo consiste en lo siguiente:

- 1) Se calcula la aproximación de orden alto u_{n+1}^* .
- 2) Se obtienen los valores máximo u^+ y mínimo u^- del campo en los puntos de la malla que rodean el punto donde se ha obtenido la interpolación anterior.
- 3) La solución se obtiene entonces como sigue:

$$\begin{aligned}
u_{n+1} &= u^+ & \text{si} & & u_{n+1}^* > u^+ \\
u_{n+1} &= u^- & \text{si} & & u_{n+1}^* < u^- \\
u_{n+1} &= u_{n+1}^* & \text{en otro caso.}
\end{aligned}$$

Como muestran Bermejo y Staniforth en el artículo mencionado, este algoritmo es capaz de eliminar las ondulaciones espúreas en las cercanías de gradientes fuertes, al tiempo que mantiene la precisión de la aproximación de orden elevado en las zonas donde la función tiene un perfil suave. Este algoritmo es además eficiente y sencillo, pues requiere una intervención mínima en el código.

A modo de ilustración de las características del nuevo esquema, se ha simulado la advección de un escalar pasivo con una zona frontal marcada, aplicando primero el esquema antiguo de interpolación cúbica y luego el nuevo esquema cuasi-monótono. Se observa claramente en la figura 2.4. cómo el nuevo esquema evita totalmente las ondulaciones espúreas que se producen principalmente a barlovento del frente, manteniendo la positividad. Por otro lado, en las simulaciones realizadas se ha observado además que el nuevo esquema precisa de una difusión bastante menor que la del antiguo para controlar la inestabilidad numérica no lineal.

2.3.4. Esquema de contorno

Las condiciones de contorno constituyen un problema particularmente importante, específico de los modelos de área limitada. Como indica Davies (1983), buena parte de las complicaciones que plantean son debidas a que la búsqueda de una especificación correcta de las condiciones de contorno suscita cuestiones muy fundamentales de existencia y unicidad de las soluciones. Oliger y Sundström (1978) muestran que, para el conjunto de ecuaciones primitivas hidrostático y no difusivo, no existe ninguna especificación local de condiciones de contorno que permita que el problema esté matemáticamente bien planteado. En concreto, en los modelos hidrostáticos se suelen sobre-especificar las condiciones de contorno, lo que de acuerdo con Oliger y Sundström (1978) es una fuente de ruido en las soluciones. Sin embargo, como indica Davies (1976), este problema se puede soslayar variando la

naturaleza de las ecuaciones, p. ej. mediante la introducción de términos difusivos en la zona de contorno, lo que permite aumentar el número de variables que se pueden especificar en el contorno. El buen funcionamiento de numerosos modelos de área limitada que utilizan diversas técnicas de este tipo, basadas en un enfoque más pragmático que teórico, justifica asimismo su adopción.

Davies (1983) examina diversos esquemas de contorno, prestando atención a la forma en que el esquema trata de evitar el problema de la sobreespecificación y a las propiedades tanto de las ecuaciones continuas con los términos adicionales en las zonas de contorno, como de ciertas aproximaciones en diferencias finitas de dichas ecuaciones. Los criterios que utiliza para valorar la bondad de un esquema son:

- 1) Las ondas entrantes deben ser transmitidas al interior sin cambios apreciables en la fase o la amplitud.

- 2) Las ondas salientes no deben ser reflejadas de forma significativa.

El primer esquema que analiza consiste en introducir una zona de difusión aumentada junto al contorno, método utilizado p. ej. por Mesinger (1977). El comportamiento de un esquema concreto de diferencias finitas al aplicar este método le hace desaconsejar su uso, ya que plantea exigencias contradictorias sobre la anchura de la zona de contorno y la intensidad de la difusión: la zona debe ser relativamente pequeña y la difusión suficientemente débil para no afectar significativamente a las ondas entrantes de interés meteorológico, mientras que por otro lado se debe tener una zona relativamente amplia y con una difusión apreciable para amortiguar la reflexión indeseada de ondas salientes.

Otro esquema consiste en modificar la tendencia de las variables en la zona de contorno hacia una tendencia especificada externamente, realizando una media ponderada entre las tendencias externa e interna en dicha zona. Este esquema ha sido propuesto por Kessel y Winninghoff (1972) y Perkey y Kreitzberg (1976). La alteración de las ecuaciones consigue el objetivo de superar el problema de la sobreespecificación, pero asimismo produce una disminución en la longitud de onda de las perturbaciones que atraviesan la zona de contorno y con ello un aumento de los gradientes, lo que exige la aplicación de un filtro o de una mayor difusión. La necesidad de aumentar la difusión hace que este segundo esquema de contorno pueda presentar los mismos problemas que el primero expuesto, según indica Davies (1983).

Un tercer esquema es el propuesto por Davies (1976), que consiste en relajar las

variables de pronóstico en la zona de contorno hacia valores dados externamente. Esta modificación de las ecuaciones permite también evitar el problema de la sobreespecificación, sin introducir en este caso un efecto negativo como el descrito en el párrafo anterior. Sin embargo sí se debe tener cuidado en el diseño de la zona de contorno: la variación del factor de relajación debe ser gradual en la zona de contorno, y la elección de los valores de este factor debe hacerse de forma que se transmita correctamente la información y que no se produzca reflexión apreciable. Este esquema es muy utilizado en modelos operativos de área limitada (Majewski, 1991; Cullen, 1991).

Un esquema con base distinta a los anteriores es el llamado esquema de contorno radiativo (Orlanski, 1976; Miller y Thorpe, 1981), que no implica modificar las ecuaciones en las zonas contiguas a los contornos, sino asignar los valores de las variables en las fronteras suponiendo que en ellas es válida la relación

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + c_{\phi} \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad (2.34)$$

donde ϕ es una cualquiera de las variables de pronóstico y c_{ϕ} es una velocidad de fase de la variable. Esta velocidad o bien tiene un valor fijo basado en alguna suposición acerca del tipo de ondas predominante en el modelo, o un valor variable que se estima a partir del comportamiento de la variable de pronóstico en la zona contigua a la frontera. Si esta velocidad de fase está dirigida hacia fuera, se calcula el valor en la frontera mediante la fórmula antes expuesta; en caso contrario, no se varía el valor en la frontera. Se trata de una condición de contorno cuyo objetivo no es introducir información externa, sino dejar pasar las perturbaciones generadas externamente con un mínimo de reflexión. La utilización de diversas variantes de este esquema está bastante extendida en simulaciones numéricas de convección (p. ej. Clark, 1979; Cho y Clark, 1981), de ondas de montaña (p. ej. Klemp y Lilly, 1978; Hoinka, 1985), de interacción de frentes fríos con orografía (p. ej. Schumann et al., 1987; Heimann, 1990) y en estudios de flujo en terreno complejo (p. ej. Physick y Abbs, 1991).

Un problema frecuentemente asociado al uso de esta condición de contorno es la llamada "deriva" de las soluciones, pues éstas se van apartando progresivamente de un estado de referencia medio. Clark (1979) lo atribuyó a la ausencia de información acerca de la inercia de la atmósfera fuera de los contornos del modelo. Como remedio, Cho y Clark (1981) propusieron añadir un término de relajación hacia un estado de referencia

en los puntos de frontera. Esta modificación persigue también introducir información externa en el modelo. Para conseguir esto último se incluye en ocasiones un gradiente de presión sinóptico en las ecuaciones del movimiento (Physick y Abbs, 1991); pero como explican estos autores, puede ser bastante complicado definir un gradiente sinóptico apropiado para la zona de interés.

Se han realizado numerosas pruebas con diversas condiciones de contorno para escoger las más apropiadas para este estudio. Anthes y Warner (1978) indican que es importante especificar correctamente los valores de las variables en la frontera, ya que determinan los valores medios de éstas en el modelo, en mayor medida cuando el dominio es pequeño, como es el caso de este trabajo. Por ello desaconsejan la utilización de esquemas basados en algún tipo de extrapolación. La predecibilidad en un modelo de área limitada depende además fuertemente de las condiciones de contorno (Vukicevic y Errico, 1990). Por otro lado, dado que se pretende estudiar el flujo a mesoescala para diversas situaciones sinópticas, es necesario introducir eficazmente la información externa de mayor escala. Queda excluida por todo ello la aplicación de condiciones de contorno radiativas sin las modificaciones antedichas, aunque se ha comprobado que cumplen muy bien la función de dejar salir las perturbaciones internas con poca reflexión. La modificación propuesta por Cho y Clark (1981) parece afectar negativamente a estas buenas propiedades, de acuerdo con una prueba realizada. Se ha elegido por ello el esquema de contorno de Davies que, de acuerdo con la discusión realizada, parece ser el que mejor compagina la transmisión de datos externos con una limitación de la reflexión de perturbaciones internas salientes. Sin embargo este esquema se ha aplicado con una modificación, siguiendo una sugerencia de Anthes y Warner (1978): en la frontera no se especifica directamente el valor externo, dado que esto puede inducir gradientes horizontales importantes en niveles bajos cerca de los contornos, debido a la ausencia de estructura de capa límite en el análisis de mayor escala disponible. En vez de ello, se calculan también los procesos de capa límite en la frontera y se relaja el valor obtenido hacia el dato externo.

Por otro lado, el contorno superior puede ser también fuente de ruido si no se trata adecuadamente. Concretamente, la condición habitualmente utilizada, consistente en anular la velocidad vertical en el límite superior del modelo, es muy reflectiva, tanto si el límite superior está situado a una altura finita como si lo está en $p=0$, como expone Clark (1991). Por ello se utiliza a menudo una capa en la parte superior del dominio que absorba la energía

que entra en ella. Un análisis de las características de la capa absorbente vertical se puede encontrar en Klemp y Lilly (1978). Para dicha capa se puede emplear tanto una difusión horizontal aumentada, como un término de relajación. Los valores del coeficiente de difusión adicional o del de relajación deben aumentar gradualmente desde un valor nulo en la base de la capa absorbente hasta uno máximo en el límite superior del dominio del modelo. Otra alternativa, utilizada en ocasiones, es la condición de contorno radiativa vertical propuesta por Bougeault (1983) y Klemp y Durran (1983). Esta condición está diseñada para transmitir sin reflexión la energía de ondas de gravedad internas. Como indica Clark (1991), para su aplicación general este método se debería extender al tratamiento de todo tipo de ondas (de gravedad, de Rossby, de Kelvin). Rasch (1986) ha avanzado en esta dirección, desarrollando una condición de contorno vertical apropiada para un modelo lineal en el plano β ; esta condición de contorno tiene en cuenta tanto ondas de gravedad como de Rossby.

Para el presente estudio se ha aplicado el método de la capa absorbente, mediante una difusión aumentada en los niveles contiguos al límite superior. No está todavía desarrollado para el caso general el otro método descrito, que requiere un esfuerzo bastante mayor de programación que el de la capa absorbente, para el que sólo hace falta aumentar gradualmente el coeficiente de difusión horizontal en los últimos niveles verticales. Una desventaja del método elegido es que su aplicación rigurosa exigiría una capa absorbente de un gran espesor y con un número elevado de puntos, con el consiguiente coste computacional. Aquí se han dedicado a este fin los últimos cinco niveles, lo que si bien no cumple totalmente las exigentes condiciones anteriores, sí parece limitar suficientemente las reflexiones de ondas en el contorno superior, pues los resultados de las simulaciones realizadas no muestran signos de ruido apreciable.

2.3.5. Esquema de trayectorias

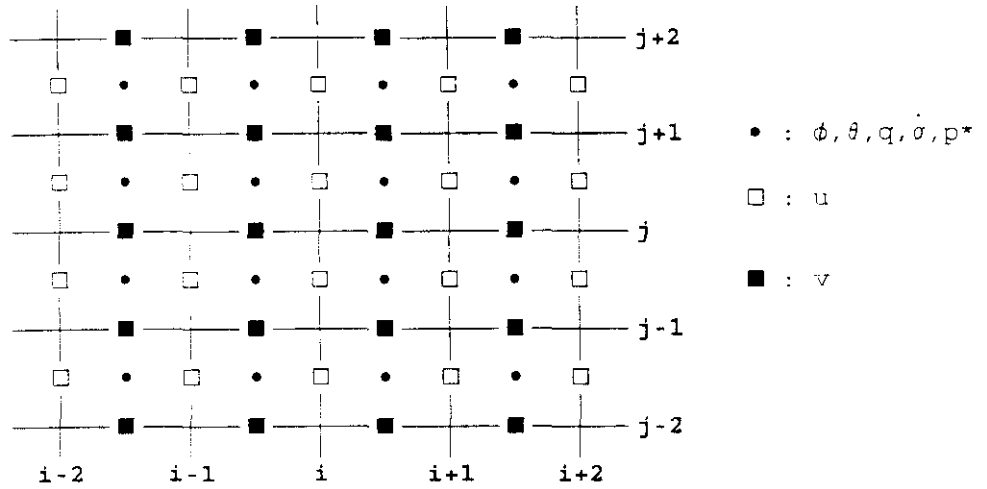
Con el fin de mostrar la potencialidad del presente modelo a mesoescala para simular y predecir el transporte de contaminantes atmosféricos, se ha introducido una subrutina de cálculo de trayectorias tridimensionales. El trazado de trayectorias permite asimismo describir gráficamente algunos aspectos del flujo.

Ullasz (1993) describe un sistema de modelado de la dispersión atmosférica a mesoescala, en el que incluye el cálculo de trayectorias como la opción más sencilla de un modelo lagrangiano de dispersión de partículas. Explica también que la dispersión de

contaminantes a mesoescala está relacionada principalmente con la advección por el viento a escala resoluble obtenido de la simulación meteorológica; la importancia de la difusión turbulenta es en este caso bastante menor que en el de la dispersión a pequeña escala.

Un estudio similar al presente es el realizado por Ulrickson y Mass (1990a, b). En él, tras realizar una verificación del modelo aplicado, estudian el transporte de contaminantes para algunas situaciones sinópticas, mediante el cálculo de trayectorias de partículas representativas de parcelas de aire con flotabilidad neutra y no dispersivas. Aquí se ha seguido la misma aproximación, incluida la forma de calcular las trayectorias: integración temporal hacia adelante e interpolación lineal en tres dimensiones para determinar las componentes del viento advectivo.

MALLA HORIZONTAL



MALLA VERTICAL

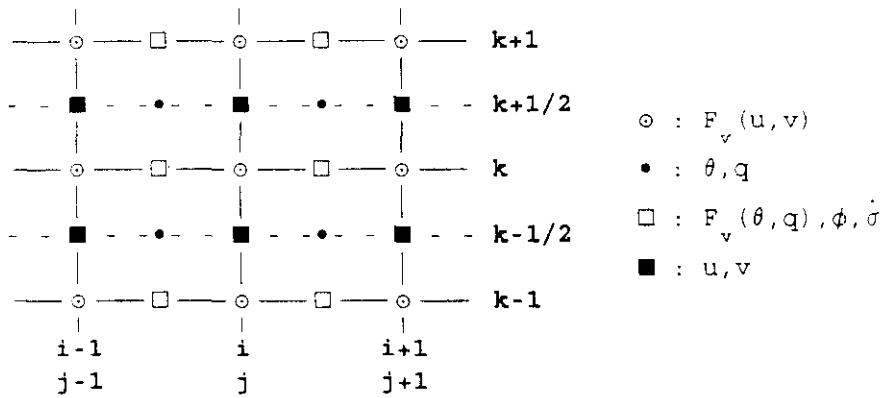


Figura 2.1. Disposición horizontal y vertical de las variables en la malla del modelo

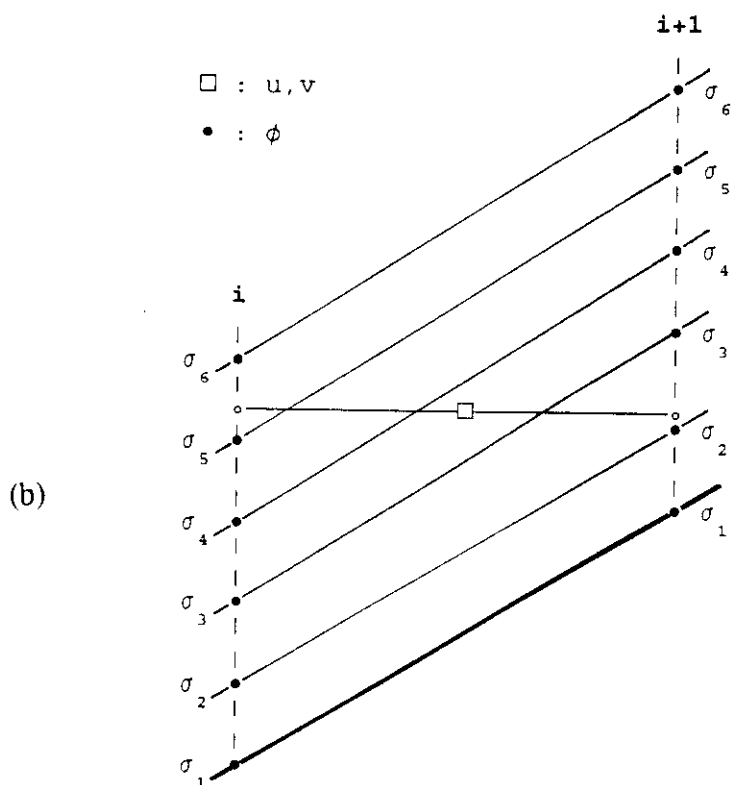
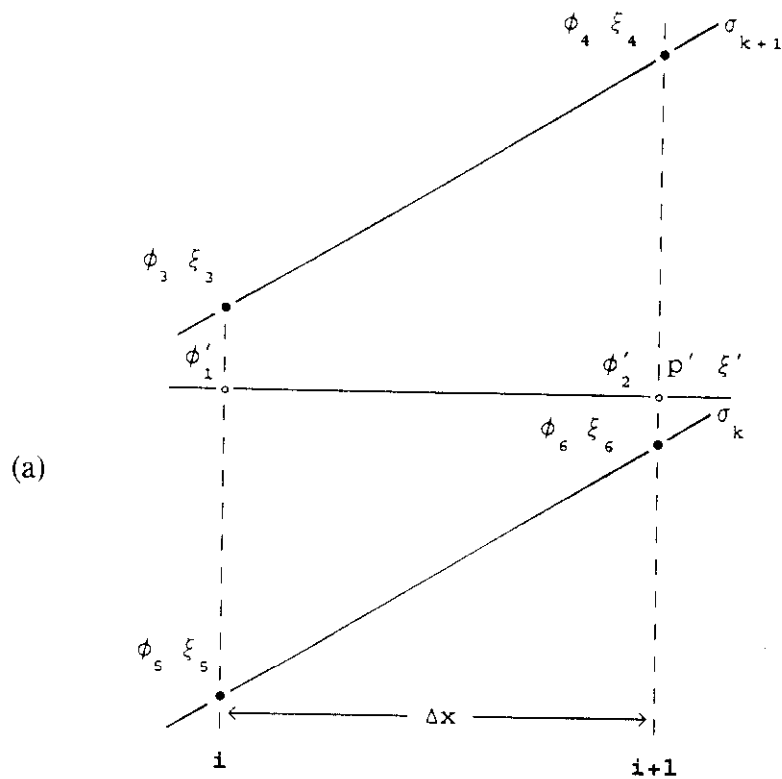


Figura 2.2. (a) Esquema gráfico para el cálculo del término del gradiente de presión por el método propuesto por Janjic (b) Ejemplo de situación en que el esquema propuesto por Janjic es hidrostáticamente inconsistente

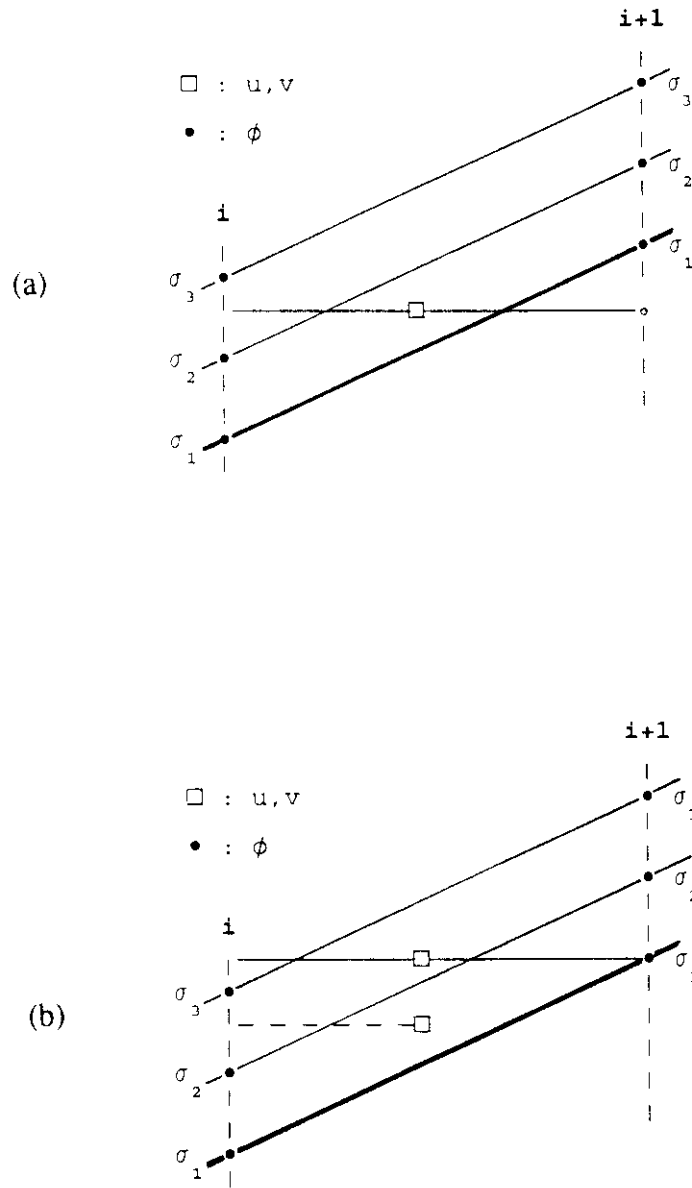


Figura 2.3. (a) Ejemplo de situación en que el esquema propuesto por Mahrer implica extrapolaciones del geopotencial por debajo del suelo (b) Esquema gráfico de la aproximación del término del gradiente de presión aplicada en situaciones como la de la figura 2.3.a)

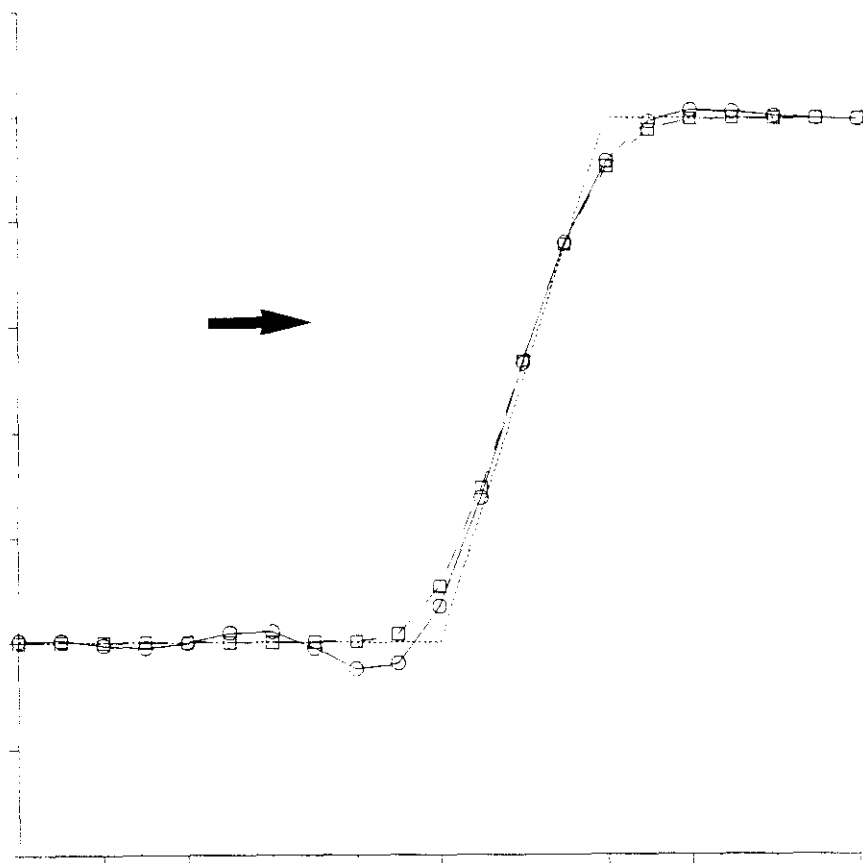


Figura 2.4. Advección de una zona frontal por un viento constante en la dirección indicada por la flecha: solución exacta (-----), interpolación cúbica a contracorriente (○—○—○) e interpolación cúbica a contracorriente con la corrección propuesta por Bermejo y Staniforth (□—□—□)

3. DESCRIPCIÓN DE LAS SIMULACIONES

El objetivo de este estudio es simular el flujo a mesoescala en la zona centro de la Península Ibérica para distintas situaciones sinópticas. Los elementos de forzamiento a mesoescala ligados al terreno que se van a considerar son:

- El forzamiento orográfico directo como obstáculo al flujo, que produce diversos fenómenos conocidos tales como desviación y separación del flujo, ondas de montaña, canalizaciones, etc.

- El forzamiento orográfico indirecto a través del calentamiento diferencial debido a la distinta elevación de los terrenos, que produce diversas circulaciones inducidas térmicamente tales como vientos de ladera, vientos de montaña y valle, etc.

Una adecuada asignación de la orografía tiene por ello una importancia central en este trabajo; su obtención y tratamiento se discuten en el apartado 3.2.

No se incluyen en cambio los efectos asociados a las inhomogeneidades en el tipo de vegetación y de suelo, por las razones que se discuten en el apartado 3.5.

Como se aplica un esquema explícito para simular los procesos de nubosidad y precipitación, se pueden producir efectos en el flujo debido a dichos procesos, p. ej. variaciones importantes en la componente ageostrófica (como indican Hsie et al., 1984) o circulaciones asociadas a alguna inestabilidad del flujo en zonas saturadas, tal como la llamada inestabilidad simétrica condicional, que se puede simular al menos en parte explícitamente en un modelo hidrostático con la resolución utilizada aquí, de acuerdo con los resultados de Persson y Warner, 1993. Sin embargo, como en las situaciones meteorológicas escogidas no se produjo precipitación alguna, o fue poco importante en la mayor parte del dominio, en este estudio se presta poca atención a los procesos nubosos y sus efectos.

Por otro lado, en este capítulo se describen el dominio y resolución utilizados, la selección de las situaciones sinópticas y la asignación de valores a diversos parámetros del modelo, así como el tipo de resultados que se muestran y discuten en el siguiente capítulo, junto con las comparaciones que se realizan con datos de observación disponibles para comprobar la bondad de las simulaciones.

3.1. Dominio y resolución

3.1.1. Dominio y parámetros de la proyección

El dominio utilizado es una zona de 390x350 km (incluyendo los puntos de frontera) en el centro de la Península Ibérica, que está limitada aproximadamente por los meridianos 2°W y 7°W y por los paralelos 39°N y 42°N, como se ve en la figura 3.1.a). Los elementos geográficos más importantes y las capitales de provincia incluidos en el dominio están indicados en la figura 3.1.b). Esta zona se ha escogido de forma que esté aproximadamente centrada en la Comunidad de Madrid y que incluya enteramente el elemento orográfico de importancia más cercano a ésta, como es el Sistema Central.

Como se indicó en el apartado 2.1.1., con una elección adecuada de los parámetros de la proyección Lambert se puede conseguir que el factor de escala m se aparte poco de la unidad. Aquí se han tomado como paralelos estándar los paralelos 39°N y 42°N, que limitan aproximadamente el dominio de la simulación. En dichos paralelos el factor de escala es igual a uno. Con ello el valor de m que más se aparta de la unidad en todo el dominio es 0.9996, y por lo tanto las distancias en la malla proyectada son con mucha aproximación iguales a las distancias reales en la esfera. Por otro lado, se ha elegido el meridiano 4°W como meridiano de referencia, cuya orientación coincide con la del eje y del plano de la proyección. Este meridiano divide aproximadamente por la mitad el dominio; con ello se consigue que la orientación de los demás meridianos difiera muy poco de éste y que la rotación de las componentes N y S del viento para convertirlas en componentes x e y en la proyección sea prácticamente despreciable.

3.1.2. Resolución horizontal

La resolución horizontal utilizada es uniforme: $\Delta x = \Delta y = 10$ km. Los criterios utilizados para elegir esta resolución son:

- 1) Resolver los aspectos más destacados del Sistema Central, de los Montes de Toledo y del valle del Tajo.
- 2) Asegurar la validez de la aproximación hidrostática.
- 3) Mantener el coste computacional y el tiempo de ejecución en unos niveles razonables.

Como se puede ver en las figuras 3.2.a) (donde se muestra un mapa de isolíneas

de altura orográfica del modelo) y 3.2.b) (donde se observa una vista tridimensional de la orografía del modelo), esta resolución es suficiente para conseguir el objetivo del primer punto; las principales características orográficas presentes en el modelo se discuten más detalladamente en el apartado 3.2.2.

En cuanto a la validez de la aproximación hidrostática, existen varios análisis basados en ecuaciones linealizadas para determinar las escalas horizontales en que ésta es válida. Martin (1981) analizó los errores debidos a la aplicación de la hidrostática en el estudio de brisas marinas. Según sus conclusiones, la validez de la aproximación hidrostática depende de la estabilidad de estratificación de la atmósfera, de forma que cuanto más estable es la estratificación, menores son las longitudes de onda horizontales para las que se pueden despreciar las aceleraciones verticales. En su estudio de brisas, el error es menor que un 2 % para longitudes de onda horizontales de 10 km en caso de estratificación neutra y para longitudes de onda de 1 km si la estratificación es estable. Esta dependencia de la validez de la ecuación hidrostática con la estabilidad se ha comprobado también en simulaciones de nubes (Tag y Rosmond, 1980) y de ondas de montaña.

Por otro lado, Wipperman (1981) y Orlanski (1981) analizaron este problema estudiando soluciones de las ecuaciones primitivas linealizadas en forma de ondas periódicas. Wipperman indica que la aproximación hidrostática es sólo válida para escalas horizontales mayores que 10 km aproximadamente, mientras que Orlanski da un criterio más restrictivo. Sin embargo, Pielke (1984) explica que las conclusiones basadas en análisis de este tipo (con ondas periódicas y sin condiciones de contorno) son sólo válidas para sistemas meteorológicos en los que la propagación de ondas de gravedad internas en la atmósfera libre son las perturbaciones predominantes.

Pielke (1972) y Martin (1981) realizaron un análisis numérico de la validez de la aproximación hidrostática también para brisas marinas, incluyendo la no linealidad de las ecuaciones, y llegaron a conclusiones similares a las indicadas anteriormente para ecuaciones lineales. Se han realizado simulaciones numéricas hidrostáticas con buenos resultados en mallas de espaciado horizontal de 5 km para estudiar p. ej. ondas de montaña (Hoinka, 1985; Bougeault y Lacarrère, 1989) y flujos a mesoescala con aplicación al transporte de contaminantes (Ulrickson y Mass, 1990a y b; Physick y Abbs, 1991). Anthes y Warner (1978) indican que cuando se aplica un modelo hidrostático con un espaciado de malla

de aproximadamente 5 km o menos se debe tener cuidado de que las aceleraciones verticales no sean importantes.

De acuerdo con esta discusión, el espaciado de malla de 10 km aplicado en este modelo parece suficientemente grande como para que la aproximación hidrostática introduzca poco error, máxime cuando la menor longitud de onda que efectivamente es capaz de resolver el modelo es mayor que $2\Delta x$ (las ondas de $2\Delta x$ son las peor representadas por los esquemas numéricos, y se tratan de eliminar mediante la difusión horizontal).

En lo que respecta al tercer criterio, esta resolución horizontal se ha aplicado con un paso de tiempo de 20 s, cercano al límite máximo de estabilidad dictado por las ondas más rápidas que se pueden producir en el modelo. Con ello las simulaciones, realizadas en una estación de trabajo HP 9000 Serie 700, han tardado aproximadamente 8 horas de tiempo real por cada 24 horas de simulación, lo que constituye un tiempo aceptable para una aplicación de investigación como la presente.

3.1.3. Resolución vertical

La resolución vertical debe ser consistente con la resolución horizontal, como indican Persson y Warner (1991). La consistencia significa que las escalas verticales que están relacionadas físicamente con las escalas horizontales resolubles también se resuelven con el espaciado vertical del modelo. Un espaciado de malla horizontal muy pequeño, si no va acompañado por una resolución vertical suficientemente elevada, puede provocar ruido por ondas de gravedad, como explican dichos autores. Sin embargo, indican también que el respeto estricto de la resolución vertical óptima para espaciados horizontales menores que 50 km puede provocar que se supere fácilmente el límite de los recursos informáticos disponibles, y que la aplicación de difusión horizontal aumenta la escala que efectivamente es capaz de resolver el modelo, con la consiguiente disminución de la amplitud de las ondas de gravedad espúreas.

Aquí se han utilizado 31 niveles verticales, un número elevado, dentro de lo posible. Este número es mayor que el que utilizan p. ej. Physick y Abbs (1991), que con una resolución horizontal de 5 km consideran 22 niveles verticales, aunque el límite superior de su modelo (12.000 m) es algo más bajo. Concretamente los niveles de cálculo del geopotencial en coordenadas σ considerados en el presente estudio son los siguientes: 1,

0.998, 0.992, 0.982, 0.968, 0.950, 0.928, 0.902, 0.872, 0.838, 0.800, 0.758, 0.712, 0.662, 0.608, 0.554, 0.500, 0.450, 0.400, 0.354, 0.312, 0.274, 0.240, 0.210, 0.180, 0.150, 0.120, 0.090, 0.060, 0.030, 0. La resolución, que es alta en niveles bajos (lo que es necesario para una buena simulación del intercambio turbulento en la capa límite planetaria), disminuye gradualmente hasta la mitad de la troposfera, y vuelve a aumentar posteriormente también de forma gradual hasta llegar a la tropopausa, para que ésta quede adecuadamente resuelta. La gradualidad en la variación del espaciado vertical es conveniente entre otros motivos para limitar la reflexión espúrea de ondas internas (Mesinger, 1991).

3.2. Topografía

3.2.1. Obtención y tratamiento

Se ha utilizado una orografía de alta resolución ($\Delta\varphi=1.6*10^{-3}^\circ$, $\Delta\lambda=2.5*10^{-3}^\circ$) facilitada por la Sección Departamental de Geodesia del Departamento de Geofísica y Meteorología de la UCM. Esta resolución corresponde a un espaciado horizontal de 200 m, aproximadamente. Las alturas del suelo en los puntos del modelo se han especificado de la siguiente forma:

1) Promediado de las alturas de todos los datos originales incluidos en cada casilla del modelo.

2) Aplicación de un filtro bidimensional en dos pasos, uno de suavizado y otro de restitución de la amplitud de ondas mayores que $2\Delta x$ (Shapiro, 1970). El filtro, de nueve puntos, es el siguiente:

$$\begin{aligned} \overline{h_{i,j}} = & h_{i,j} + \frac{k}{2} (1-k) (h_{i-1,j} + h_{i,j-1} + h_{i+1,j} + h_{i,j+1} - 4h_{i,j}) \\ & + \frac{k^2}{4} (h_{i-1,j+1} + h_{i-1,j-1} + h_{i+1,j-1} + h_{i+1,j+1} - 4h_{i,j}) \end{aligned} \quad (2.35)$$

donde h es la altura del suelo. Se ha aplicado este filtro con $k=0.5$ en el primer paso y con $k=-0.6$ en el segundo paso. Con ello se consigue eliminar totalmente las ondas de $2\Delta x$, las ondas de $4\Delta x$ sufren una disminución de amplitud de un 20% y para ondas de $6\Delta x$ o mayores la variación en la amplitud es menor que un 3%.

El filtrado de la orografía se utiliza en ocasiones en simulaciones numéricas (p. ej. Ulrickson y Mass (1991a)) y tiene un efecto beneficioso, pues limita la generación de ruido de onda corta por el forzamiento orográfico. En este caso contribuye asimismo a cumplir mejor con la condición de que las pendientes en el modelo sean mucho menores que 45° , al reducir

la máxima pendiente de 6° a 4.5° . Como se indicó en el apartado 2.1.1., del cumplimiento de esta condición depende la validez de las ecuaciones utilizadas.

3.2.2. Principales características orográficas

La orografía del modelo después del tratamiento descrito en el apartado anterior es la que se puede observar en las figuras 3.2.a) y 3.2.b). Los elementos orográficos más importantes que se resuelven son el Sistema Central, los Montes de Toledo, el Valle del Tajo y el Valle del Duero. Dentro del Sistema Central se detectan tres núcleos independientes, que de suroeste a noreste corresponden a la Sierra de Gredos y sierras circundantes, a la Sierra de Guadarrama y a la Sierra de Ayllón y picos cercanos. La máxima altura del modelo está en la zona de Gredos, con 1733 m. Entre estos tres núcleos existen dos zonas en forma de collado. Los Montes de Toledo también se distinguen del macizo de las Villuercas. En el extremo oeste del dominio se distingue la Sierra de la Peña de Francia, separada de la Sierra de Gredos por la cuenca del río Alagón, y en el este algunas elevaciones correspondientes a los Montes Universales. En cuanto a los valles, se ve el valle del Duero al norte, relativamente poco marcado salvo en su cabecera, y el valle del Tajo, más encajonado. Asimismo se distingue la cuenca baja del río Alberche, y una cuenca amplia correspondiente a los valles del Henares y el Jarama, separados del Tajo por una lengua de terreno elevado correspondiente a la comarca de La Alcarria. Cerca de la esquina noreste del dominio se observa el inicio del valle del Jalón, y cerca de la esquina suroeste el valle del Guadiana.

Entre los elementos destacables que no se resuelven están las cuencas altas del río Alberche, el valle del río Lozoya y el valle del río Jerte, así como todas las demás ondulaciones del terreno de igual o menor escala.

3.3. Selección de situaciones sinópticas

La selección de las situaciones meteorológicas estudiadas se ha basado en una clasificación de situaciones sinópticas tipo. Estas clasificaciones se pueden hacer definiendo tipos de tiempo o teniendo en cuenta las masas de aire, como indican Davis y Walker (1992). Los tipos de tiempo se caracterizan habitualmente mediante criterios hidrodinámicos, tales como presión en superficie, campos de viento y topografías de niveles altos. Estos tipos de tiempo se pueden relacionar con variables termodinámicas. En la aproximación por masas de aire, en cambio, se incluyen explícitamente como criterio de selección variables termodinámicas y otras característi-

cas de las masas de aire. Por otro lado, las clasificaciones pueden ser subjetivas (basadas en la experiencia y juicio del investigador) o automatizadas (se emplean ordenadores para subdividir las situaciones de acuerdo con los valores de diversas variables). Las clasificaciones subjetivas generalmente se asocian a la identificación de tipos de tiempo, según señalan Davis y Walker (1992).

Dado que este trabajo se centra en el estudio de flujos, se ha adoptado una clasificación de tipos de tiempo, obtenida mediante una evaluación subjetiva. Existen diversas clasificaciones de tipos de tiempo para la Península Ibérica. Entre ellas se pueden citar p. ej. las realizadas por Soler (1977), Font Tullot (1983) y Palomino (1991). Dependiendo de los criterios adoptados, el número de tipos de tiempo puede alcanzar valores elevados: Font Tullot (1983) distingue hasta 23 tipos, algunos de ellos con varios subtipos. En el presente trabajo no existe ánimo de exhaustividad en la inclusión de situaciones típicas; se ha tratado más bien de incluir episodios representativos de flujos sinópticos de todos los cuadrantes y alguna situación de flujo sinóptico débil, donde predominen las circulaciones locales generadas térmicamente. Los criterios utilizados para la caracterización de los tipos de tiempo han sido:

- a) Situación de los centros de alta y baja presión en superficie. Las situaciones típicas se identificarán como de altas presiones o bajas presiones según sea el sistema de presión que más afecta a la Península Ibérica.
- b) Topografía de 500 hPa.
- c) Dirección del viento geostrófico en superficie a escala sinóptica sobre la zona centro de la Península.

Con estos criterios se han definido los siguientes ocho tipos de tiempo:

- 1) Altas presiones de núcleo cálido sobre la Península. Como señala Soler (1977), este tipo de situación está asociado con gran frecuencia a la formación de inversiones térmicas de baja altura y a índices de contaminación muy elevados.
- 2) Altas presiones de núcleo cálido sobre las Islas Británicas o Europa Occidental, con viento geostrófico de componente este en la zona centro.
- 3) Altas presiones entre Azores y la Península Ibérica, con viento geostrófico de componente norte en la zona centro.
- 4) Altas presiones al oeste de las Islas Británicas y bajas presiones en el Mediterráneo occidental, con viento geostrófico del noreste en la zona centro.
- 5) Baja térmica de verano sobre la Península Ibérica. En esta situación predominan

claramente los flujos a mesoescala generados por el fuerte calentamiento del terreno situado a distintas alturas y por inhomogeneidades del suelo.

6) Bajas presiones al oeste de las Islas Británicas, con viento geostrófico del oeste-suroeste en la zona centro.

7) Bajas presiones entre las Islas Británicas y el norte de la Península, con viento geostrófico del nor-noroeste en la zona centro.

8) Bajas presiones sobre el Golfo de Cádiz, con viento geostrófico del sur-sureste sobre la zona centro.

9) Bajas presiones sobre el Mediterráneo occidental, con flujo geostrófico fuerte de componente norte en todos los niveles. Este tipo de tiempo se diferencia del 4) en que el gradiente de presión en la Península es más fuerte en todos los niveles y el flujo geostrófico tiene mayor componente N.

Para la selección se han utilizado los mapas en superficie y en altura del Boletín Meteorológico Diario del Instituto Nacional de Meteorología entre los años 1989 y 1992. Se ha escogido un episodio correspondiente a cada tipo de tiempo, salvo en el caso de la baja térmica de verano en que se han simulado dos episodios, dado el particular interés de dicha situación para este estudio, por predominar en ella los flujos a mesoescala. Los episodios concretos simulados se describen en el siguiente capítulo, junto con los resultados obtenidos en cada uno de ellos. A este fin se mostrarán análisis de presión en superficie, topografías de 850 hPa y de 500 hPa procedentes del Boletín Diario del INM. En cada situación se presentarán sólo aquellos mapas que sean relevantes para la breve descripción que se realiza del episodio concreto escogido.

3.4. Datos iniciales y de contorno

Para obtener los datos iniciales y de contorno del modelo se han empleado análisis sin inicializar procedentes del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio. Los análisis incluyen las componentes zonal y meridional del viento, la temperatura, la humedad específica y el geopotencial en los siguientes niveles p estándar: 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa, 250 hPa, 200 hPa, 150 hPa y 100 hPa. En dichos análisis, las variables están dispuestas en coordenadas longitud-latitud, con una distancia entre puntos de 0.5° . La interpolación a los puntos de la malla se realiza como se indica en el apartado 2.2., tanto para determinar los datos iniciales como los de contorno.

una vez determinados los distintos tipos de suelo correspondientes a cada celdilla, lo que puede distorsionar la magnitud de las inhomogeneidades.

Para determinar los valores de los parámetros más adecuados al dominio considerado, se han realizado diversas pruebas (que no se detallan aquí). Se ha distinguido entre parámetros de otoño-invierno (15 Octubre-15 Abril) y parámetros de primavera-verano (15 Abril-15 Octubre). Anthes et al. (1987) proponen valores de estos parámetros diferenciando la época del año como se acaba de indicar. Sin embargo, en las pruebas realizadas con estos valores se ha visto que la amplitud térmica obtenida es demasiado pequeña en comparación con la realmente observada en las dos mesetas, especialmente en verano. Los parámetros que más influyen en la amplitud térmica son la humedad disponible y la inercia térmica. Benjamin y Carlson (1986) dan unos valores de estos parámetros que reproducen con más aproximación la evolución térmica diurna real; en particular, para un tipo de suelo análogo dan un valor a la humedad disponible menor que el de Anthes et al. (1987). Se han tomado por ello los valores que proponen Benjamin y Carlson (1986), considerando el tipo de suelo semi-árido en verano y el tipo de suelo de cultivos y pastizales en invierno. El único valor que no se ha asignado según lo propuesto por estos autores es la rugosidad; se ha comprobado que los valores de 0,10 y 0,20 m. que indican respectivamente para suelo semi-árido y para suelo de cultivos y pastizales, contribuyen a valores del viento cerca del suelo demasiado altos en relación con los observados, en un dominio que incluye una amplia zona metropolitana como Madrid, zonas boscosas principalmente en montaña y muchas ondulaciones del terreno de escala inferior a la resuelta por el modelo, que en principio se deben tener también en cuenta. Por ello se ha asignado una rugosidad constante de 0,5 m en todo el dominio.

En resumen, los valores de estos parámetros utilizados concretamente en las simulaciones son los siguientes:

Epoca del año	Albedo A (%)	Humedad disponible M	Inercia térmica κ ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-0.5}$ K^{-1})	Emisividad ϵ	Rugosidad z_0 (m)
15 de Abril - 15 de Octubre	20	0.10	1672	0.85	0.50
15 de Octubre - 15 de Abril	15	0.30	2090	0.90	0.50

TABLA V. Valores de los parámetros del suelo

Los datos iniciales, una vez interpolados, se someten a una inicialización por filtros digitales, tal como se explica también en el apartado 2.2. Los análisis se tienen cada 6 horas (a las 0, 6, 12 y 18h TU). Los valores en el contorno para cada paso de tiempo se determinan interpolando linealmente en el tiempo los correspondientes valores de los análisis.

3.5 Asignación de parámetros del suelo

El esquema para determinar el balance energético en el suelo y predecir la temperatura en superficie precisa de la asignación de cinco parámetros, relacionados con las características del suelo: albedo A , emisividad de onda larga ϵ , humedad disponible M , rugosidad z_0 e inercia térmica κ . Existe otro parámetro más que interviene en el balance energético, la temperatura del subsuelo T_{sub} . Un examen de la influencia de cada parámetro se puede encontrar en Zhang y Anthes (1982) y Fernández (1992). Zhang y Anthes (1982) llegaron a la conclusión de que variaciones de la humedad del suelo, entre los márgenes normales, tienen efectos más significativos en las características de la capa límite que variaciones habitualmente observadas del albedo, la rugosidad o la inercia térmica.

Existen diversos procedimientos para asignar estos parámetros a cada celdilla. Una posible aproximación consiste en tratar de reproducir de una forma relativamente fiel las variaciones reales de estos parámetros, partiendo de mapas de tipo y uso de suelo, observaciones de satélite, etc.; esta vía es la escogida p. ej. por Benjamin y Carlson (1986). Un procedimiento más simple para incluir tipos de terreno variables es el empleado, entre otros, por Uliasz (1993), según el cual el tipo de terreno depende sólo de la altura topográfica del suelo. Las inhomogeneidades en el tipo de terreno pueden tener bastante importancia en ciertos casos en la generación de circulaciones a mesoescala (Ookouchi et al., 1984), mientras que en otros casos la influencia es menor (p. ej. Gaertner et al., 1993).

Por otro lado, el valor concreto de cada parámetro para un tipo de suelo dado es difícil de determinar. Por ejemplo, las diferencias entre los valores que proponen Benjamin y Carlson (1986) y Anthes et al. (1987) para los mismos tipos de suelo son bastante apreciables.

En este estudio se ha decidido dejar a un lado la influencia de tipos de suelo variables en el flujo, asignando unos parámetros constantes en todo el dominio. Esto se ha hecho con el objetivo de simplificar la interpretación de los resultados y poder evaluar mejor la importancia de los forzamientos orográficos en las circulaciones a mesoescala. Otro motivo importante ha sido también la dificultad que entraña la asignación de valores concretos de los parámetros,

En cuanto a la temperatura del subsuelo, se ha especificado de forma variable con la altura del punto. Se ha elegido una altura de referencia de 600 m, correspondiente a Madrid, y se ha asignado a esta altura el valor medio de las temperaturas máxima y mínima del aire junto al suelo en Barajas durante el primer día de simulación de cada episodio; este procedimiento de asignar como temperatura del subsuelo el valor medio de la temperatura del aire cerca del suelo lo proponen Anthes et al. (1987). Para el resto de los puntos del dominio, la temperatura del subsuelo se ha calculado como una función lineal de la altura del suelo, con un gradiente de temperatura de $6.5^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$ (gradiente estándar) y partiendo de la temperatura de referencia a 600 m antes indicada. Con ello se trata de tener en cuenta la variación de la temperatura del subsuelo con la altura, habitualmente observada.

3.6. Asignación de otros parámetros:

Para las simulaciones hace falta especificar también las constantes de difusión de fondo, tanto horizontales como verticales. Para la difusión horizontal se ha tomado un coeficiente de difusión de fondo adimensional ($K_{h0} = K \cdot \Delta t / (\Delta x)^2$) de $0.5 \cdot 10^{-3}$. Este coeficiente es relativamente bajo, si se compara p. ej. con el que indican Anthes et al. (1987), tres veces mayor. Esta difusión relativamente pequeña se ha podido introducir, en buena parte, por las mejoras introducidas en el esquema de advección.

La constante de difusión de fondo vertical es asimismo relativamente baja: $0.05\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$. Se han realizado algunas pruebas con diversos valores de este coeficiente, y se ha visto que cuánto más alto es, menos intensas son las inversiones nocturnas junto al suelo, que se desarrollan típicamente en terrenos llanos de la zona centro; por eso se ha creído conveniente darle un valor bastante pequeño (Anthes et al. (1987) indican un valor de $1\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$, aunque este valor también puede depender de la resolución vertical junto al suelo, que es menor en su caso).

Por otro lado, el término radiativo no se calcula para cada paso de tiempo, sino cada 5 minutos de simulación; esto es una práctica bastante habitual en la simulación meteorológica numérica, dado que la parametrización radiativa suele consumir mucho tiempo de cálculo y que los efectos radiativos no suelen variar de forma apreciable en un intervalo de tiempo de unos pocos segundos. Asimismo, la subrutina de trayectorias no es llamada cada paso de tiempo, sino cada minuto de simulación, por análogos motivos.

3.7. Datos de salida del modelo y comparación con observaciones

Para la valoración del grado de concordancia entre el flujo atmosférico simulado y el observado se pueden seguir tres procedimientos:

- a) Validación cuantitativa punto a punto
- b) Validación cuantitativa con análisis objetivos
- c) Evaluación subjetiva

El primero consiste en la aplicación de tests estadísticos para analizar el grado de ajuste entre series de valores simulados en una determinada celdilla y los observados en una o varias estaciones incluídas en dicha celdilla. El mayor inconveniente que presenta este método es que el desplazamiento espacial y temporal entre los campos simulados y observados puede dar lugar a una pobre verificación, aún cuando la forma e intensidad de los fenómenos simulados fueran casi exactos.

El segundo es menos estricto, pues consiste esencialmente en la comparación de campos de variables simuladas con los elaborados mediante técnicas de análisis, que fundamentalmente consisten en interpolaciones espaciales de medidas puntuales a los nodos de la malla que utiliza el modelo.

Sin embargo, las estaciones de medida de viento en superficie en las que se dispone de datos para este estudio son bastantes escasas (menos de treinta) y muy irregulares en su distribución espacial, variando su número de un episodio a otro, por lo que resulta imposible aplicar el primero de los métodos mencionados. Por otra parte, el pequeño número de estaciones en regiones montañosas, en una zona con orografía tan compleja como la estudiada, impide asimismo la realización de análisis objetivos adecuados. Por ello, se ha optado por comparar subjetivamente el flujo simulado con los valores del viento observado sin elaborar, teniendo en cuenta que las influencias locales presentes en los valores medidos pueden distorsionar su comparación con los simulados por el modelo en ciertas áreas.

A continuación se describen los datos de salida del modelo utilizados para evaluar las simulaciones y los datos observados con indicación de su procedencia, así como la forma en que se presentan y se comparan.

3.7.1. Datos de salida comparados con observaciones

Los datos observados disponibles y las comparaciones realizadas son los siguientes:

1) Datos de evolución temporal en estaciones automáticas:

Se dispone de datos de estaciones automáticas de medida en varios puntos del dominio, facilitados por los Centros Meteorológicos Territoriales de Castilla y León y de Castilla - La Mancha (Instituto Nacional de Meteorología). El número de estaciones en que se dispone de datos es bastante variable, según la fecha de los distintos episodios simulados. Estos datos incluyen valores de diversas variables junto al suelo registrados cada 10 minutos de tiempo. En varios de los episodios simulados se presentarán gráficos de evolución temporal de la velocidad y dirección del viento en superficie en determinados puntos de interés, comparándolos con los correspondientes datos de salida del modelo en los puntos más cercanos a las estaciones automáticas. A este efecto se interpola el viento de los puntos del modelo a 10 m de altura sobre el suelo, de acuerdo con el método propuesto por Geleyn (1988), que se basa en la teoría de similaridad para determinar los perfiles en la capa superficial.

Estas comparaciones punto a punto se realizan para resaltar determinadas variaciones temporales del flujo, debidas por ejemplo a ciclos diurnos del viento o al paso de un frente, y también para mostrar influencias locales (de menor escala que la resuelta por el modelo) en ciertos puntos. La existencia de estas influencias locales impide que estas comparaciones punto a punto entre el viento observado y el modelado sean rigurosas, ya que el viento modelado es un valor representativo de las condiciones medias de toda una celdilla, mientras que el viento observado es puntual y puede incluir numerosas influencias locales del terreno.

2) Datos de estaciones climatológicas:

Se dispone de datos de viento en superficie a las 0, 7, 13 y 18 h (TU) en las estaciones de medida climatológicas del Instituto Nacional de Meteorología. Estos datos se utilizan conjuntamente con los de las estaciones automáticas para crear mapas de viento observado a las cuatro horas indicadas y compararlos con los correspondientes mapas de viento obtenidos de las simulaciones. Los mapas de viento en superficie observado se completan con los datos de viento enviados por las centrales eléctricas de Almaraz y Trillo.

Para todos los mapas de viento en superficie simulado se ha utilizado una escala de 20 m/s (indicada junto a cada gráfico de este tipo), mientras que para todos los mapas de viento en superficie observado se ha utilizado una escala de 5 m/s. Esto se hace así puesto que en los gráficos de viento simulado el número de flechas es muy abundante y permite distinguir la dirección del flujo aunque éste sea débil, mientras que cuando es algo más fuerte no se solapan

las flechas; en cambio en los gráficos de viento observado el número de flechas es pequeño, y es necesario resaltar más cada una de ellas con el fin de distinguir su dirección cuando la velocidad es baja.

La descripción del flujo simulado en superficie se realiza dividiendo el dominio en zonas geográficas donde el comportamiento del viento sea relativamente homogéneo. Las zonas geográficas a las que se hace referencia están indicadas en la figura 3.1.b). Cuando existen varios puntos de medida en una de estas zonas geográficas, en la comparación con el viento observado se toma principalmente en cuenta el comportamiento predominante en el conjunto de todos ellos, con el fin de filtrar en lo posible las influencias de escala inferior a la que es capaz de resolver el modelo.

Por otro lado, los datos de las estaciones climatológicas incluyen la distribución de la dirección del viento por cuadrantes en número de horas por día y el recorrido total del viento de 0 a 24 h del día considerado (en ocasiones de 7 a 7 h). Estos datos observados se han incluido en una tabla para cada situación, junto con el recorrido simulado en los puntos del modelo más cercanos a los respectivos observatorios. Con ello se completa la comparación con la simulación con valores indicativos del comportamiento del flujo a lo largo de todo el día, y no sólo a las horas indicadas al principio de este apartado.

3) Datos en altura:

Se dispone de los sondeos realizados en Barajas a las 11 h y 23 h (TU) de cada día, facilitados por el Instituto Nacional de Meteorología. Los perfiles verticales de viento y temperatura se comparan con los simulados en el punto del modelo más cercano a Barajas.

La localización de las estaciones de medida en las que se dispone de datos en al menos uno de los episodios se muestra en la figura 3.3. Estas estaciones son concretamente las siguientes (entre paréntesis se indica la abreviatura usada en la figura 3.3. para referirse a cada estación):

- Estaciones automáticas: Madrid-Retiro (MAD), Puerto de Navacerrada (NAV), Aranjuez (ARA), Colmenar Viejo (COL), Guadalajara (GUA), Yebes (YEB), Sigüenza (SIG), San Pablo de los Montes (SAN), Talavera (TAL), Salamanca (SAL), Ávila (AVI), Segovia (SEG), Pinilla (PIN), Soria (SOR), Aranda de Duero (ARD), Olmedo (OLM), Valladolid (VAL) y Zamora (ZAM).

- Estaciones climatológicas: Madrid-Retiro (MAD), Barajas (BAJ), Cuatro Vientos (CUA), Getafe (GET), Torrejón de Ardoz (TOR), Puerto de Navacerrada (NAV), Guadalajara (GUA), Toledo (TOL), Barbadillo (BAR), Matacán (MAT), Ávila (AVI), Segovia (SEG), Lúbia (LUB), Soria (SOR), Valladolid (VAL), Villanubla (VIL), Zamora (ZAM).

- Centrales eléctricas: Almaraz (ALM) y Trillo (TRI).

- Estaciones de sondeo: Barajas (BAJ).

3.7.2. Otros datos de salida del modelo

1) Viento:

Se muestran los mapas de viento simulado a 900 hPa (nivel de presión que queda por debajo de la altura de buena parte del Sistema Central), con el objetivo de estudiar mejor los efectos orográficos de bloqueo y aceleración del flujo y las circulaciones térmicas de montaña, así como determinadas diferencias con el flujo simulado en superficie. La escala utilizada, indicada junto a todos los gráficos, es de 20 m/s, igual que la del viento en superficie simulado.

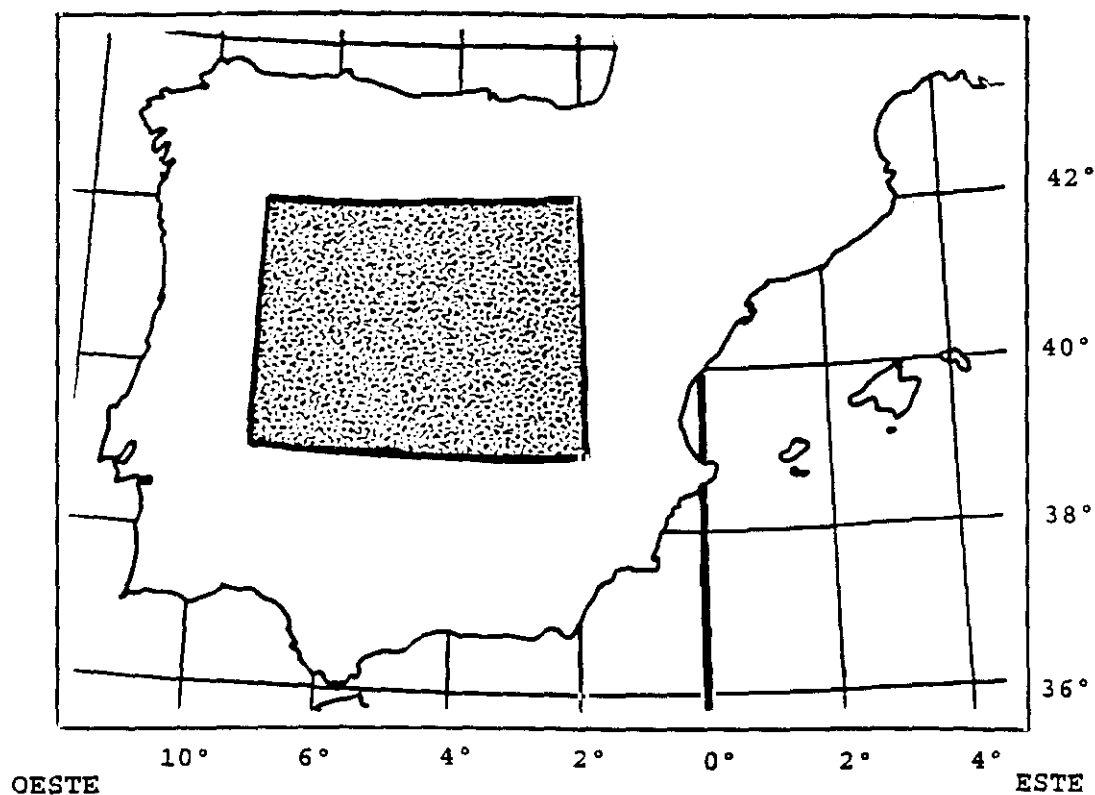
2) Altura máxima de la capa de mezcla:

Se presentan mapas de isolíneas de altura máxima simulada de la capa de mezcla en aquéllas situaciones en que éste parámetro es especialmente importante para determinar el grado de acumulación de los contaminantes junto al suelo. Estas situaciones son básicamente las anticiclónicas de otoño-invierno.

3) Trayectorias:

Se muestran las trayectorias simuladas de 4 partículas emitidas en un punto correspondiente al centro de Madrid a las 6 h de comenzar cada simulación. Las partículas se emiten respectivamente en los niveles 2, 4, 6 y 8 del modelo, que corresponden a unas alturas de aproximadamente 7, 100, 300 y 650 m sobre el suelo. Con ello se pretende estudiar el efecto que puede tener la altura de emisión en la dinámica de contaminantes urbanos a mesoescala.

(a)



(b)

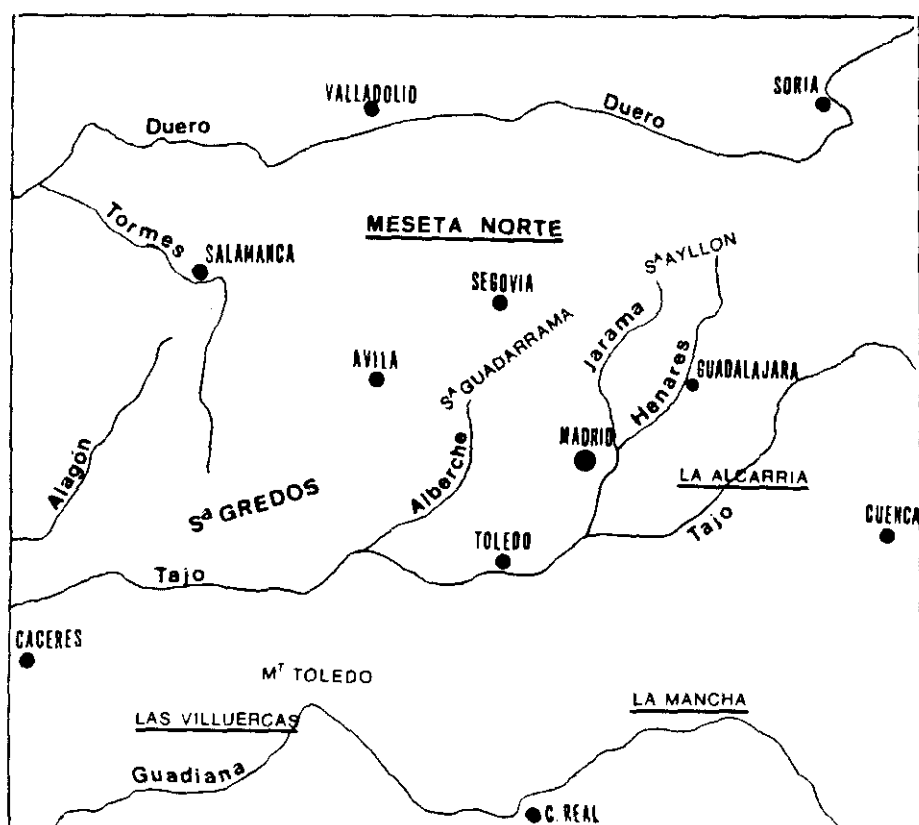


Figura 3.1. (a) Dominio del modelo (indicado por la zona sombreada en el interior de la Península) (b) Elementos geográficos principales en el dominio del modelo

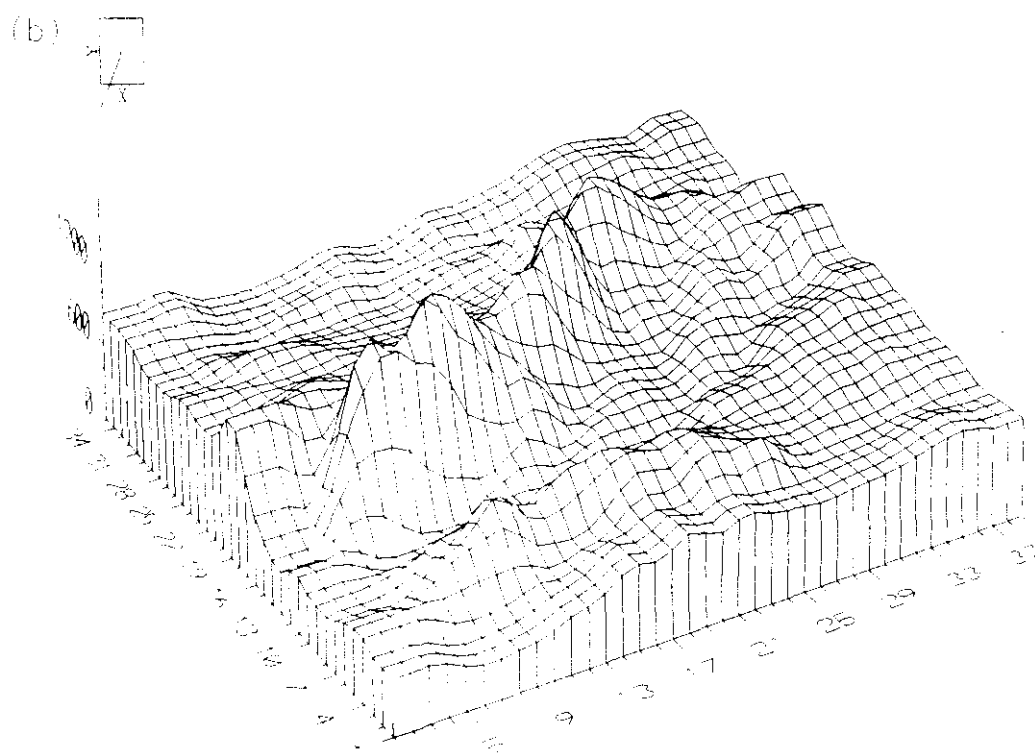
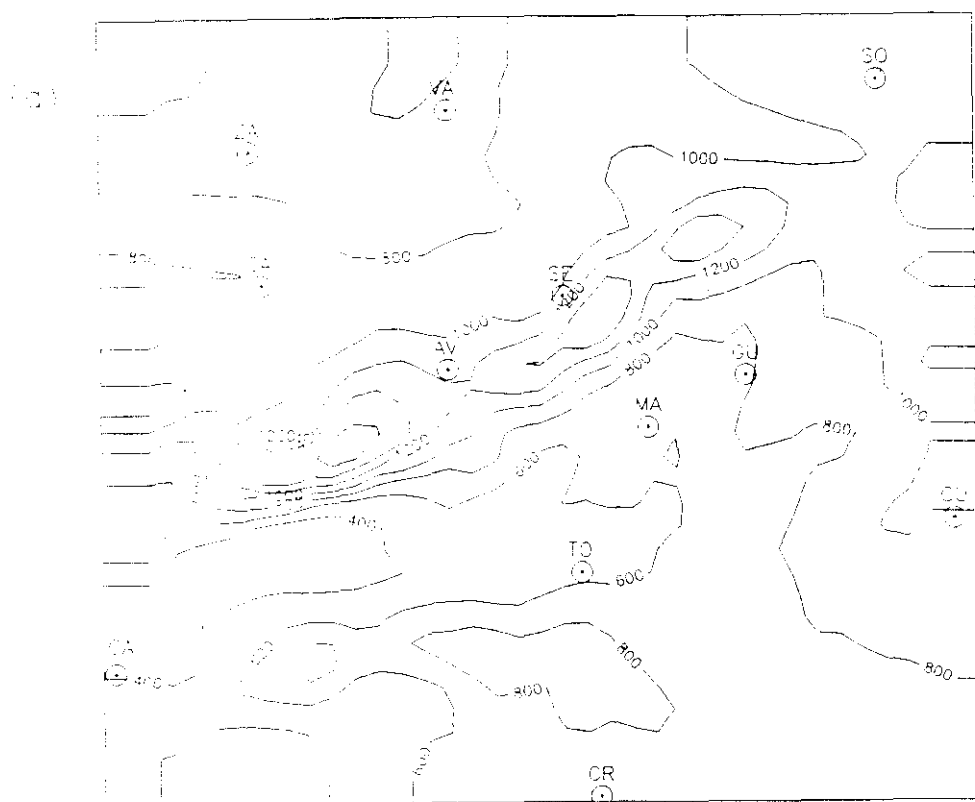


Figura 3.2. (a) Mapa de isolíneas de altura orográfica (m) del modelo (b) Vista tridimensional de la orografía del modelo. Las unidades de los ejes horizontales corresponden a los índices i, j de la malla horizontal del modelo, mientras que en el eje vertical se indica la altura en m.

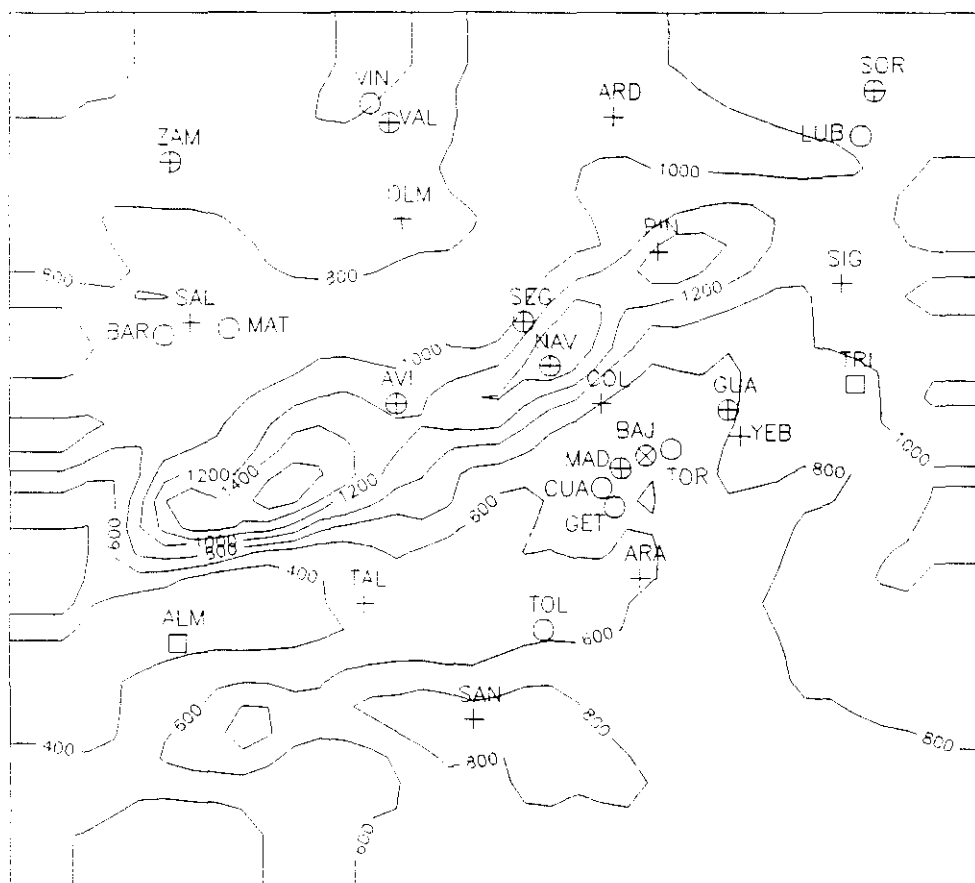


Figura 3.3. Situación de las estaciones de medida: estaciones automáticas (+), estaciones climatológicas (O), centrales eléctricas (□) y estaciones de sondeo (x)

4. RESULTADOS

4.1. Anticiclón de núcleo cálido sobre la Península Ibérica

Se ha escogido el episodio del 22-12-1991 a las 0 h (TU) al 24-12-1991 a las 0 h (TU). En superficie existe un anticiclón que se mantiene centrado sobre el cuadrante noroccidental de la Península, como se puede ver en la figura 4.1.1., aunque al final del día 23 el centro del anticiclón empieza a desplazarse hacia el noroeste. La presencia de una depresión sobre el Mediterráneo central en conjunción con el anticiclón peninsular produce un flujo geostrófico del primer cuadrante sobre la zona centro. En altura el anticiclón también está centrado sobre la Península Ibérica durante ambos días, en la posición que se puede ver también en la figura 4.1.1.

4.1.1. Datos observados disponibles

- Estaciones climatológicas: Avila, Villanubla, Segovia, Barbadillo, Matacán, Lubia, Navacerrada, Madrid-Retiro, Cuatro Vientos, Getafe, Torrejón y Toledo.
- Estaciones automáticas: Yebes, Aranjuez, Talavera y San Pablo de los Montes.
- Centrales eléctricas: Almaraz y Trillo.
- Sondeos: Barajas.

4.1.2. Campos de viento

4.1.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones

En las figuras 4.1.3. a 4.1.6. se pueden ver los mapas de viento en superficie simulado de los días 22 y 23 de Diciembre de 1991 a las 7, 13, 18 y 24 h (TU), mientras que en las figuras 4.1.7. a 4.1.10. se muestran las correspondientes observaciones de viento en superficie a las mismas horas. Hay que recalcar que por los motivos explicados en el apartado 3.7.1., la escala utilizada para el viento en superficie observado es de 5 m/s, mientras que en los gráficos de viento simulado es de 20 m/s. Por otro lado, en la tabla VI se muestra la distribución observada de la dirección del viento en superficie por cuadrantes y el recorrido observado y simulado del viento durante ambos días.

A continuación se comentan los aspectos más destacados del flujo simulado y su grado de concordancia con el observado:

- Meseta madrileña: Los vientos simulados durante el día 22 son débiles o muy

débiles, con dirección variable. Los vientos del N de unos 2-3 m/s en la noche del 22 al 23 dan paso a vientos muy débiles a las 13 h del día 23 en casi toda la Comunidad de Madrid, generalizándose al final de este día el viento del NE de unos 3 m/s. Las observaciones (Cuatro Vientos, Retiro, Getafe) indican un flujo débil o muy débil y desorganizado, salvo al final del día 23 en que predomina la componente norte. El recorrido simulado en Cuatro Vientos es mayor que el observado en ambos días.

- Zona este de la Comunidad de Madrid, valle del Henares y La Alcarria: Los vientos simulados son algo más fuertes (sin superar los 3-4 m/s) y muestran una variación diurna definida, especialmente el día 22: a las 7 h de este día son del N-NE, a las 13 h son más débiles de componente oeste y vuelven a soplar del primer cuadrante a las 18 y 24 h. Esta variación diurna del viento se extiende a parte del valle del Henares y a la parte occidental de La Alcarria, aunque con menor amplitud en la variación de la dirección en esta última zona. Las observaciones disponibles (Torrejón y Yebes) parecen apoyar esta variación diurna del viento, así como su mayor fuerza en comparación con la zona de la capital. El segundo día de simulación la influencia del calentamiento solar se nota sólo en un debilitamiento del flujo del NE a las 13 h en la zona oriental de la Comunidad de Madrid. Las medidas en Torrejón indican un viento más débil que el día anterior; en Yebes el viento observado es persistente del NE, en consonancia con lo simulado.

En el resto del valle del Henares y La Alcarria los vientos simulados son persistentes del N con unos 4 m/s de módulo el día 22, virando al NE el día 23. Las medidas en Trillo indican sin embargo viento débil y de dirección variable el primer día y viento algo más fuerte y persistente de componente norte a partir del mediodía del día 23.

- Sistema Central y Montes de Toledo: Según resulta de las simulaciones, los dos sistemas orográficos principales parecen ejercer un efecto de barrera sobre el flujo geostrófico, que tiene componente norte. Este efecto tiene una modulación diurna, de tal forma que a las 7, 18 y 24 h resulta que el flujo se desvía lateralmente a barlovento, al tiempo que es más débil que a sotavento, mientras que a las 13 h el viento de componente N se extiende por las laderas de barlovento, al tiempo que se debilita algo el viento en las laderas sur. Dicho fenómeno está más marcado en el Sistema Central, donde los vientos en los picos y laderas sur son persistentes de componente N y llegan a tener una fuerza de hasta 10 m/s. Las observaciones en Avila, Segovia y San Pablo de los Montes parecen corroborar la evolución diurna indicada del viento a barlovento, mientras que el viento medido el primer

día en Navacerrada confirma la intensidad y persistencia del viento al menos en las zonas más altas.

El segundo día de simulación la evolución obtenida es similar, resultando un desplazamiento de los puntos de separación del flujo a barlovento hacia el este, en consonancia con el progresivo giro del viento geostrófico hacia la componente este. El viento medido en Navacerrada disminuye apreciablemente en fuerza, hecho que no queda suficientemente recogido en la simulación, como se observa al comparar los recorridos observado y simulado del viento para dicha estación.

- Valle del Tajo: Los vientos simulados son débiles y de dirección variable durante la primera mitad del día 22. A las 18 h se forma un vórtice centrado al sur de Gredos, con vientos de entre 2 y 4 m/s. A partir de entonces se establece un flujo persistente del E de similar fuerza en todo el valle al O de Toledo, que se mantiene al siguiente día. La concordancia con el viento medido en Talavera y Almaraz es buena hasta el anochecer del primer día; posteriormente el comportamiento observado es dispar en las dos estaciones: viento algo más fuerte y persistente en Talavera y viento muy débil en Almaraz. En Toledo y Aranjuez el viento medido es muy débil y desorganizado, lo que concuerda en cierta manera con los resultados de la simulación.

- Meseta norte: Se deja notar en la simulación el efecto barrera del Sistema Central, particularmente en las horas nocturnas, en que los vientos simulados son débiles, de componente E al norte de Gredos, de dirección variable al norte de la Sierra de Guadarrama y de componente oeste en la cuenca alta del Duero. En ambos días se produce a las 13 h una homogeneización de la dirección y un debilitamiento de la fuerza del viento. Las observaciones en Villanubla, Barbadillo y Matacán corroboran la debilidad general del viento; en Barbadillo sin embargo el viento tiene componente sur de forma persistente, lo que muestra probablemente influencias de escala menor a la resuelta por el modelo, dada la disparidad con el viento en Matacán. El viento en el único punto de medida en la cuenca alta del Duero (Lubia) es de componente oeste, en buena correspondencia con la simulación, aunque ésta no refleja la apreciable disminución de velocidad observada de un día a otro.

Estación	Frecuencia de dirección de viento observado (h)					Recorrido (km)	
	1 ^{er} c.	2 ^o c.	3 ^{er} c.	4 ^o c.	Cal.	Obs.	Sim.
Cuatro Vientos	1.8	8.1	6.1	2.6	5.4	* 92	148
	8.5	1.0	1.1	3.5	9.9	* 46	191
Getafe	2.0	7.0	6.0	5.5	3.5	-	-
	15.5	0.0	1.5	3.9	3.1	-	-
Navacerrada	18.0	0.0	0.0	6.0	0.0	471	662
	14.0	0.0	0.0	10.0	0.0	279	617
Toledo	0.0	3.0	4.0	3.0	14.0	87	150
	2.3	6.0	0.0	0.0	15.7	66	193
Barbadillo	0.0	0.0	19.5	2.5	2.0	133	199
	0.0	12.5	10.0	0.0	1.5	138	245
Matacán	3.0	4.0	3.5	5.0	8.5	23	186
	13.5	2.5	2.5	0.5	5.0	40	255
Avila	3.8	2.8	2.8	7.3	7.3	133	262
	3.9	5.0	2.9	1.2	11.0	83	231
Lubia	0.0	0.5	11.0	11.5	1.0	369	-
	0.0	0.0	4.0	4.0	16.0	101	-
Segovia	4.5	11.8	6.6	0.7	0.4	* 132	151
	5.8	10.8	3.1	3.7	0.6	* 115	208
Villanubla	0.0	2.5	12.6	3.5	5.4	* 107	123
	4.3	7.2	2.5	0.3	9.7	* 87	113

TABLA VI. Distribución de viento observado por cuadrantes, recorrido observado (* indica de 7 h a 7 h, en vez de 0 a 24 h) y recorrido simulado en los días 22-12-1991 y 23-12-1991

4.1.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa

Los mapas de viento simulado a las 13 y 24 h de ambos días en la superficie de 900 hPa se muestran en las figuras 4.1.11. y 4.1.12.

En los resultados correspondientes a las 13 h del día 22 se aprecia con claridad el efecto de barrera que sigue ejerciendo el Sistema Central a esta altura, manifestado en

la debilidad de los vientos en la meseta norte y en su desvío y aceleración por los laterales del Sistema Central. Al sur aparece un máximo claro a sotavento de Avila y una zona más extensa de viento del norte de unos 10 m/s extendido por La Alcarria y La Mancha. Entre ambos flujos hay una "zona de sombra", con vientos débiles a sotavento de la Sierra de Guadarrama, que afecta a la Comunidad de Madrid.

A las 24 h del mismo día la estabilización del aire junto al suelo se manifiesta en un aumento de la desviación lateral del flujo por los flancos del Sistema Central. A sotavento el viento es del NE y se distinguen dos chorros curvados. El más fuerte y extenso afecta con vientos de unos 15 m/s a La Alcarria y al norte de La Mancha, alcanzando más débilmente a la Comunidad de Madrid.

A las 13 horas del siguiente día la principal variación del flujo es la uniformización de la fuerza del viento al sur del Sistema Central. Finalmente a las 48 h de simulación se vuelven a diferenciar dos chorros a sotavento del Sistema Central. La componente E y la fuerza del viento han aumentado en comparación con la medianoche previa.

4.1.3. Comparación de la evolución temporal observada y simulada en algunos puntos seleccionados

En la figura 4.1.13. se presenta la evolución temporal del viento en Yebes y Aranjuez, para resaltar las apreciables diferencias del flujo en puntos relativamente cercanos entre sí (unos 50 km).

En Yebes el viento observado tiene variaciones marcadas a lo largo del día durante las primeras 24 h. El viento del N-NO de unos 3 m/s en las primeras seis horas da paso a un viento del NE más débil durante un par de horas. Posteriormente el viento vira, pasando a tener componente oeste hasta las 14 h. Tras dos horas de viento norte empezó a soplar de forma persistente un viento del NE de unos 4 m/s. La simulación capta el sentido de las variaciones de la dirección del viento el primer día, aunque con cierto retraso (el viento de mayor componente E lo da a las 9 h, y el viento de mayor componente oeste a las 15 h), y luego reproduce bien la dirección y fuerza del viento que persiste durante el resto del periodo.

En Aranjuez el viento tanto observado como simulado es más débil. Es un hecho conocido que la variabilidad de la dirección del viento aumenta cuando su fuerza es menor, por lo que es de esperar que la coincidencia entre la dirección observada y simulada sea

menor, como así ocurre en este punto. En los momentos en que el viento observado es algo más fuerte (las primeras 12 h, con velocidades de hasta 3 m/s) no se recoge en la simulación la persistencia del viento E, lo que probablemente se deba que el encauzamiento en la dirección E-O producido por el valle del Tajo no está suficientemente reflejado en el modelo, debido a la anchura relativamente pequeña del valle en esta zona.

4.1.4. Perfiles verticales de viento y temperatura

En las figuras 4.1.14 a 4.1.16 se muestran los perfiles de viento y temperatura.

El rasgo más destacado del perfil térmico observado es la inversión anticiclónica de bajo nivel, con la máxima temperatura en el nivel de 900 hPa o por debajo. La inversión es más fuerte el segundo día que el primero. Los resultados de la simulación no reproducen bien dicha inversión, debido a la limitación ya indicada del análisis desde superficies p estándar a los niveles σ del modelo. Sin embargo, a lo largo de la simulación, el modelo va desarrollando una inversión, de forma que la estructura al final del periodo en niveles bajos es más parecida a la real que al principio.

El viento en altura es relativamente débil. En los cuatro sondeos se observa un máximo relativo en niveles bajos (entre 800 y 900 hPa) tanto en las mediciones como en la simulación, aunque a las 35 horas de comenzado el periodo está muy poco marcado en las observaciones. Este viento máximo tiene a las 11 horas dirección N y una fuerza de 15 m/s, y está correctamente reproducido por la simulación. Posteriormente tiende a virar hacia el N-NE y a debilitarse algo, lo que también es captado por el modelo. Las máximas discrepancias se producen en la dirección del viento junto al suelo, donde su fuerza es muy débil.

4.1.5. Capa de mezcla

En la figura 4.1.17. se presenta la altura máxima simulada de la capa de mezcla.

El día 22 dicha altura alcanza unos 300 m en la mitad occidental del dominio, aumentando especialmente hacia el noreste del dominio, donde llega a tener un valor de 2000 m. Este elevado valor puede ser un reflejo de la menor estabilidad del aire en esa zona. Al siguiente día desciende en todo el dominio la capa límite máxima simulada, probablemente debido a la extensión hacia el este de la zona de máxima presión, como se ve en los análisis al nivel de 850 hPa mostrados en la figura 4.1.2. En ellos se observa que aumenta la temperatura de un día para otro en la zona del dominio, lo que corrobora

la estabilización del aire en capas bajas que resulta del modelo.

En los mapas de isolíneas de altura máxima simulada de la capa de mezcla se observan, por otro lado, variaciones significativas a mesoescala. La altura máxima es mayor al norte del Sistema Central que al sur, siendo esta diferencia especialmente marcada el segundo día en torno a la Sierra de Gredos. Esto es un reflejo de la subsidencia a sotavento del sistema montañoso. En la Comunidad de Madrid además de este fenómeno se observa un aumento de la altura máxima de la capa límite hacia el este, en dirección hacia las provincias de Guadalajara y Cuenca. Esto está probablemente relacionado con la mayor fuerza del viento en estas últimas zonas, lo que, si se pudiera comprobar con observaciones, implicaría que la mezcla diurna de contaminantes en esta situación meteorológica es menos efectiva en la Comunidad de Madrid que en las zonas limítrofes orientales; esto aumentaría el efecto pernicioso de las emisiones de contaminantes en Madrid en comparación con dichas zonas.

4.1.6. Trayectorias

En la figura 4.1.18. se muestran las trayectorias simuladas de partículas emitidas a 8 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid.

La diferencia entre ambas trayectorias es muy significativa. La partícula emitida a 8 m se mantiene durante mucho tiempo en los alrededores de Madrid, inmersa en el flujo de bajo nivel (24 h después de la emisión está sólo a 35 km de distancia del punto inicial, a unos 30 m de altura sobre el suelo), para pasar a dirigirse hacia el oeste a lo largo del Valle del Tajo durante el segundo día de simulación. En cambio, la partícula emitida a 100 m de altura se dirige inicialmente hacia el norte, manteniéndose en alturas similares sobre el suelo, y llega a alcanzar la ladera sur de la Sierra de Guadarrama. Posteriormente entra en un flujo ascendente y retorna a la meseta madrileña a unos 500 m de altura sobre el suelo, dirigiéndose hacia el S-SO en un flujo más veloz, para abandonar finalmente el dominio del modelo 18 h después de ser emitida. Por lo tanto, de acuerdo con la simulación, se produce una clara separación horizontal de las trayectorias en función únicamente de la altura inicial de la partícula.

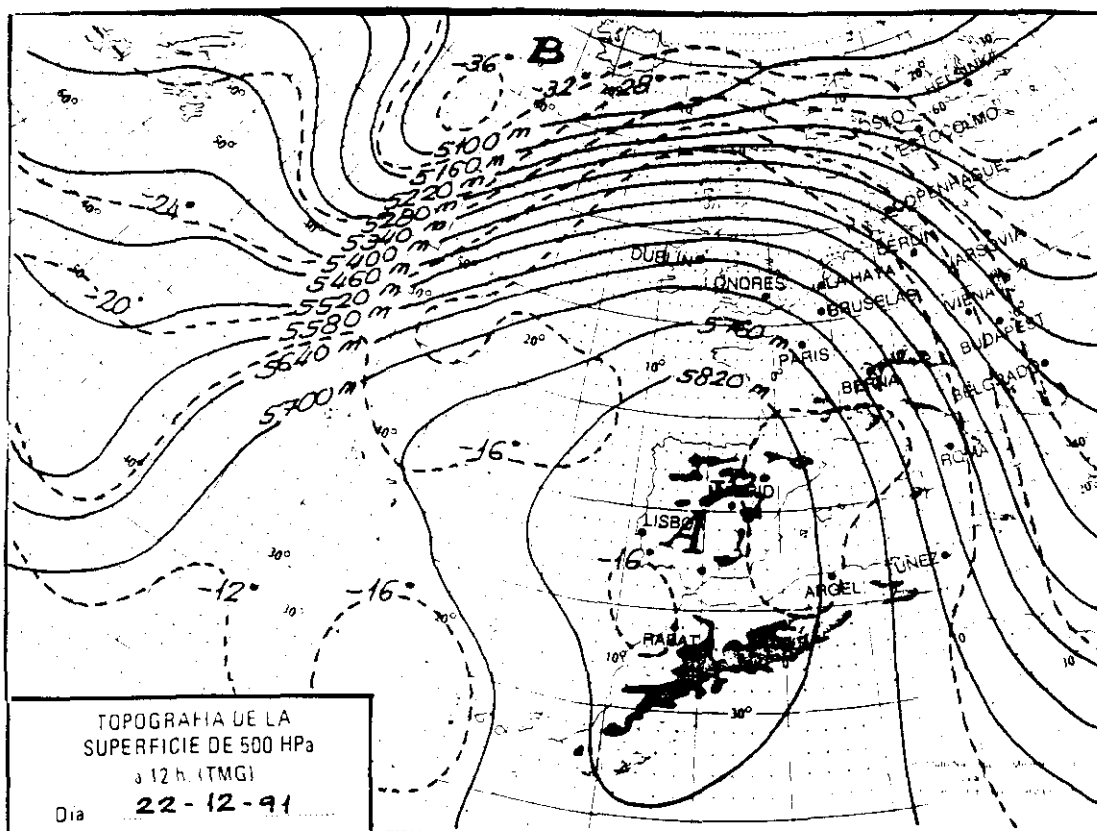
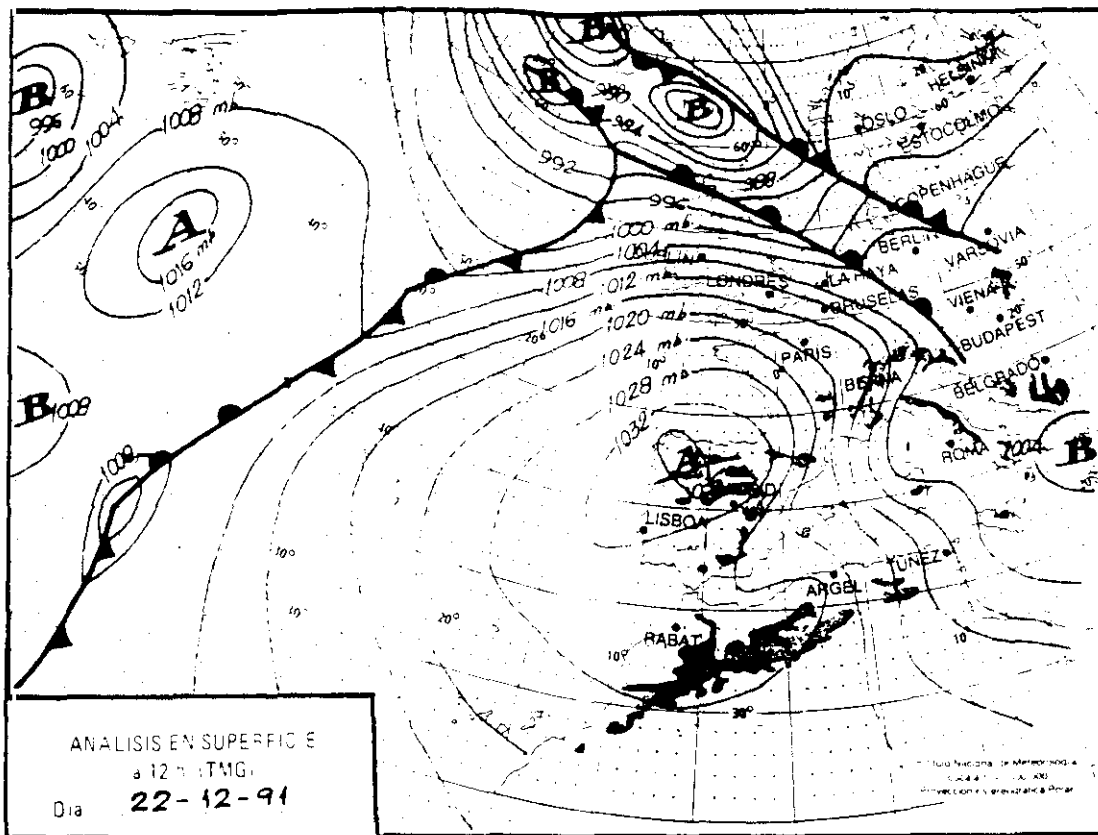


Figura 4.1.1. Análisis en superficie y topografía de 500 hPa a las 12 h del día 22-12-91

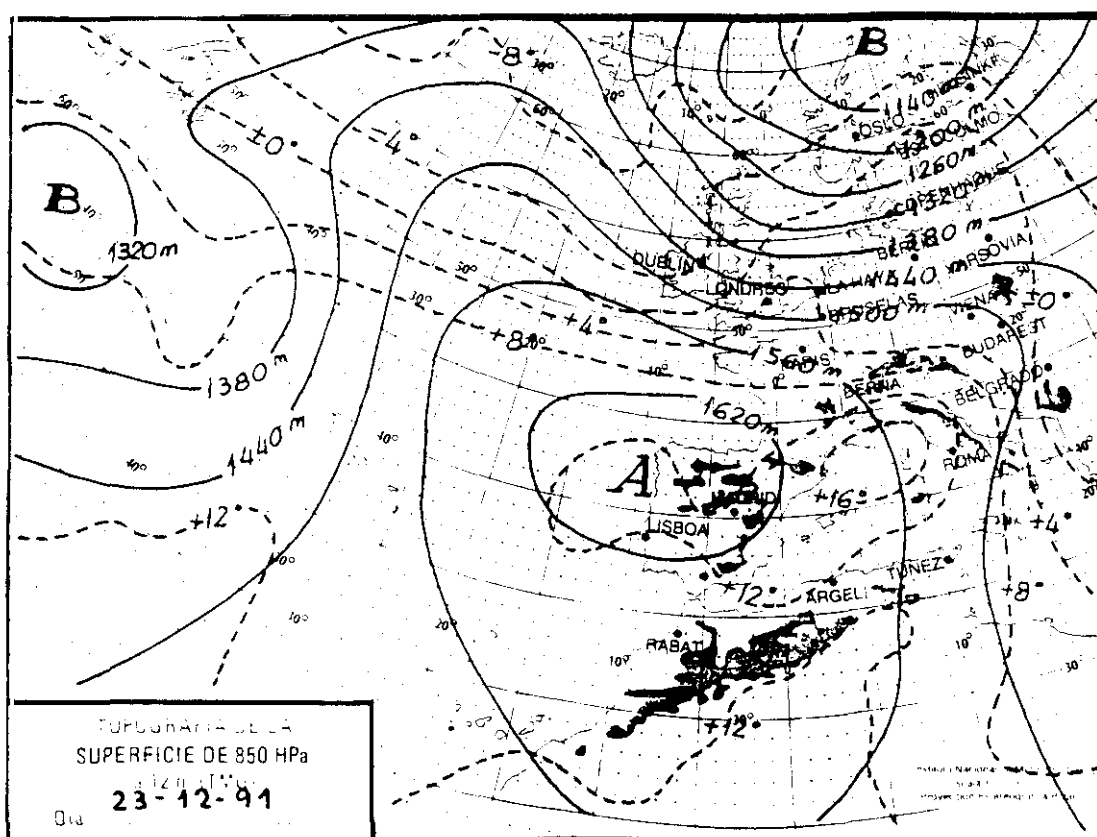
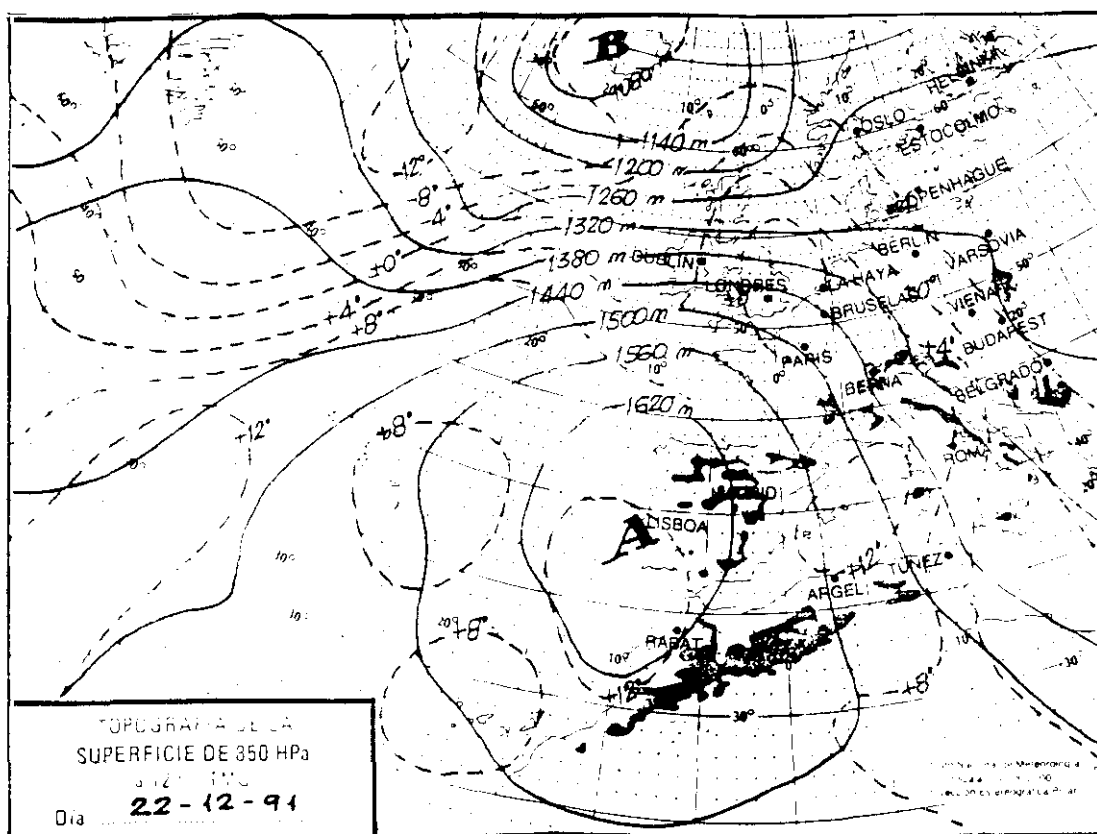
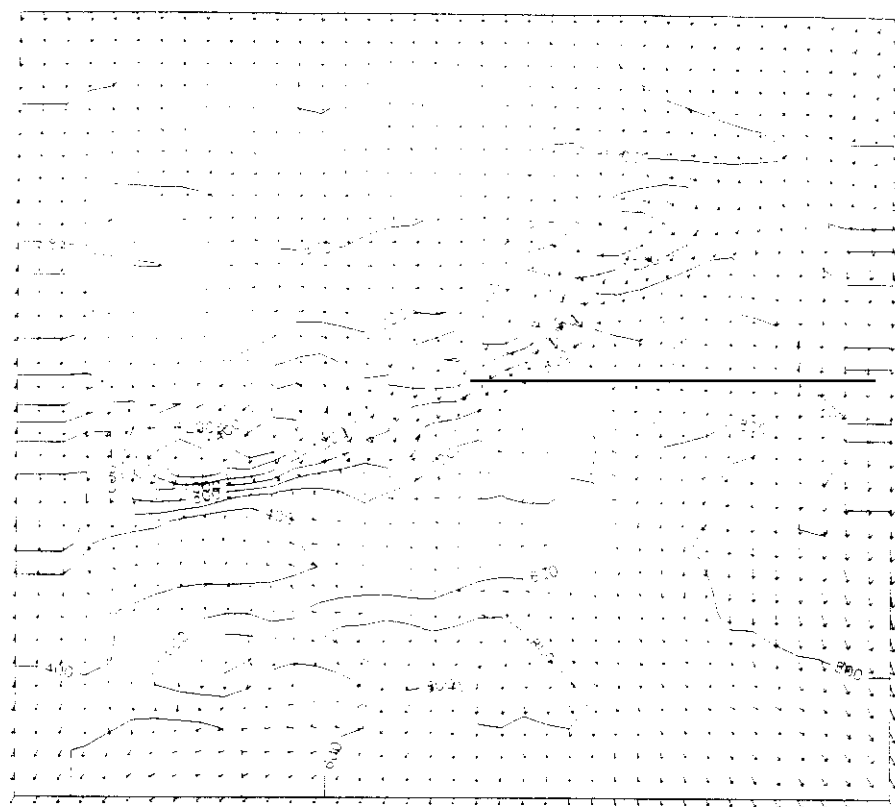
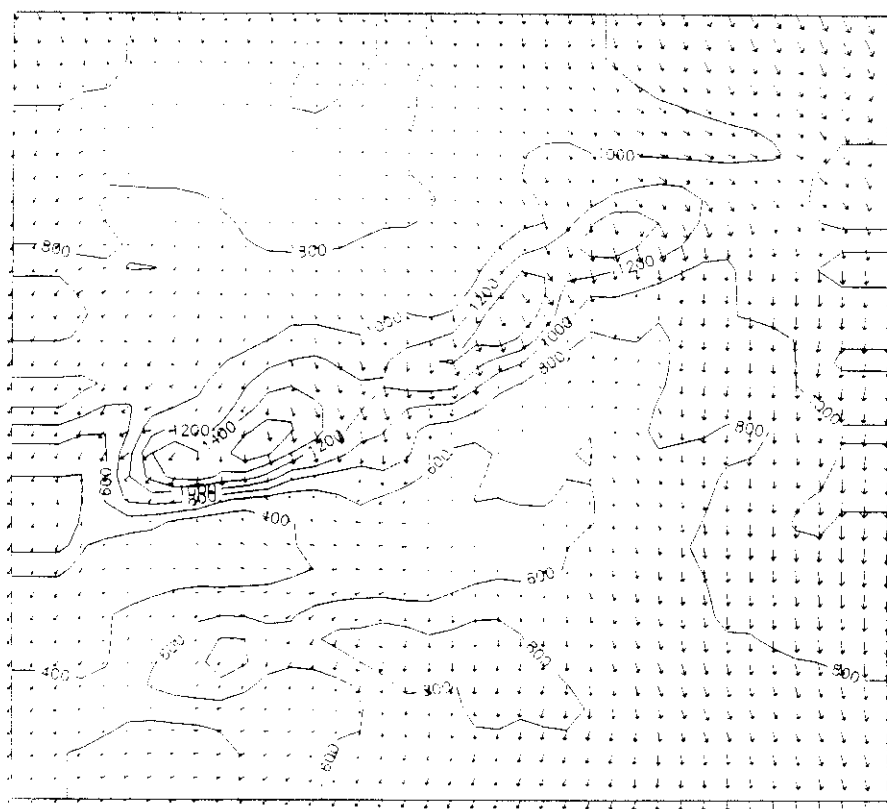


Figura 4.1.2. Topografía de 850 hPa a las 12 h de los días 22-12-91 y 23-12-91



22-12-91
7h

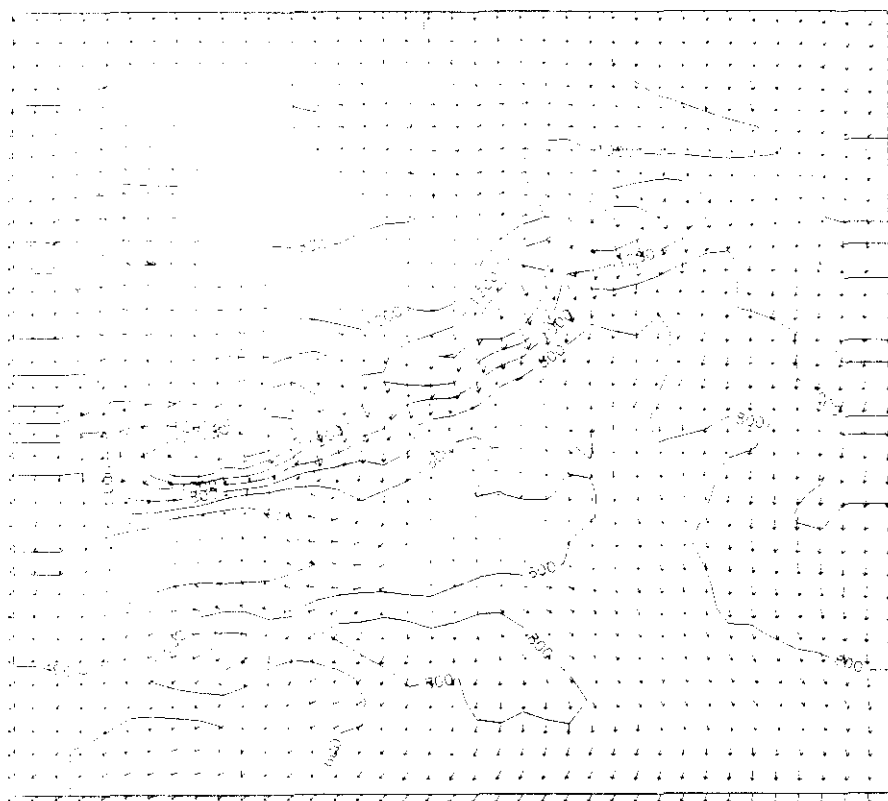
20 m/s



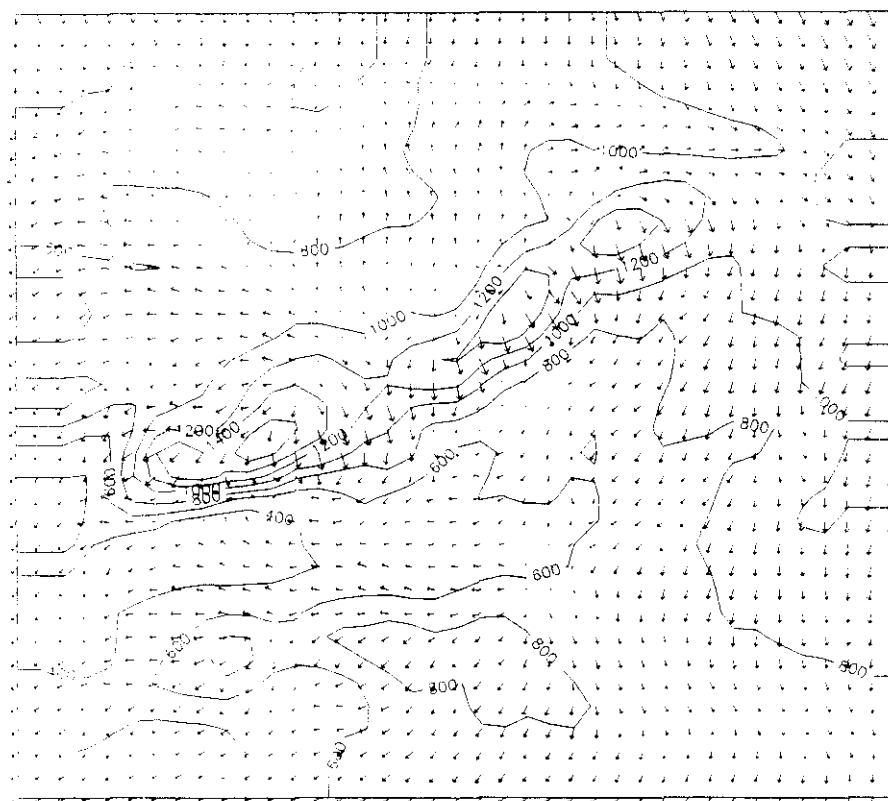
22-12-91
13h

20 m/s

Figura 4.1.3. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 22-12-91



22-12-91
18 h (TL)



22-12-91
24 h (TL)

N
↑ 120 m/s

Figura 4.1.4. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 22-12-91

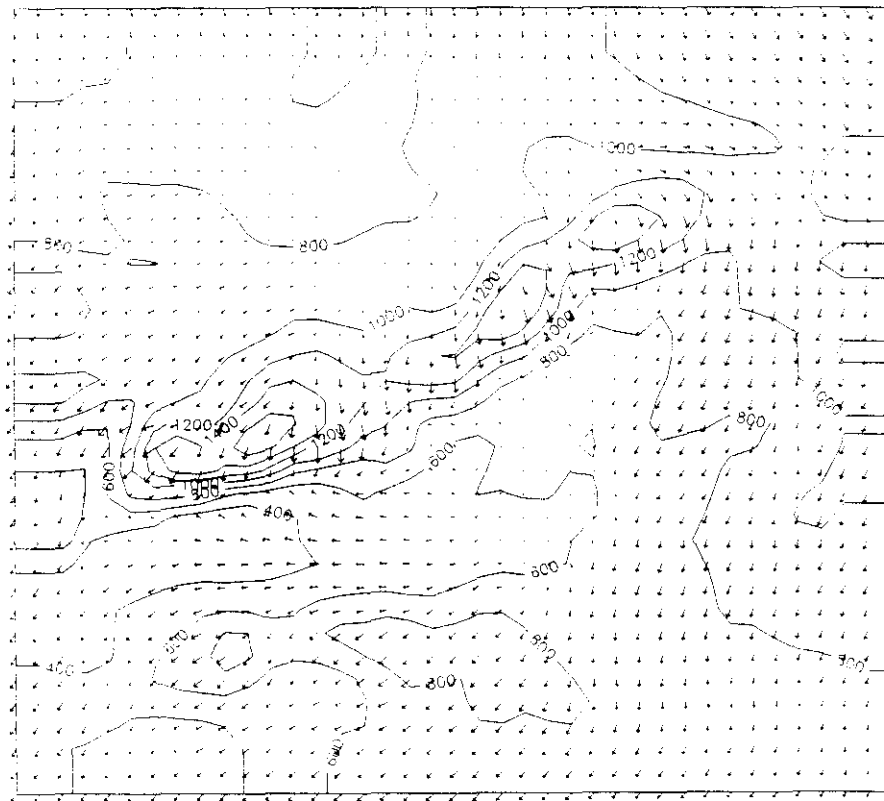
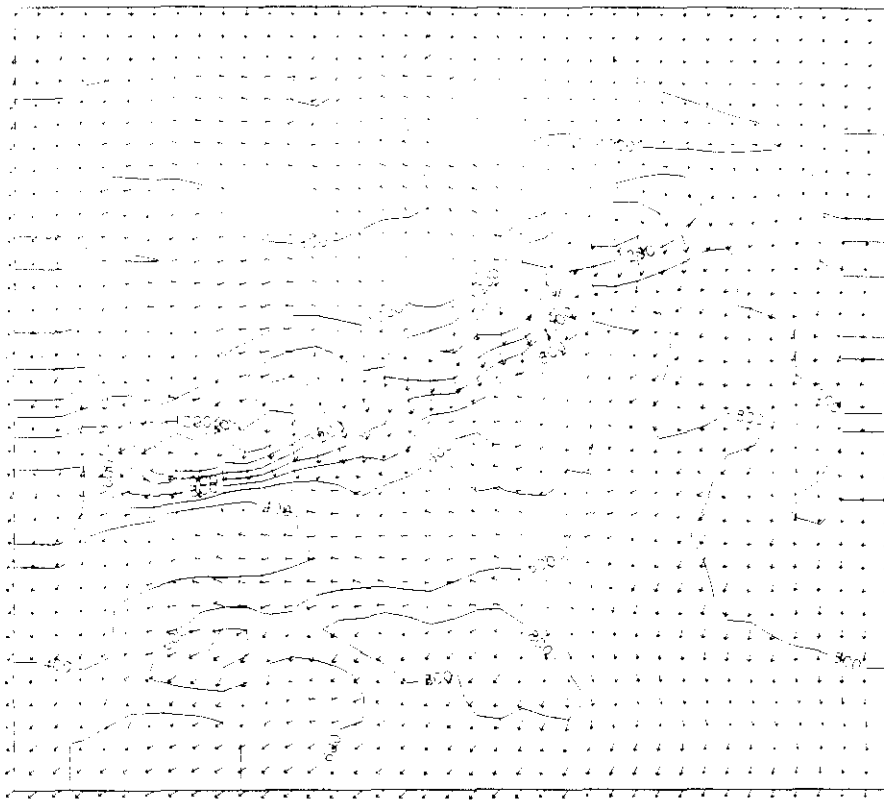
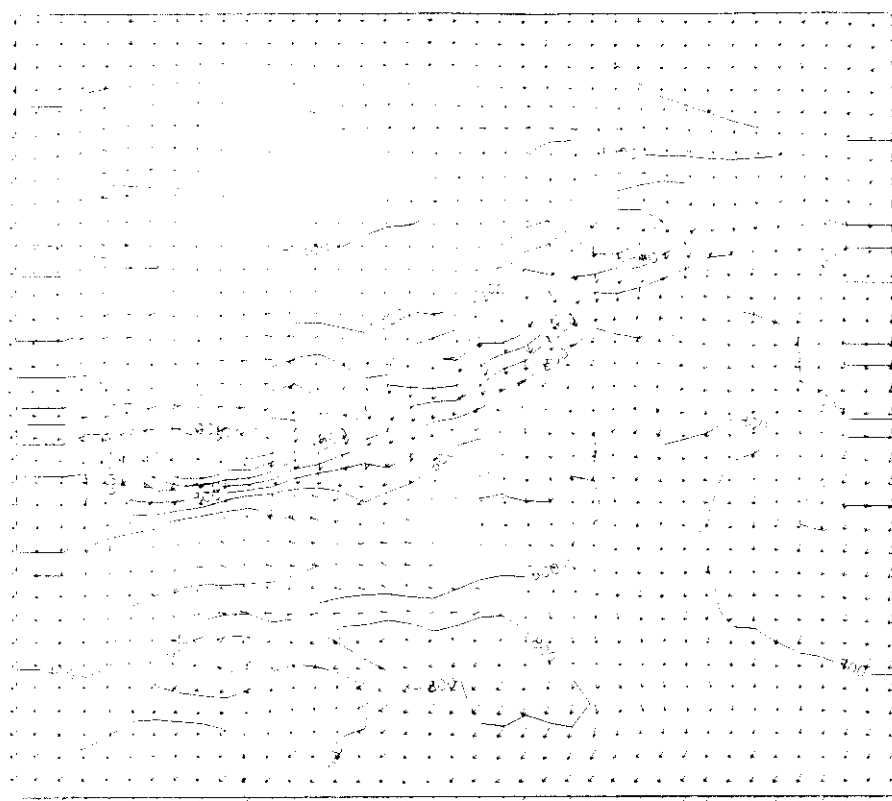
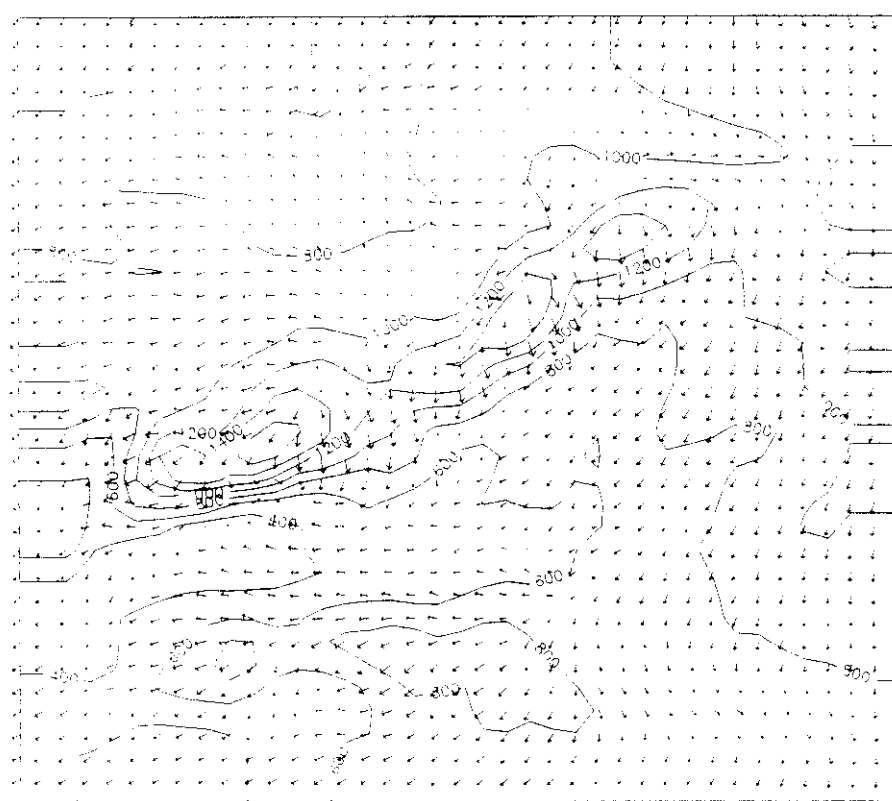


Figura 4.1.5. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 23-12-91



23-12-91
18h

23-12-91
18h



23-12-91
24h

23-12-91
24h

Figura 4.1.6. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 23-12-91

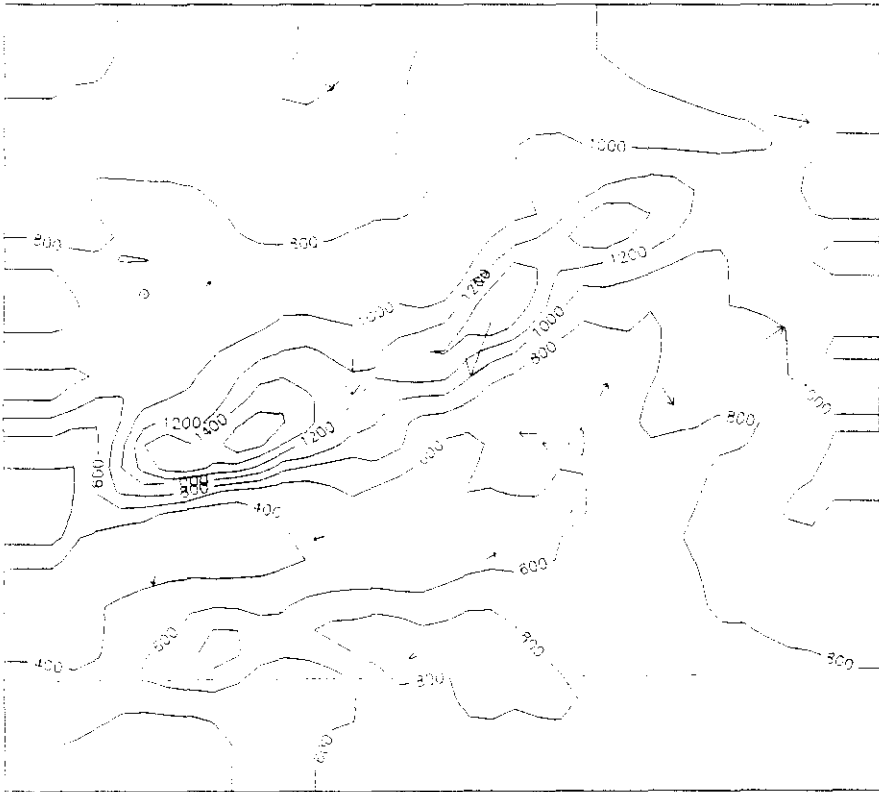


Figura 4.1.7. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 22-12-91



Figura 4.1.8. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 22-12-91

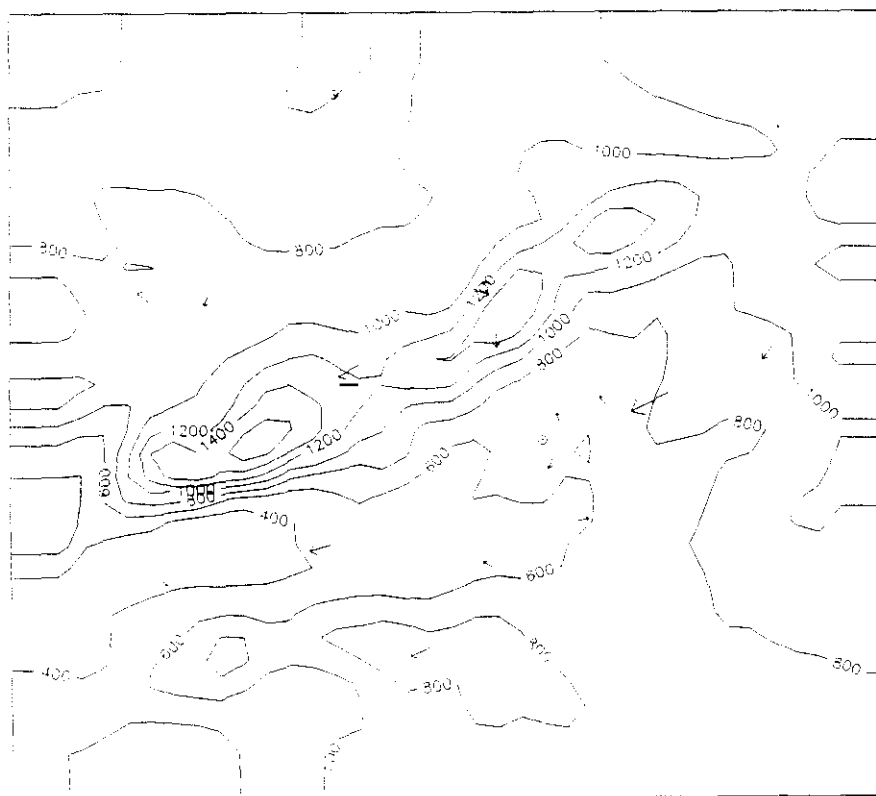
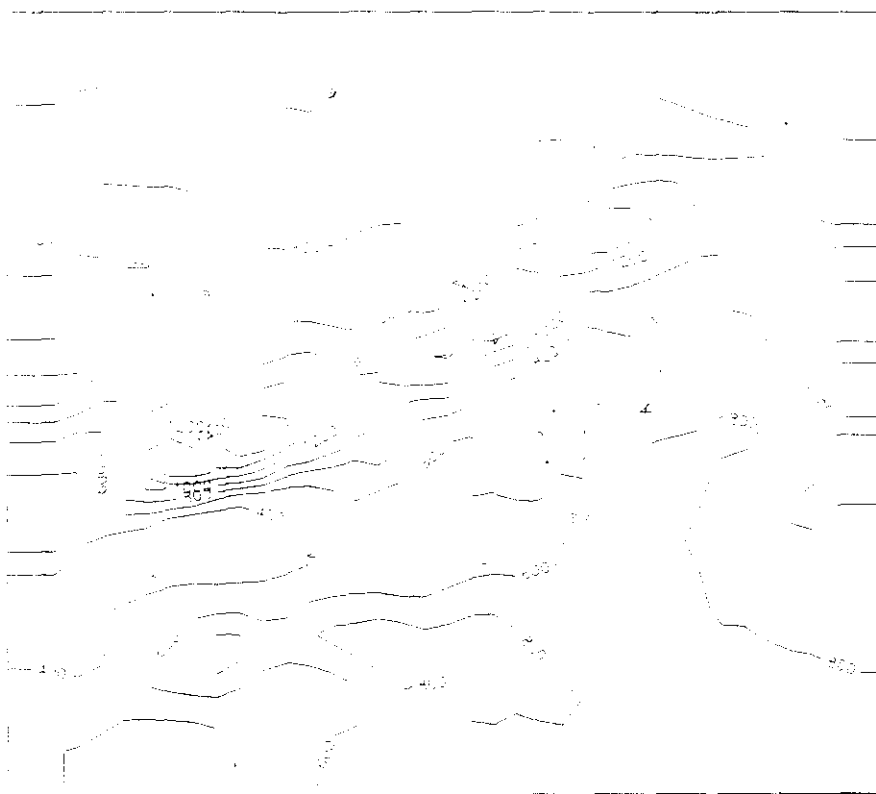


Figura 4.1.9. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 23-12-91

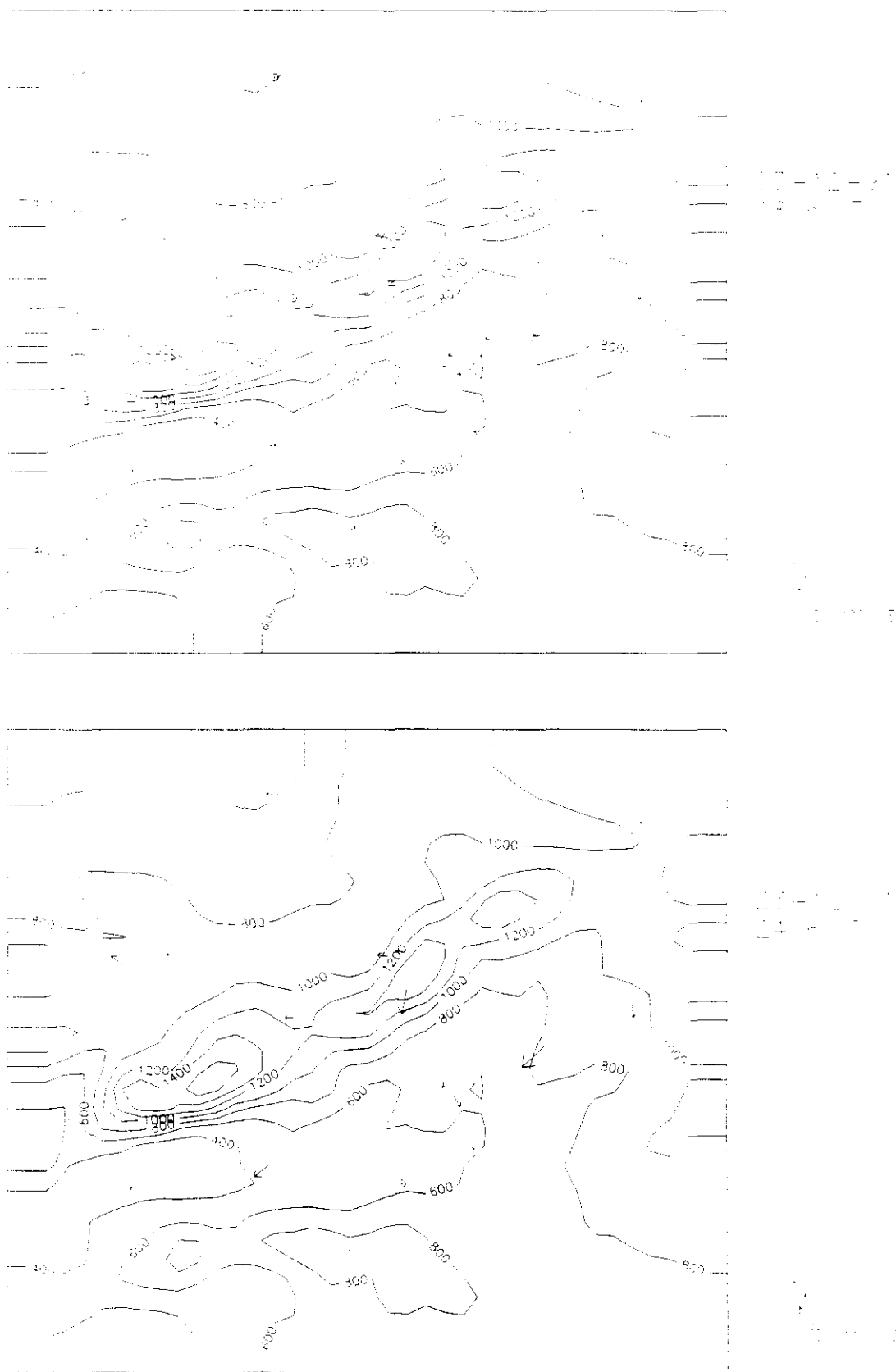
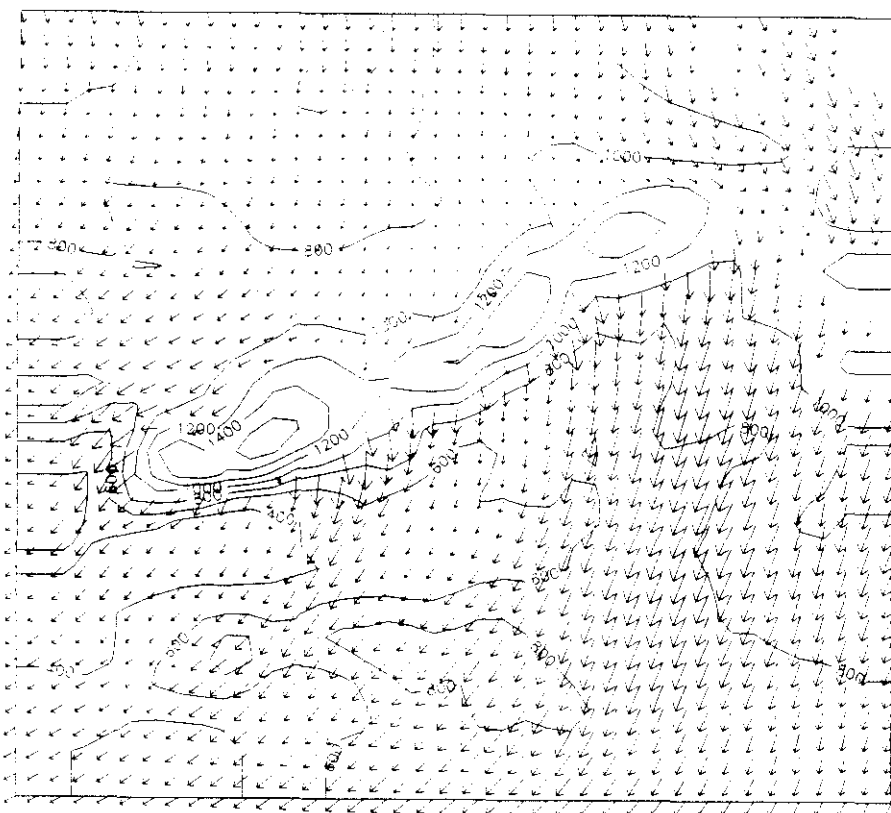
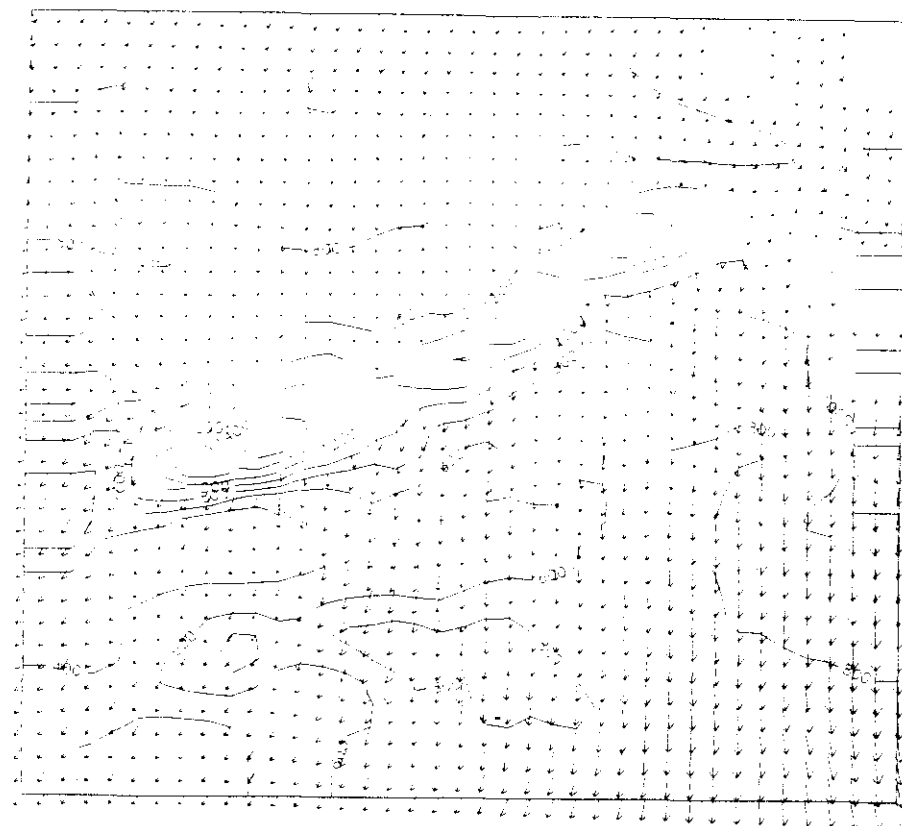
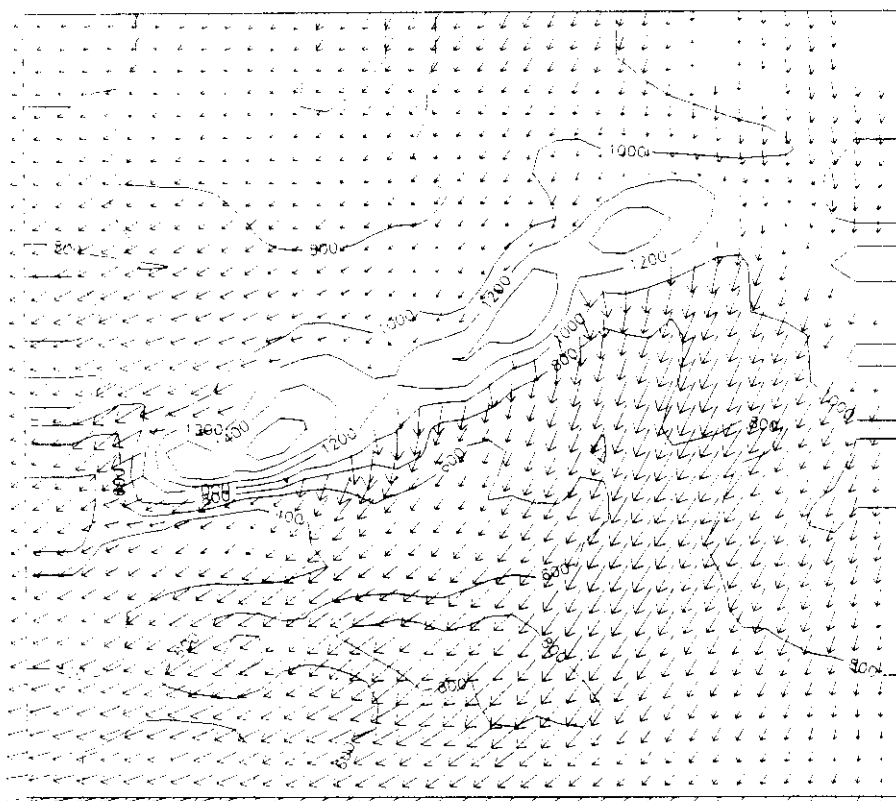
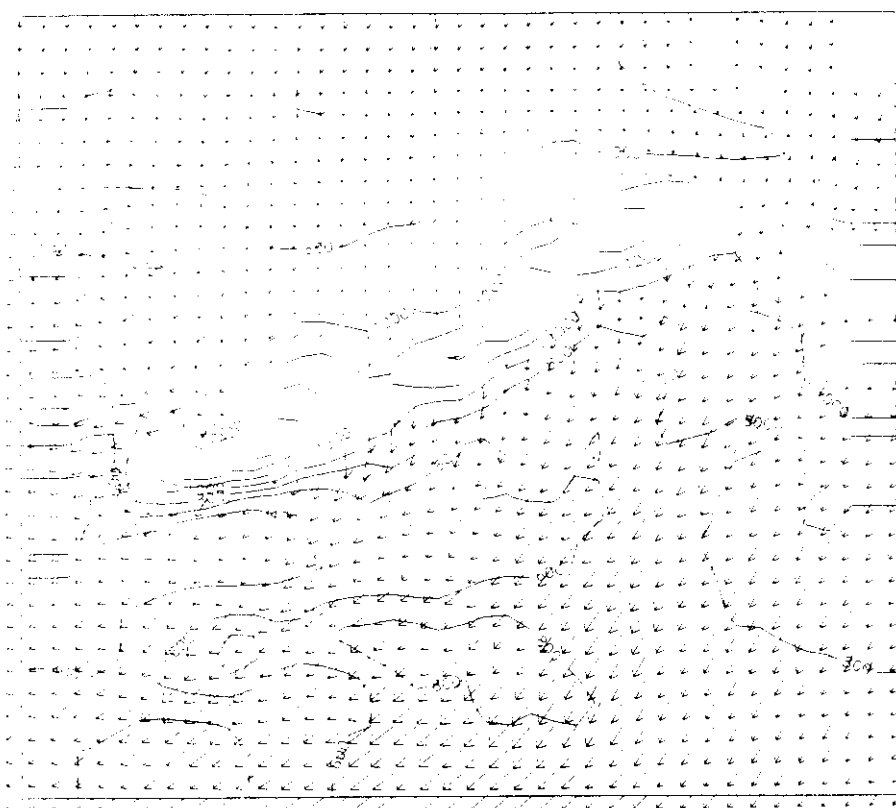


Figura 4.1.10. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 23-12-91



**Figura 4.1.11. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 22-12-91**



**Figura 4.1.12. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 23-12-91**

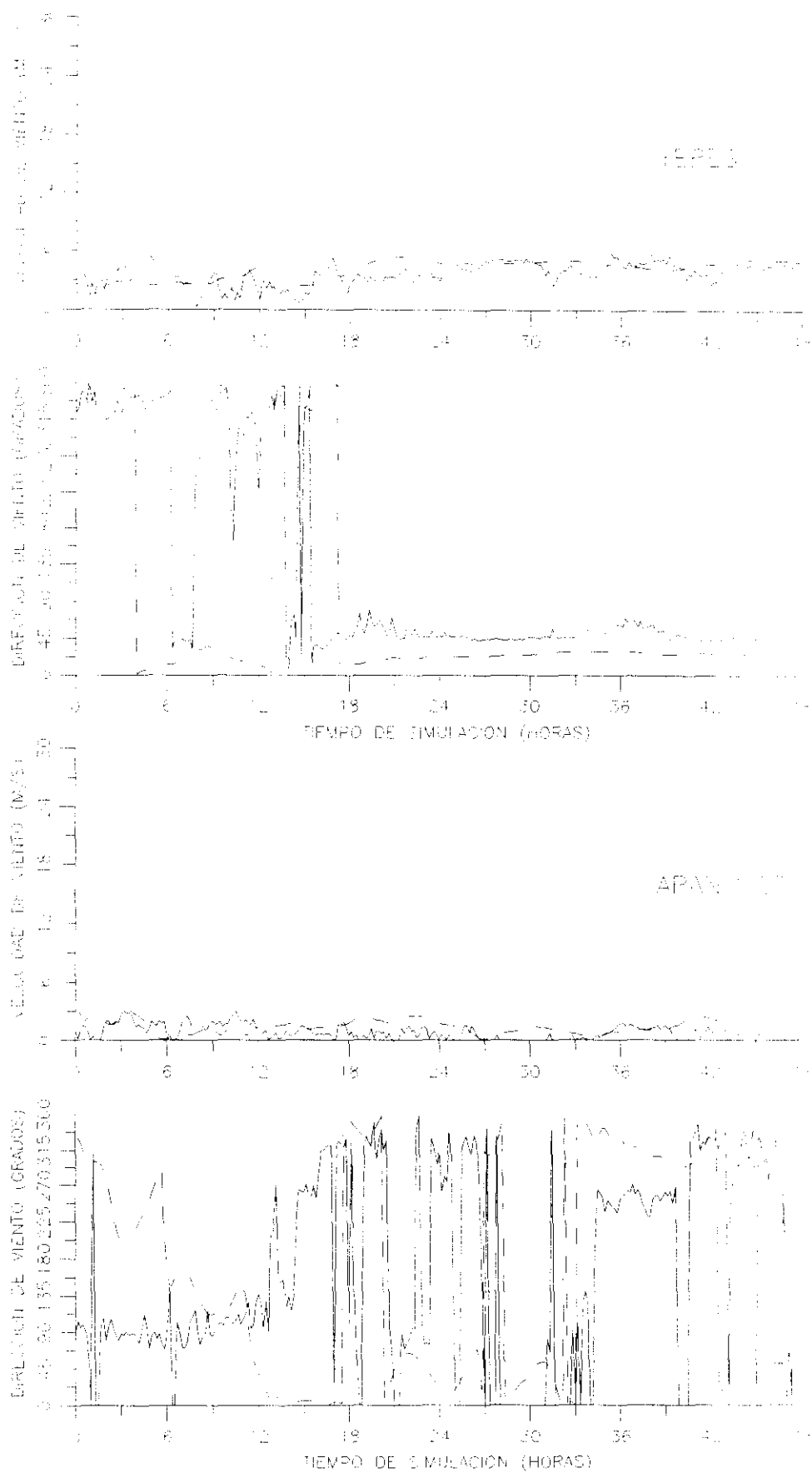


Figura 4.1.13. Evolución temporal de la velocidad y la dirección del viento observado (—) y simulado (- - -) en Yebes y Aranjuez.

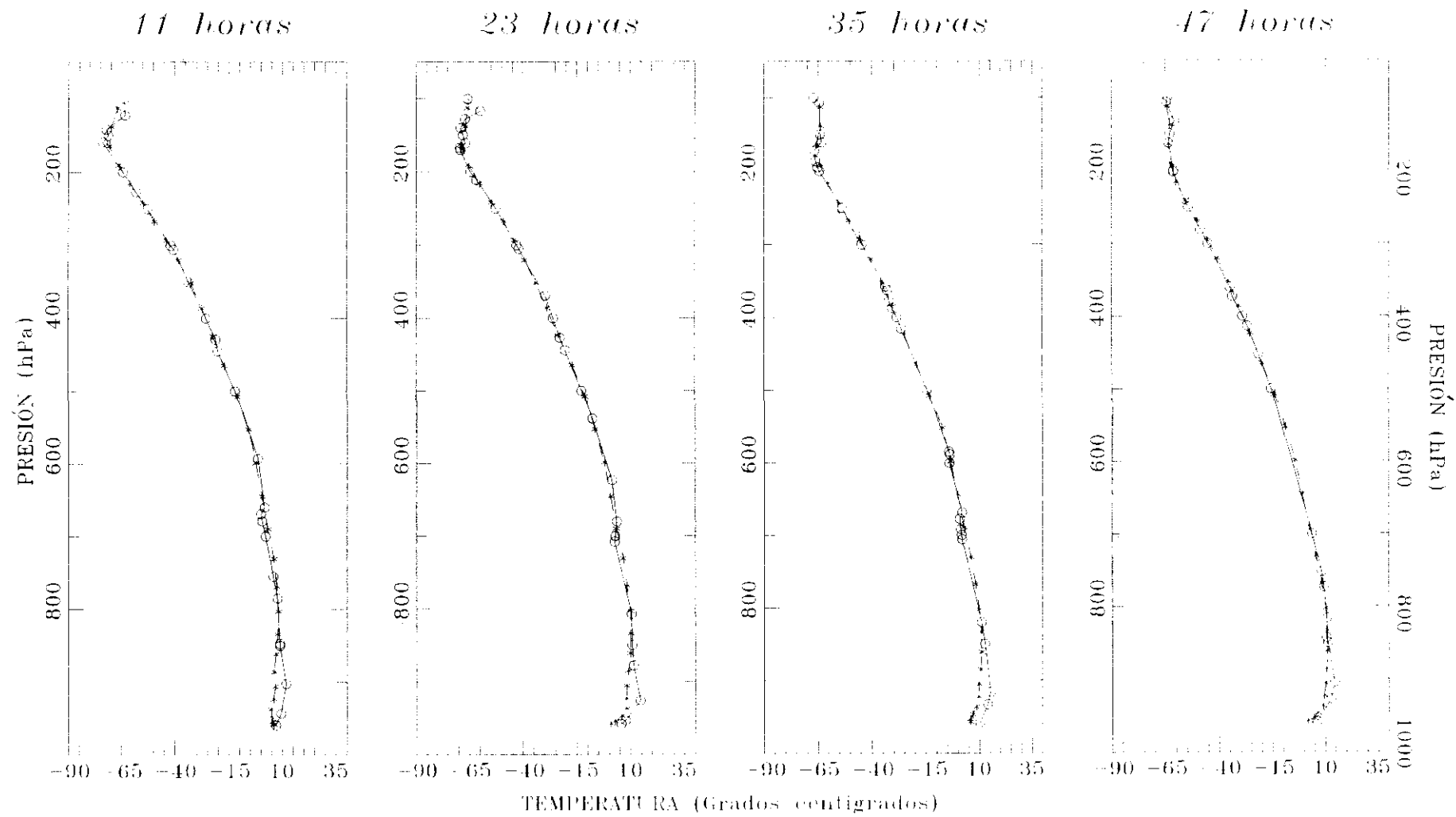


Figura 4.1.14. Perfiles verticales de temperatura observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 11, 23, 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

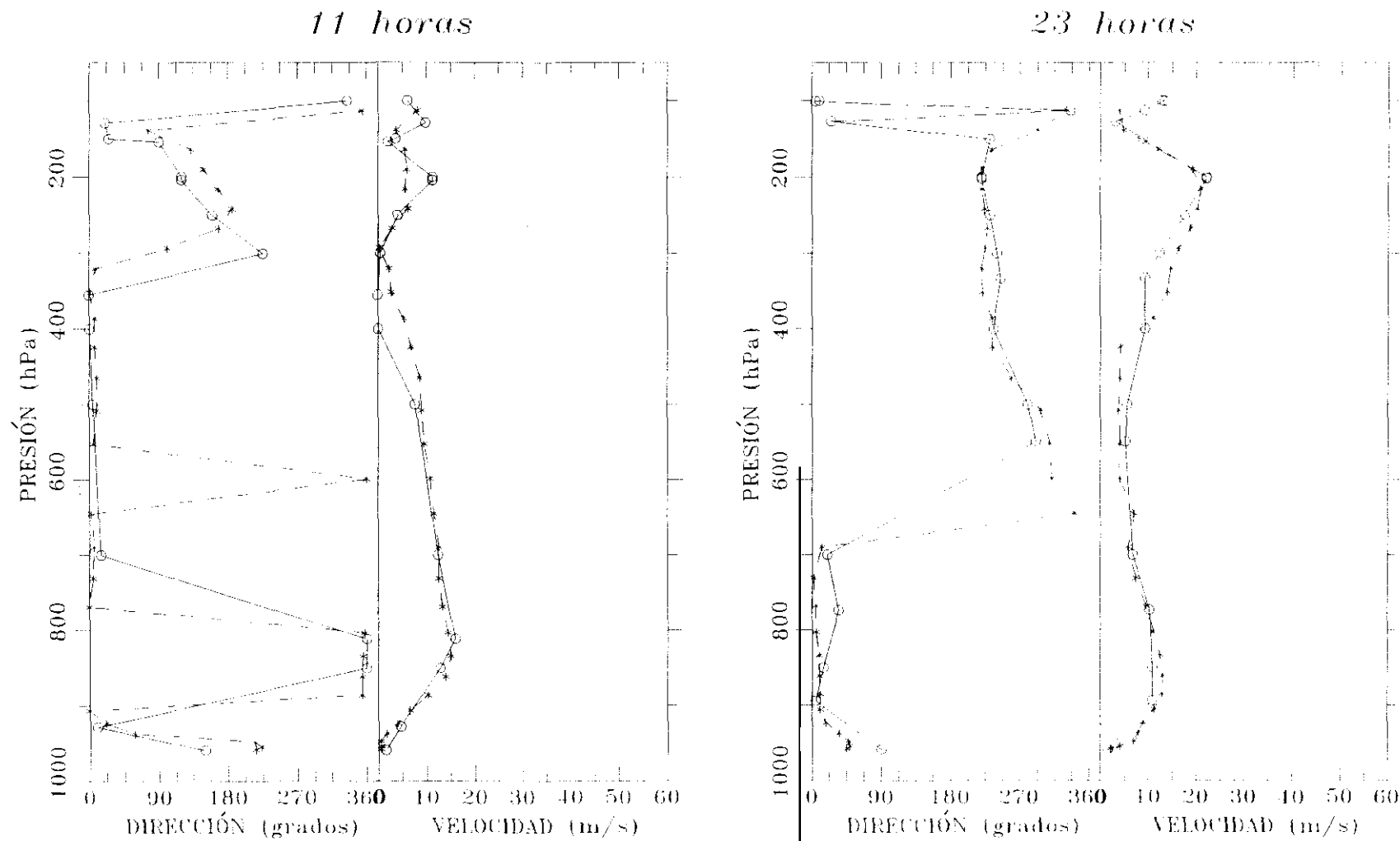


Figura 4.1.15. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 11 y 23 h desde el inicio de la simulación.

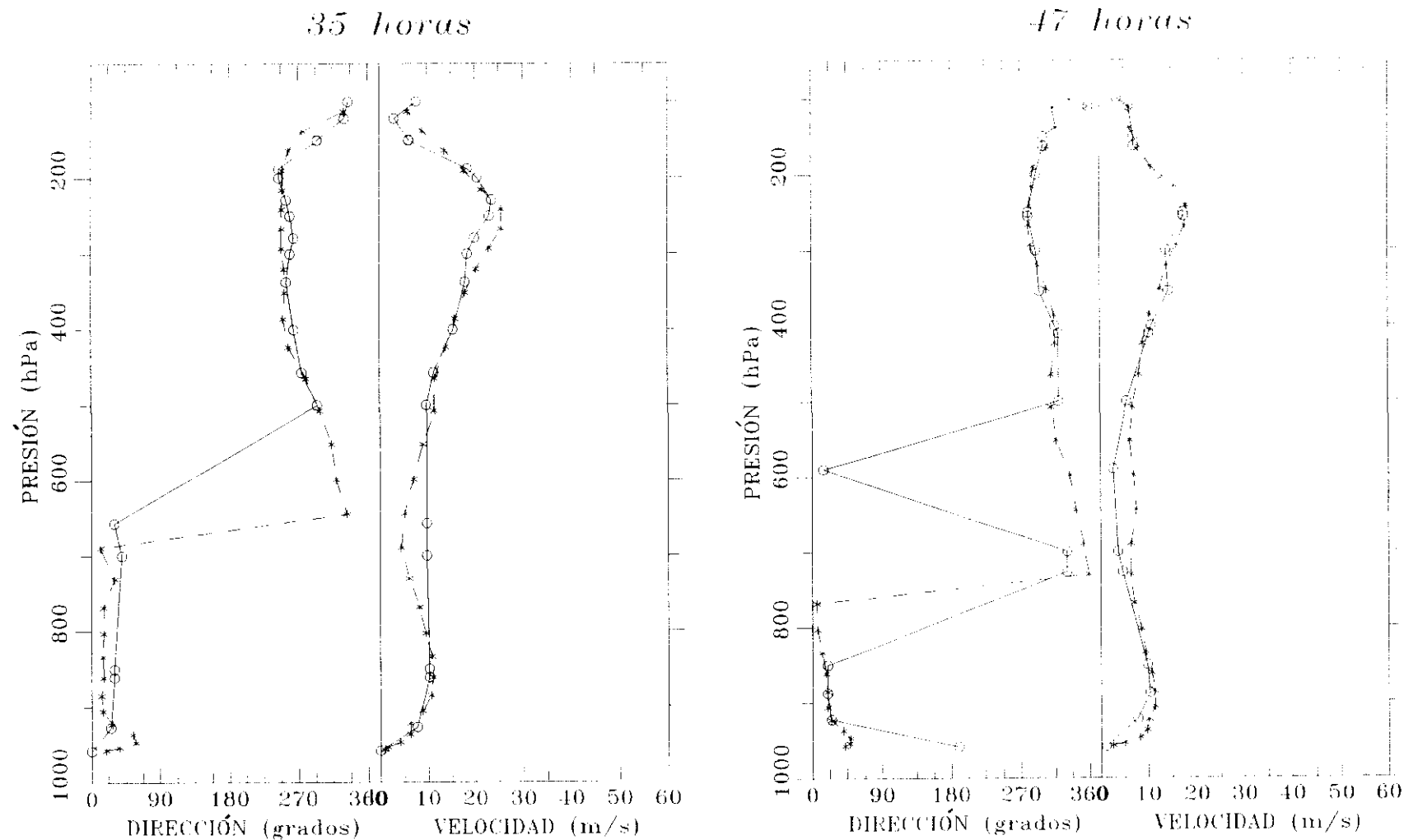
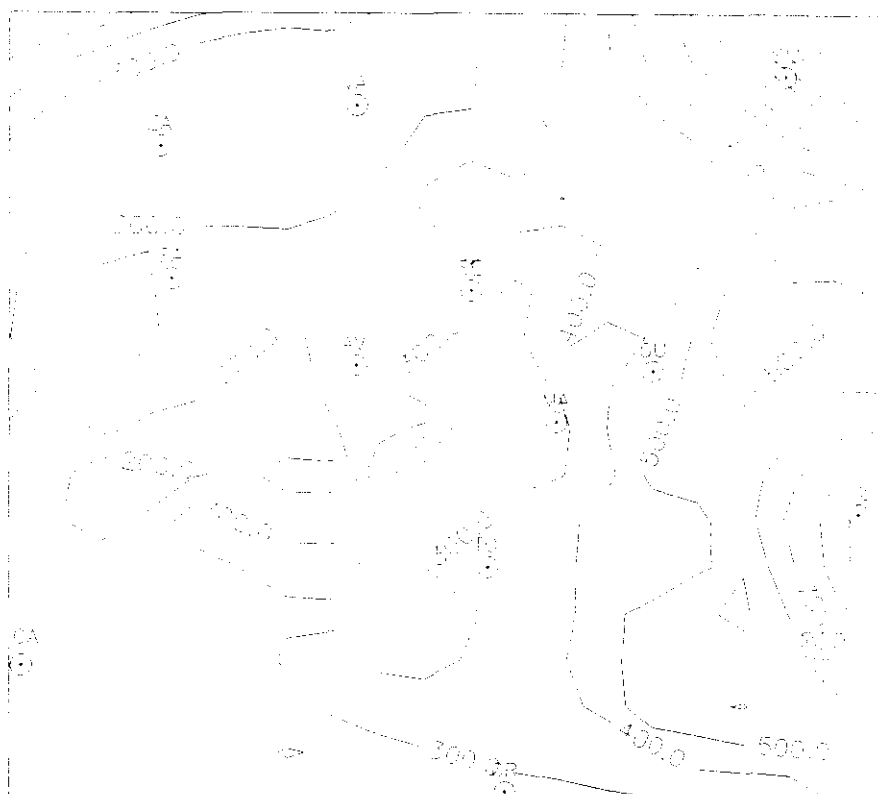
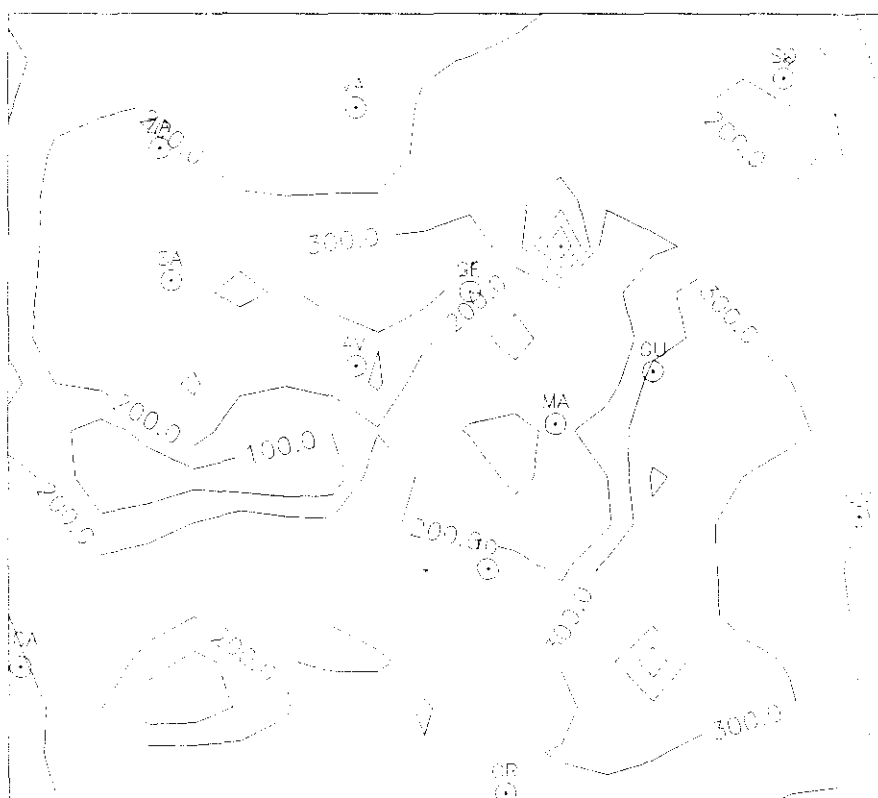


Figura 4.1.16. Perfiles verticales de direcci3n y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 35 y 47 h desde el inicio de la simulaci3n.

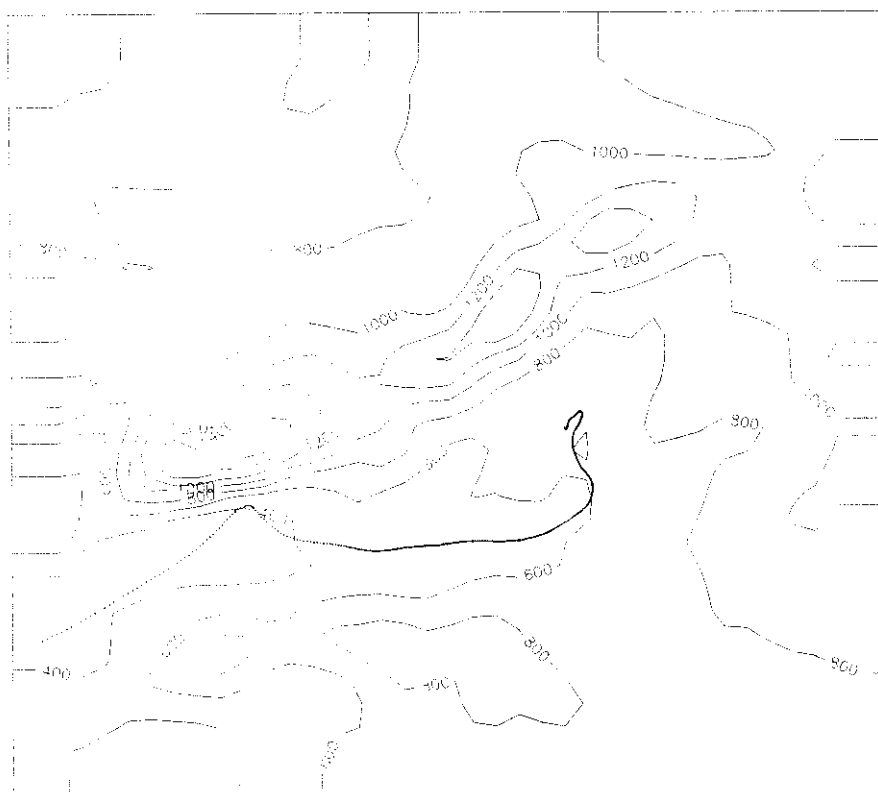


22-12-91

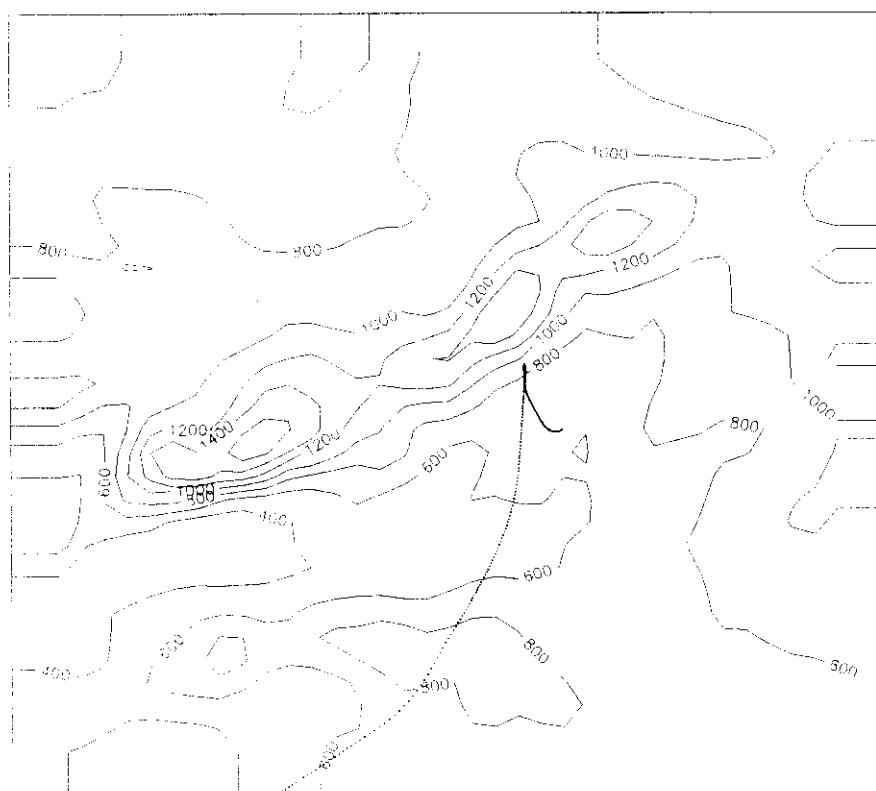


23-12-91

**Figura 4.1.17. Altura máxima simulada (m) de la capa de mezcla
en los días 22-12-91 y 23-12-91**



7 m



100 m

Figura 4.1.18. Trayectorias de partículas emitidas a 7 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid seis horas después del inicio de la simulación

4.2. Anticiclón de núcleo cálido sobre las Islas Británicas o Europa Occidental

Se ha escogido el episodio del 24-12-1991 a las 0 h (TU) al 25-12-1991 a las 18 h (TU), que es continuación de la situación previa. En las figuras 4.2.1. y 4.2.2. se muestran los análisis del Boletín Meteorológico Diario del INM. En superficie existe un potente anticiclón (que llega a tener más de 1044 hPa de presión máxima), cuyo centro se mueve lentamente desde el suroeste de Irlanda hasta el centro de Francia. El flujo geostrófico sobre la zona centro de la Península es inicialmente del NE, virando a E-SE, dirección que se mantiene el segundo día. En 500 hPa el anticiclón sigue centrado sobre la Península Ibérica el primer día, y se desplaza levemente hacia el NO el segundo día.

4.2.1. Datos observados disponibles

Al ser este episodio continuación del 4.1., los datos observados disponibles son los mismos.

4.2.2. Campos de viento

4.2.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones

En las figuras 4.2.3 a 4.2.6. se pueden ver los mapas de viento en superficie simulado del día 24 a las 7, 13, 18 y 24 h (TU) y del día 25 a las 7, 13 y 18 h, mientras que en las figuras 4.2.7. a 4.2.10. se muestran las correspondientes observaciones de viento en superficie. Las escalas utilizadas en los gráficos son las mismas que en todas las simulaciones: 5 m/s para el viento en superficie observado y 20 m/s para el simulado. Por otro lado, en la tabla VII se muestra la distribución de la dirección del viento en superficie por cuadrantes y el recorrido observados durante ambos días, así como el recorrido simulado el primer día (el segundo no se simuló completo, por lo que no se dispone de los recorridos correspondientes).

A continuación se comentan los aspectos más destacados del flujo simulado y su grado de concordancia con las observaciones de viento:

- Meseta madrileña y La Alcarria: Los vientos simulados

el día 24 soplan persistentemente del NE, más fuertes en La Alcarria (unos 5 m/s) que en la meseta madrileña, donde disminuyen en dirección al NO. Esta distribución espacial de la velocidad se invierte al día siguiente, en que los vientos en La Alcarria toman mayor

componente E y se debilitan, mientras que aumenta la velocidad del viento del NE cerca de la Sierra de Guadarrama. La variación de un día a otro en La Alcarria y zona este de la Comunidad de Madrid se ve corroborada por las observaciones en Yebes, Trillo y Torrejón tomadas en conjunto. En Getafe y Cuatro Vientos el persistente viento del primer cuadrante observado (especialmente el segundo día, como se muestra en la tabla VII) coincide bien con el simulado, aunque la tendencia a calmas en horas nocturnas no se ve reflejada en la simulación.

- Sistema Central: El viento simulado en los picos y laderas sur del Sistema Central el primer día es claramente más débil que el del día 23 (situación 4.1.). El segundo día del presente episodio el viento va girando hacia la dirección E; concretamente se simula flujo del E-NE en las laderas sur (con una fuerza de unos 5 m/s como máximo) y flujo del SE en los pasos de montaña y laderas norte, particularmente a las 18 h del día 25. En conjunto, ya no destaca la fuerza del viento en el Sistema Central en comparación con el de la meseta, como ocurría en el episodio previo. El viento medido en Navacerrada parece apoyar el debilitamiento del viento el día 24 (recorrido observado de 201 km frente a 279 km el día 23). El día 25 el viento observado en Avila y Navacerrada sopla predominantemente del segundo cuadrante (17.8 y 24 h, respectivamente), lo que coincide con el giro de dirección simulado (aunque éste parece menos acusado que el observado), mientras que las mediciones en Segovia no presentan variaciones significativas respecto al episodio anterior.

Por otro lado, el punto de separación del flujo que se simulaba el día 23 al norte de la Sierra de Ayllón (ver figuras 4.1.5. a 4.1.6.) se desplaza durante este episodio hacia el E de dicha sierra. El viento del oeste en la cuenca alta del Duero, característico de la configuración del flujo en los días 22 y 23, va virando hacia viento del E a lo largo del presente episodio. Este cambio de dirección del flujo parece verse corroborado por el viento observado en Lubia (de componente oeste durante el episodio anterior y de componente E en el presente episodio).

- Montes de Toledo: Las principales variaciones del flujo se dan el día 25, con un ligero giro del viento hacia la dirección E, al tiempo que se debilita algo. El viento observado en San Pablo de los Montes se mantiene débil y presenta una oscilación diurna, con vientos del N-NE en las horas centrales del día y de componente sur o en calma en las horas nocturnas, lo que no es captado por el modelo.

- Valle del Tajo: El flujo simulado está claramente canalizado, con flujo persistente del E río abajo de Toledo. La máxima fuerza se da al sur de Gredos, con unos 5 m/s. Entre Aranjuez y Toledo el viento es del NE, más débil. En las horas centrales del día 25 los resultados de la simulación indican un campo de vientos más homogéneo en dirección y fuerza. La coincidencia con el viento observado en Talavera es buena, especialmente en cuanto a la persistencia y dirección, mientras que en Almaraz sólo lo es al final del episodio. En Toledo y Aranjuez el viento medido es muy débil el primer día, intensificándose en el segundo (214 frente a 87 km de recorrido). Este comportamiento no se recoge con claridad en la simulación.

- Meseta norte: Resalta el flujo persistente del primer cuadrante al noroeste de la Sierra de Gredos y una zona de vientos muy débiles al noroeste de la Sierra de Guadarrama. Las observaciones en Barbadillo y Matacán parecen corroborar la dirección y persistencia del viento (en este caso incluso los recorridos simulados el primer día se acercan a los observados en ambas estaciones), pero indican flujo apreciable del E-NE también en Villanubla, donde la simulación da vientos bastante más débiles. El debilitamiento del viento observado a las 18 h no se aprecia en la simulación.

Estación	Frecuencia de dirección de viento observado (h)					Recorrido (km)	
	1 ^{er} c.	2 ^o c.	3 ^{er} c.	4 ^o c.	Cal.	Obs.	Sim.
Cuatro Vientos	10.0 16.3	1.5 2.0	1.0 0.0	4.0 4.5	7.5 1.2	* 123 * 110	289 -
Getafe	14.5 20.0	1.0 1.5	2.0 0.0	2.5 1.0	4.0 1.5	- -	- -
Navacerrada	7.0 0.0	0.0 24.0	3.0 0.0	12.0 0.0	2.0 0.0	201 262	411 -
Toledo	0.0 0.0	8.5 17.4	0.0 0.0	0.0 0.0	15.5 6.6	87 214	233 -
Barbadillo	12.5 21.0	10.0 1.0	0.0 0.0	0.0 0.0	1.5 2.0	303 172	255 -
Matacán	17.5 16.5	1.5 4.5	2.5 2.5	0.5 0.5	2.0 0.0	201 138	244 -
Avila	2.1 0.2	5.6 17.8	2.2 1.8	5.1 0.0	9.0 4.2	79 186	227 -
Lubia	11.5 6.0	0.0 9.0	1.0 0.0	6.5 0.0	5.0 9.0	239 144	- -
Segovia	4.3 5.7	10.5 10.9	5.5 2.5	3.0 3.7	0.7 1.2	* 88 * 104	183 -
Villanubla	21.3 19.8	2.5 2.0	0.0 0.0	0.0 0.0	0.2 2.2	* 344 * 203	133 -

TABLA VII. Distribución de viento observado por cuadrantes, recorrido observado (* indica de 7 h a 7 h, en vez de 0 a 24 h) y recorrido simulado en los días 23-12-1991 y 24-12-1991

4.2.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa

Los mapas de viento simulado a las 13 y 24 h del día 24 y a las 13 h del día 25 se muestran en las figuras 4.2.11. y 4.2.12.

A las 13 h del día 24 se observa que el efecto de barrera del Sistema Central ha disminuido en comparación con el que se manifestaba en la simulación del episodio descrito

en el apartado 4.1., al ser el flujo más paralelo al eje del sistema montañoso. Esta evolución es más evidente a las 24 h del día 24, en que el flujo en casi todo el dominio tiene direcciones entre E y NE, y es más fuerte en la meseta norte que en el episodio antes citado. Asimismo al sur del Sistema Central ha desaparecido prácticamente la estructura de dos chorros que se simulaba en los días 22 y 23, quedando un solo chorro que se extiende sobre la provincia de Guadalajara, la meseta madrileña y parte del Valle del Tajo y los Montes de Toledo, con vientos máximos en torno a 15 m/s.

A las 13 h del día 25 el viento ha virado aún más: las direcciones oscilan entre SE y E-NE. Se observa que se ha debilitado considerablemente en comparación con la medianoche previa, lo que parece estar relacionado, al menos en parte, con el calentamiento solar diurno y el correspondiente transporte vertical turbulento del momento lineal, pues tanto antes como después (a las 7 y 18 h, respectivamente) el viento en 900 hPa es más fuerte (no se muestran estos gráficos).

4.2.3. Comparación de la evolución temporal observada y simulada en algunos puntos seleccionados

En la figura 4.2.13. se presenta la evolución temporal del viento en Talavera y San Pablo de los Montes, lo que permite mostrar claramente los efectos de la resolución del modelo en la capacidad para simular distintos aspectos del flujo.

En Talavera, situada a orillas del río Tajo, el persistente flujo observado de direcciones entre NE y E, con una fuerza de unos 2 m/s, es reproducido aceptablemente bien por el modelo. La relativa anchura del valle del Tajo en esta zona hace que la estructura orográfica del modelo sea suficientemente análoga a la real.

En cambio, en San Pablo de los Montes, la coincidencia entre el viento medido y el simulado en el punto del modelo más cercano a esta localidad es bastante escasa. Mientras que la simulación da viento persistente del NE de unos 4 m/s, las medidas indican un viento débil o muy débil, con dirección bastante variable. Esto sugiere la existencia de efectos locales sobre el flujo, que probablemente estén en relación con la orografía de pequeña escala en la zona de la estación de medida. La estación está situada a una altura de 917 m en la vertiente norte de los Montes de Toledo, en un punto muy cercano al cordal que separa ambas vertientes con picos de hasta 1378 m. En cambio, el punto más cercano en el modelo corresponde a un pico del sistema montañoso, pues la densidad de puntos es

insuficiente para captar las antedichas características orográficas de pequeña escala, lo que puede explicar parte de las discrepancias.

4.2.4. Perfiles verticales de viento y temperatura

En las figuras 4.2.14. a 4.2.16. se muestran los perfiles de viento y temperatura simulados y observados.

El rasgo más destacado en los perfiles térmicos es la estabilidad en capas bajas. A las 11 h del día 23 el límite superior de la inversión observada está por encima de 900 hPa, lo que facilita una aceptable reproducción del perfil observado en la simulación. A las 23 h de este día, sin embargo, existe una inversión junto al suelo con tope en 900 hPa que no es correctamente simulada, como tampoco es captada la pequeña inversión a una altura inferior a 900 hPa del sondeo correspondiente a las 11 h del día 25, lo que en parte puede ser debido a las limitaciones ya indicadas del análisis vertical. La capa isoterma presente en el último sondeo, y que alcanza hasta 800 hPa sí se recoge con cierta aproximación en la simulación.

El viento observado en altura es aún más débil que en el episodio del apartado 4.1. A las 11 h del día 24, la simulación produce un máximo de 12 m/s del N-NE a 900 hPa, que no se corresponde bien con las mediciones, que indican un máximo más débil (6 m/s) y a menor altura. Las máximas diferencias entre la dirección simulada y la observada se dan junto al suelo y a 700 hPa; en ambos puntos la velocidad del viento es bastante débil (unos 3 m/s). La coincidencia entre los perfiles de viento simulado y observado a las 23 h del día 24 es mejor; especialmente se capta bien la altura del chorro de bajo nivel (unos 900 hPa), aunque la velocidad simulada excede a la observada. A las 11 h del día siguiente las observaciones indican un debilitamiento del viento por debajo de 850 hPa, hecho que se recoge cualitativamente bien en la simulación, con la excepción de la velocidad del viento junto al suelo (se simulan 5 m/s frente a la calma observada); no se aprecia sin embargo en las observaciones el máximo simulado a 900 hPa.

4.2.5. Capa de mezcla

En la figura 4.2.17. se presentan las alturas máximas simuladas de la capa de mezcla en ambos días.

El día 24 la capa límite alcanza alturas entre 300 y 400 m en todo el dominio, salvo

en la esquina noreste donde la altura máxima es mayor. El día 25 la capa límite alcanza en general alturas mayores, con valores de más de 600 m en algunas zonas de ambas mesetas y del valle del Tajo. Este aumento simulado parece apoyado por el enfriamiento observado de un día a otro en los análisis de 850 hPa mostrados en la figura 4.2.2.

El primer día no se distinguen estructuras claras a mesoescala. Sin embargo, el segundo día al cambiar la dirección del viento, se forma un gradiente transversal al Sistema Central, con capas límite mayores al sur que en la vertiente norte, donde las alturas máximas no llegan a 300 m.

4.2.6. Trayectorias

En la figura 4.2.18. se muestran las trayectorias simuladas de partículas emitidas a 8 y 100 m de altura en la ciudad de Madrid.

En este caso, la separación horizontal de las trayectorias de las partículas emitidas a 8 y 100 m de altura sobre el suelo es bastante menor que en el episodio del apartado 4.1. En ambos casos se observan los efectos de la canalización del flujo en el Valle del Tajo, que se distinguen también en la trayectoria de la partícula emitida a 350 m de altura, pero no en la emitida a 600 m de altura (estas dos últimas trayectorias no se muestran). La partícula emitida a 8 m de altura se desplaza 80 km hacia el SO en 24 h, y no llega a abandonar el dominio durante la simulación; en todo momento se mantiene muy cerca del suelo. La partícula emitida a 100 m de altura entra en un flujo ascendente al llegar al pie de la Sierra de Gredos y se eleva unos 500-600 m sobre el suelo, para abandonar el dominio del modelo 18 h después de salir de la ciudad de Madrid.

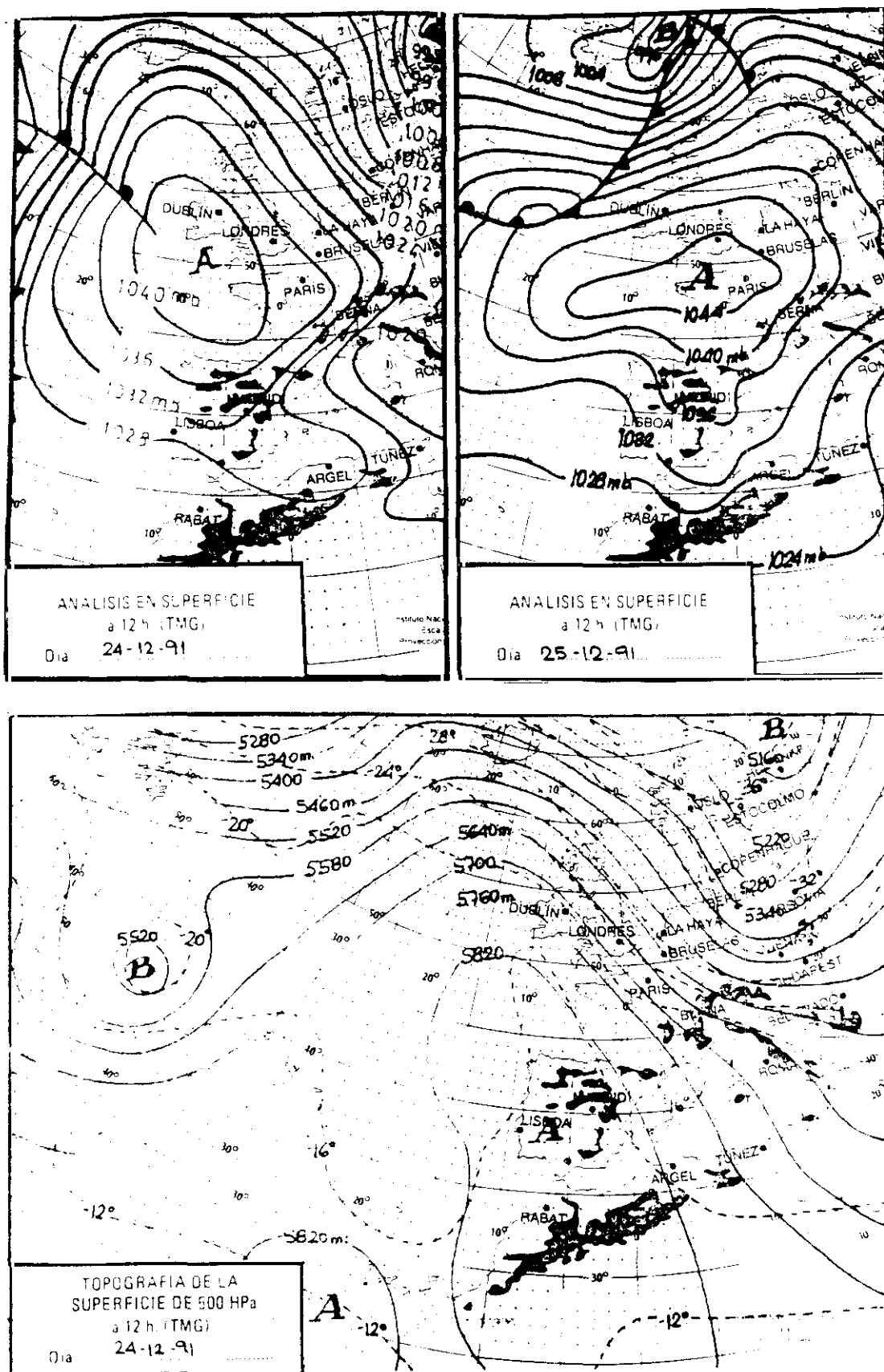


Figura 4.2.1. Análisis en superficie a las 12 h de los días 24-12-1991 y 25-12-1991 y topografía de 500 hPa a las 12 h del día 24-12-91

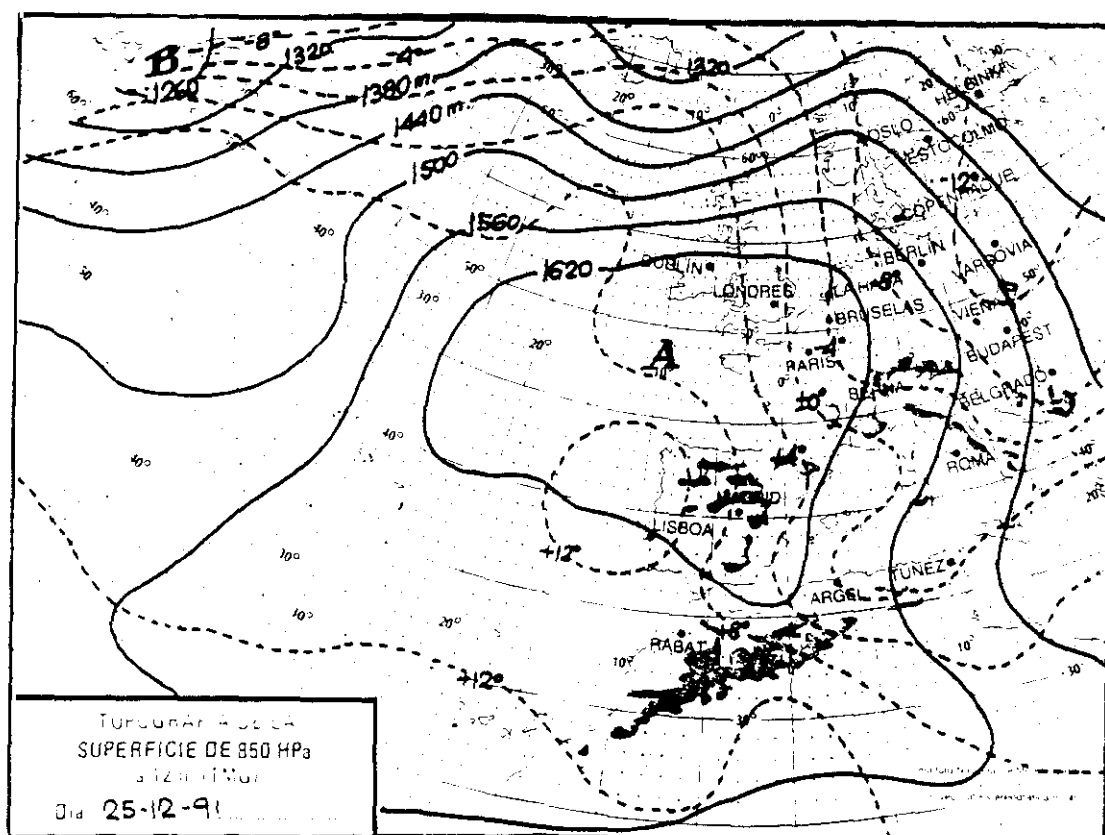
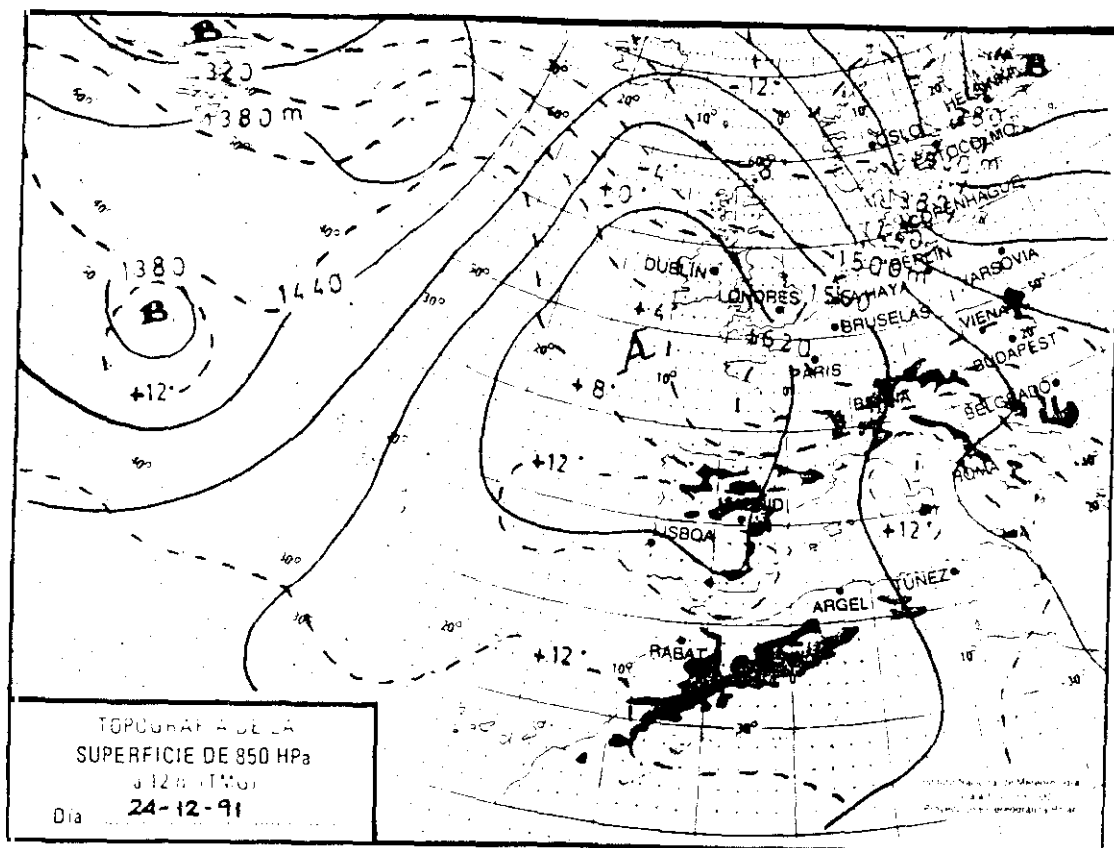


Figura 4.2.2. Topografía de 850 hPa a las 12 h de los días 24-12-91 y 25-12-91

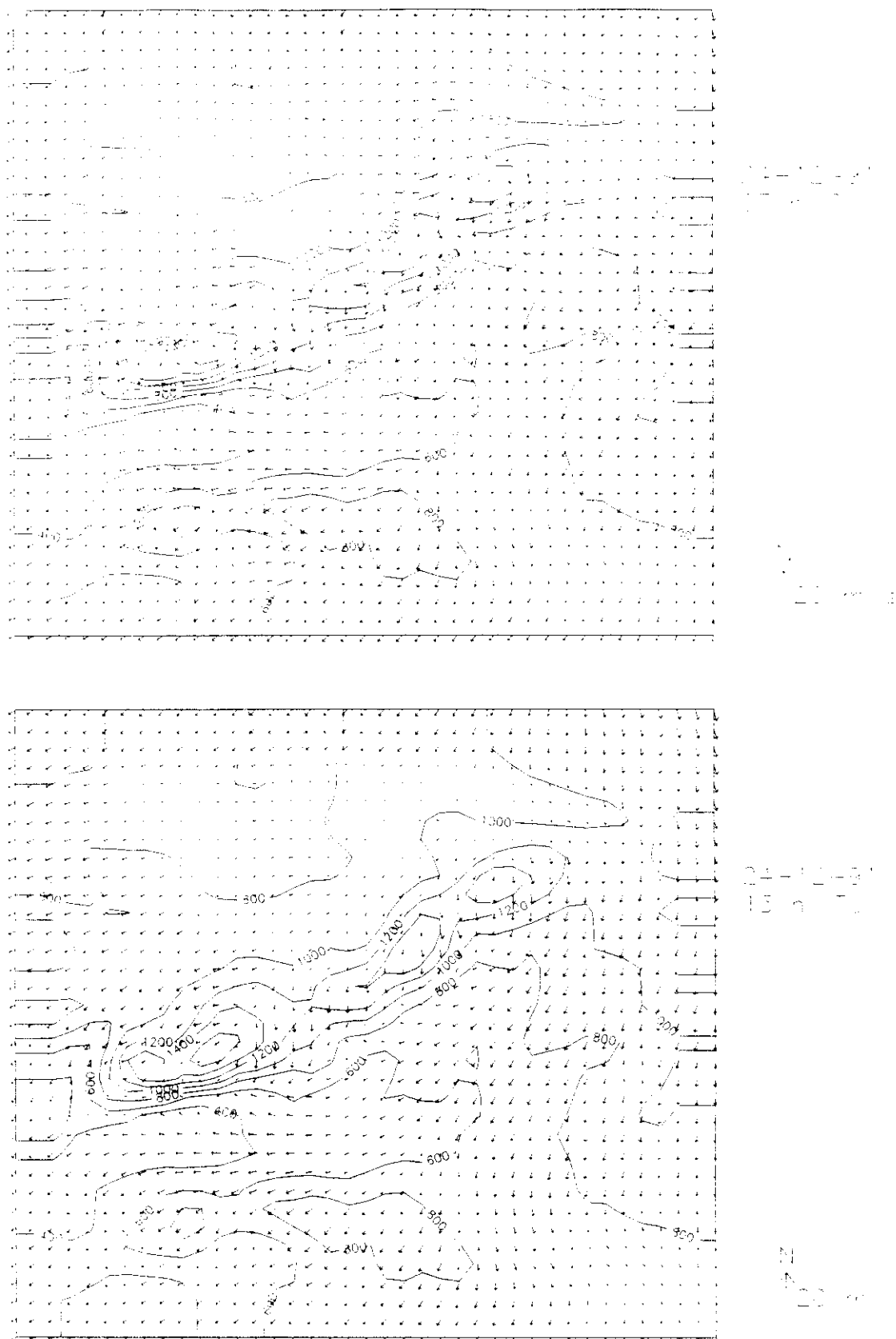


Figura 4.2.3. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 24-12-91

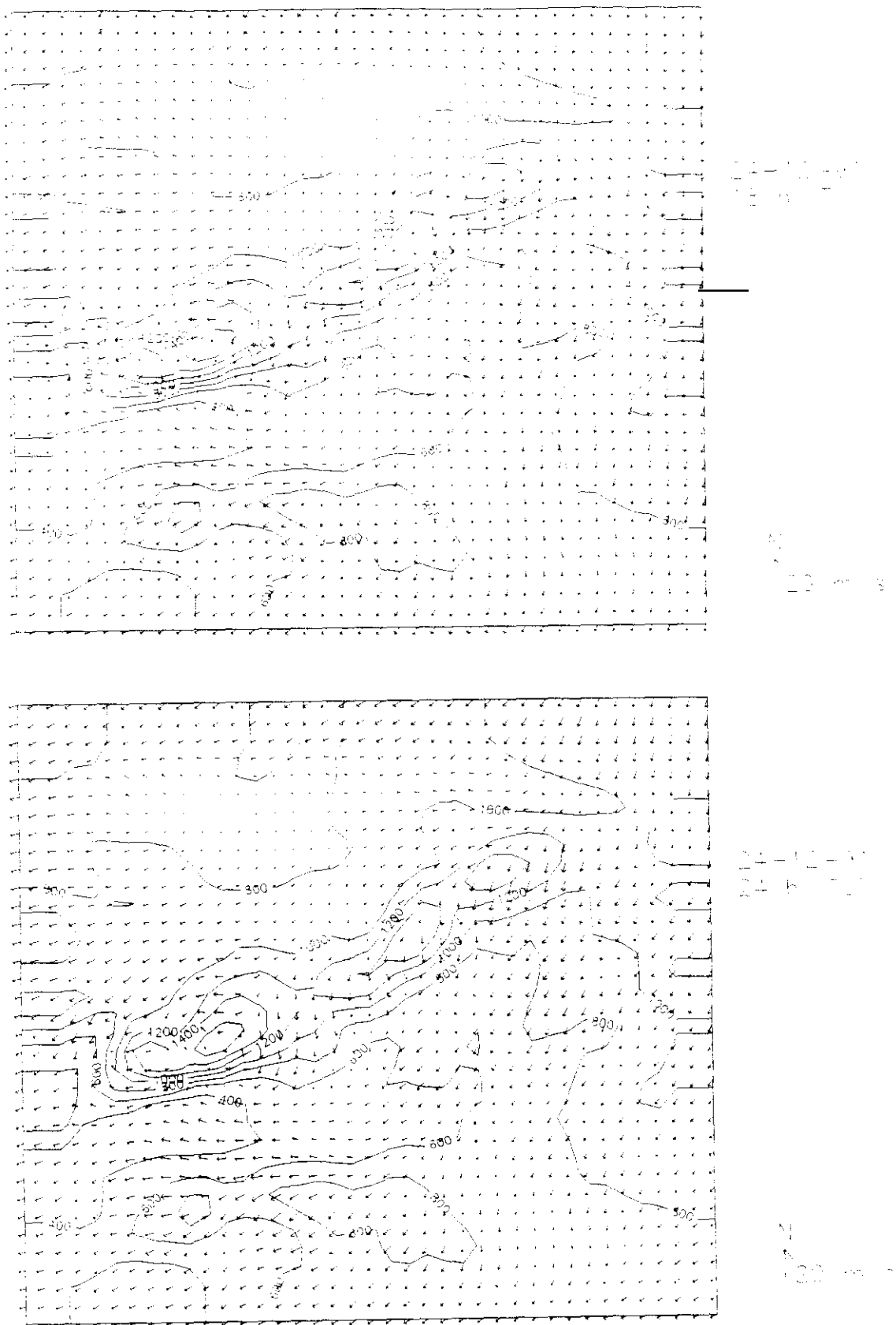
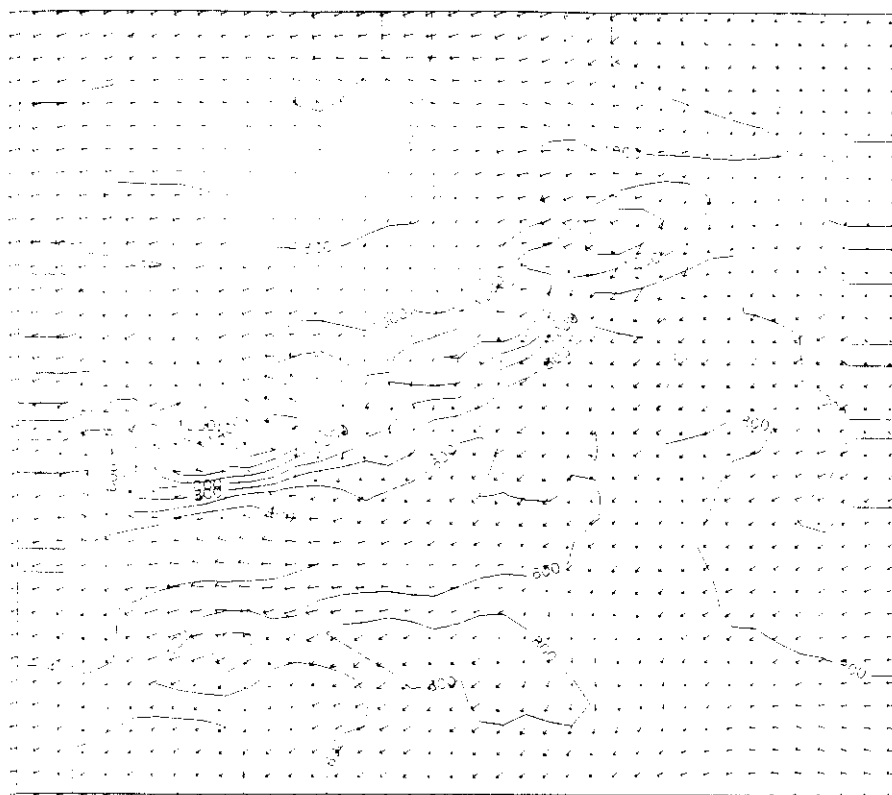
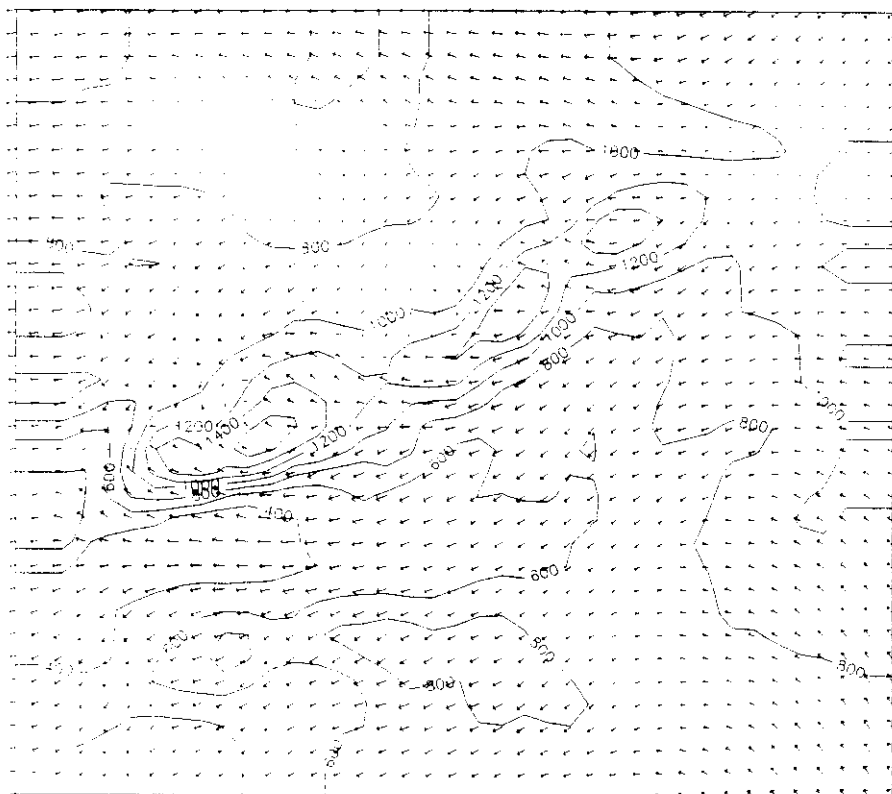


Figura 4.2.4. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 24-12-91



25-12-91
7h

25-12-91
7h



25-12-91
13h

25-12-91
13h

Figura 4.2.5. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 25-12-91

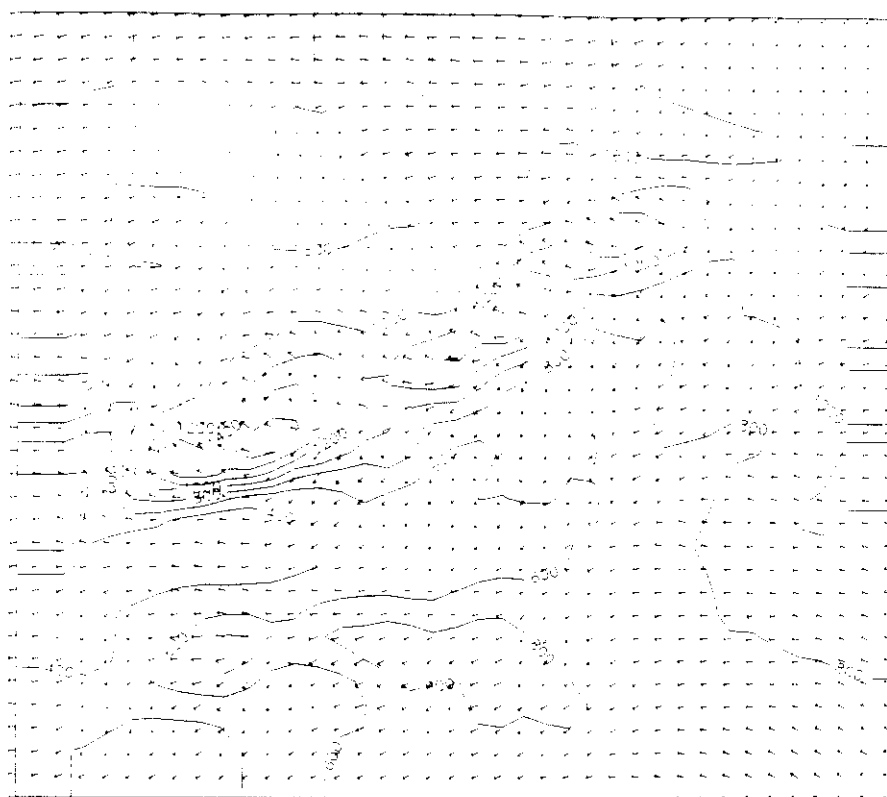


Figura 4.2.6. Viento en superficie simulado a las 18 h del día 25-12-91

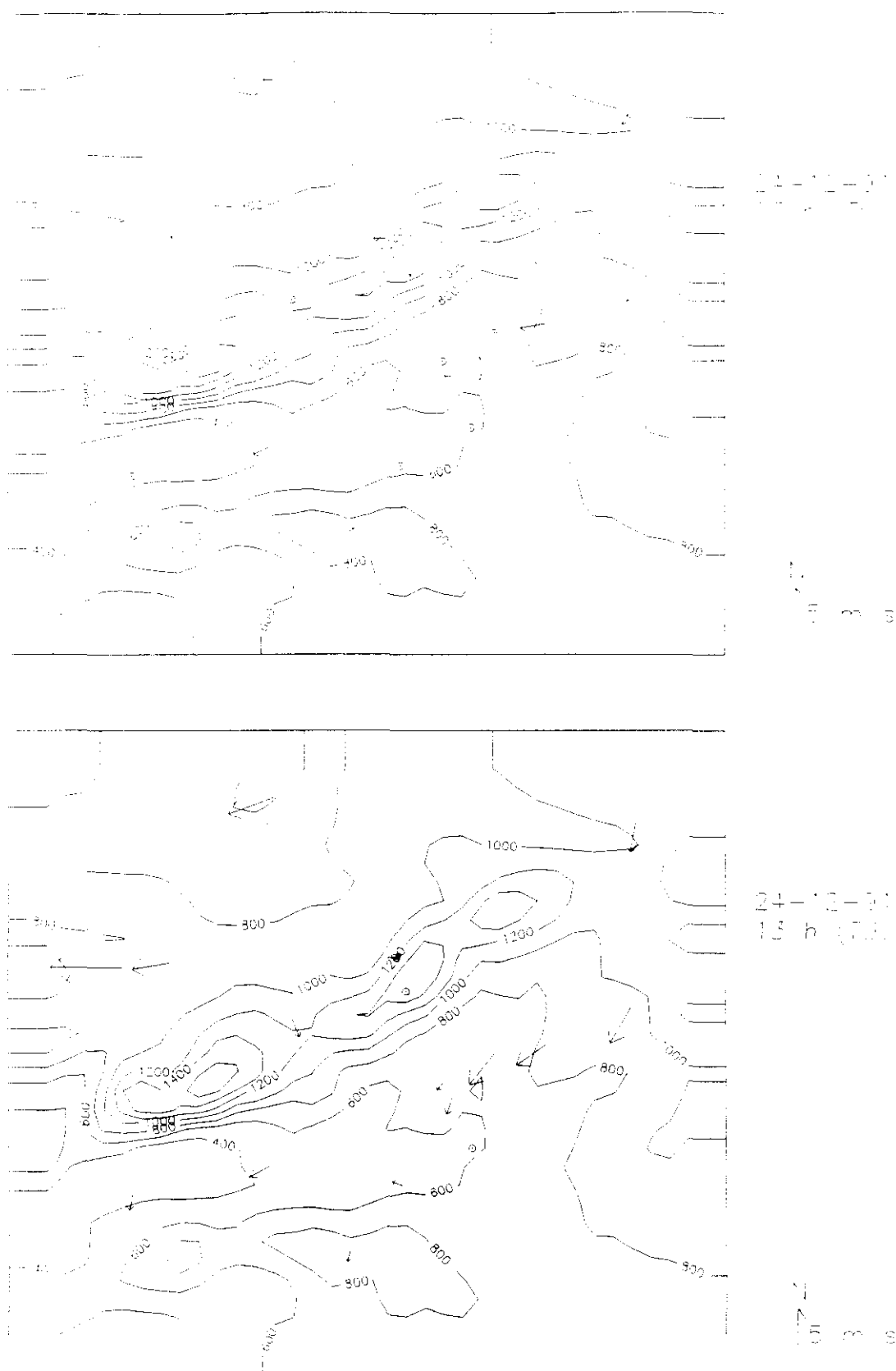
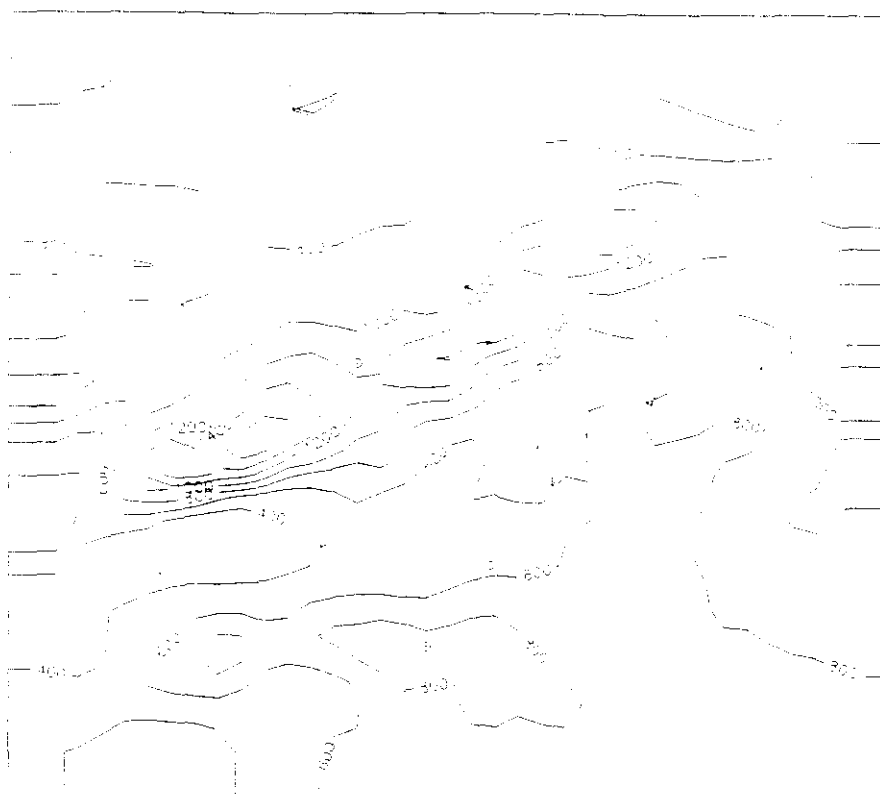
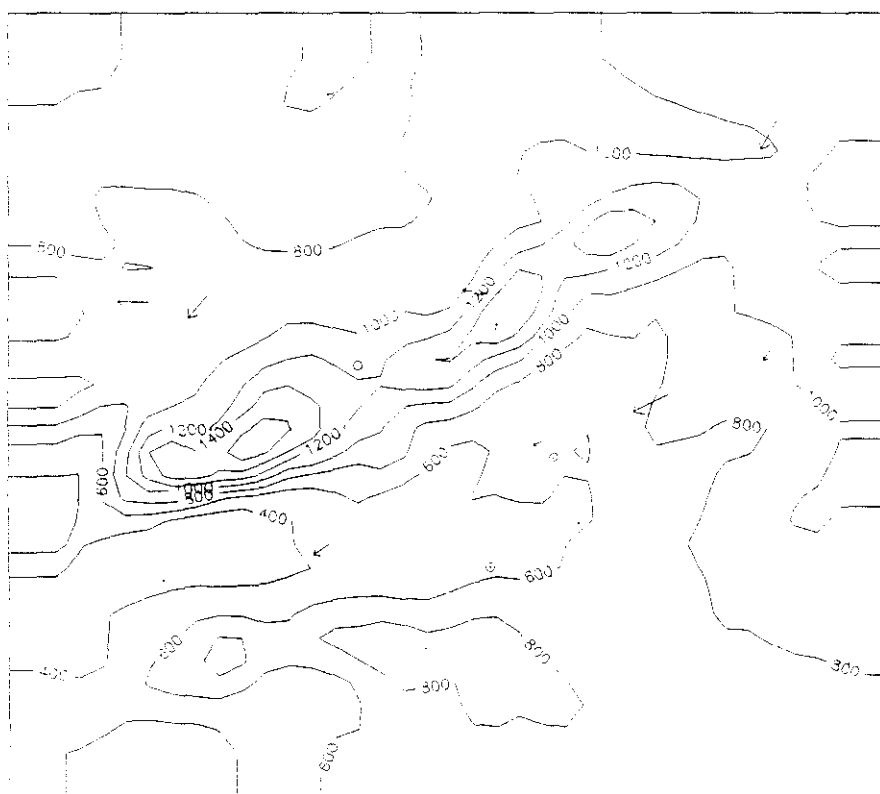


Figura 4.2.7. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 24-12-91



24-12-91
18h



24-12-91
24h

Figura 4.2.8. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 24-12-91

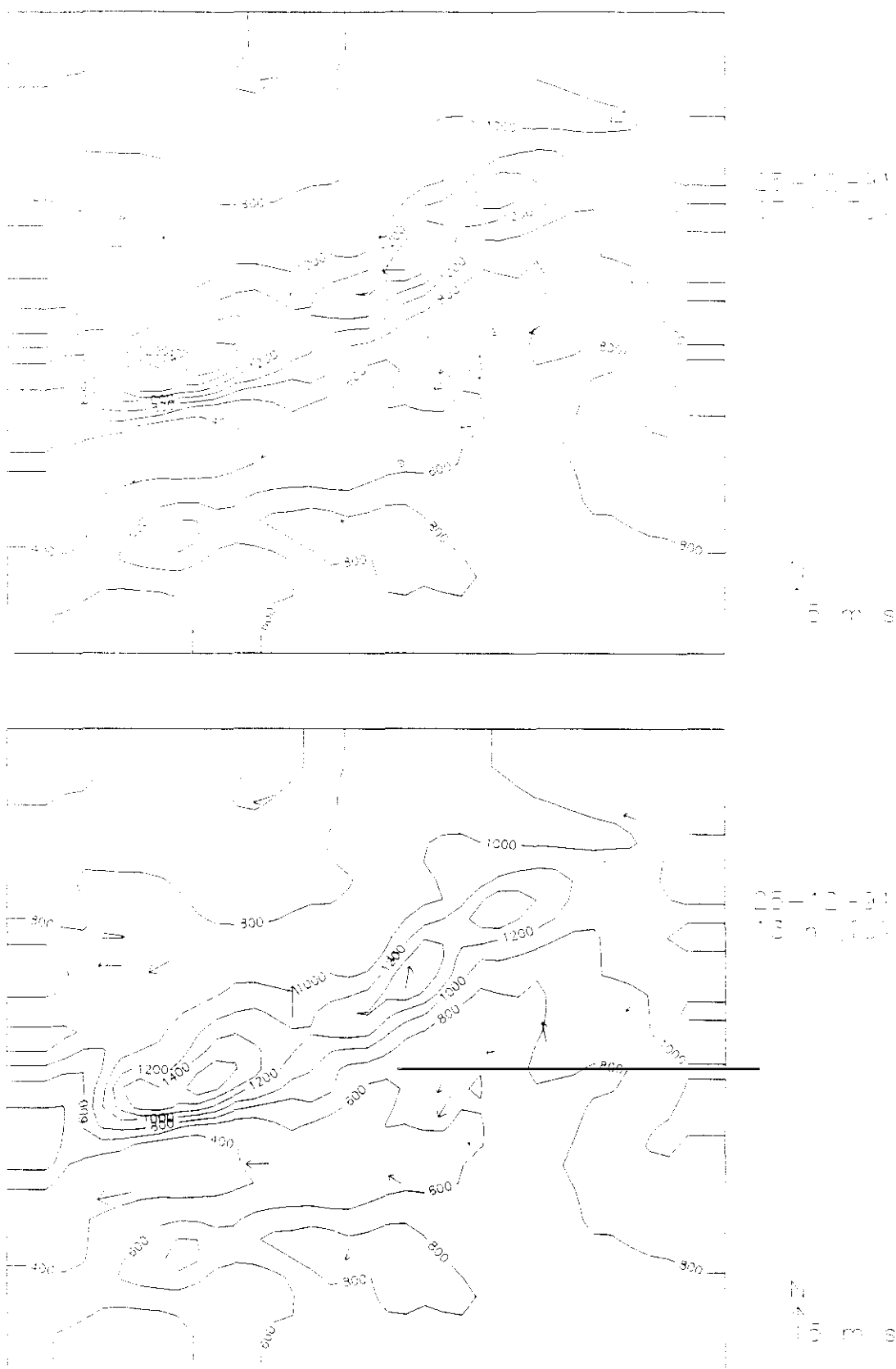


Figura 4.2.9. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 25-12-91

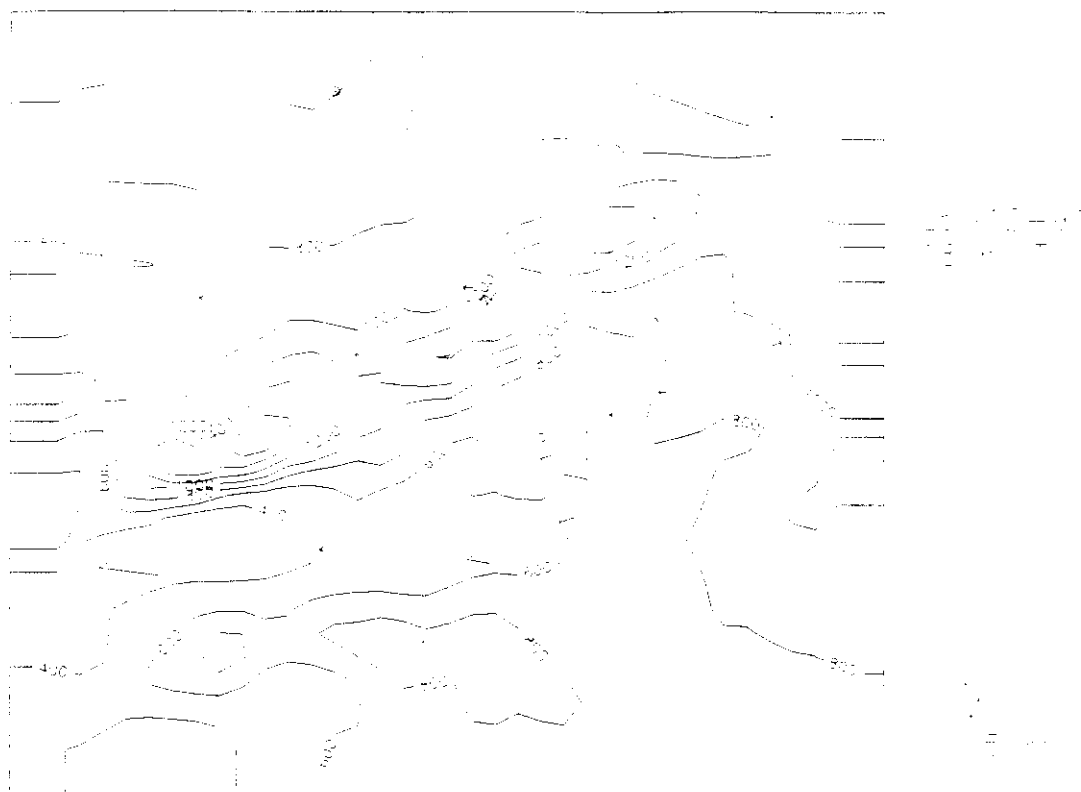
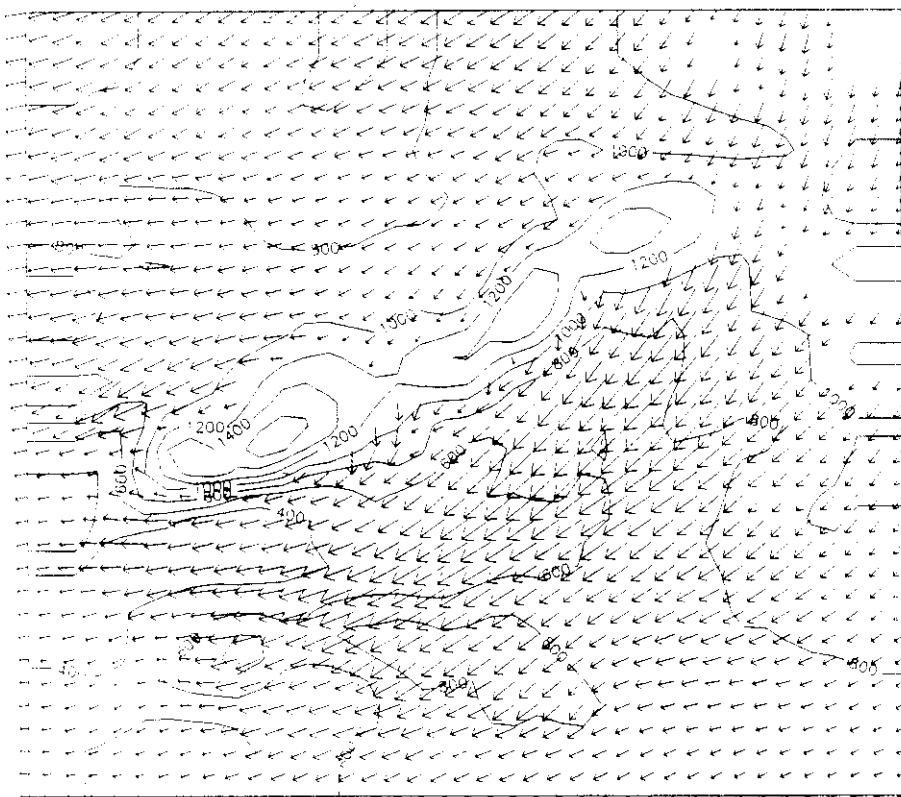
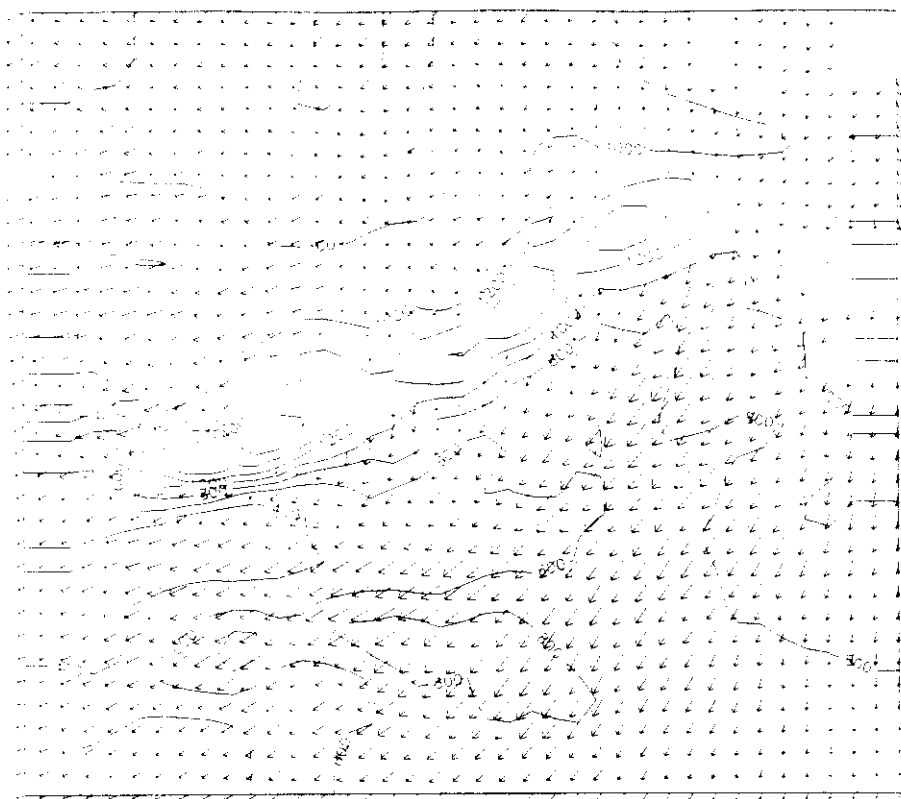
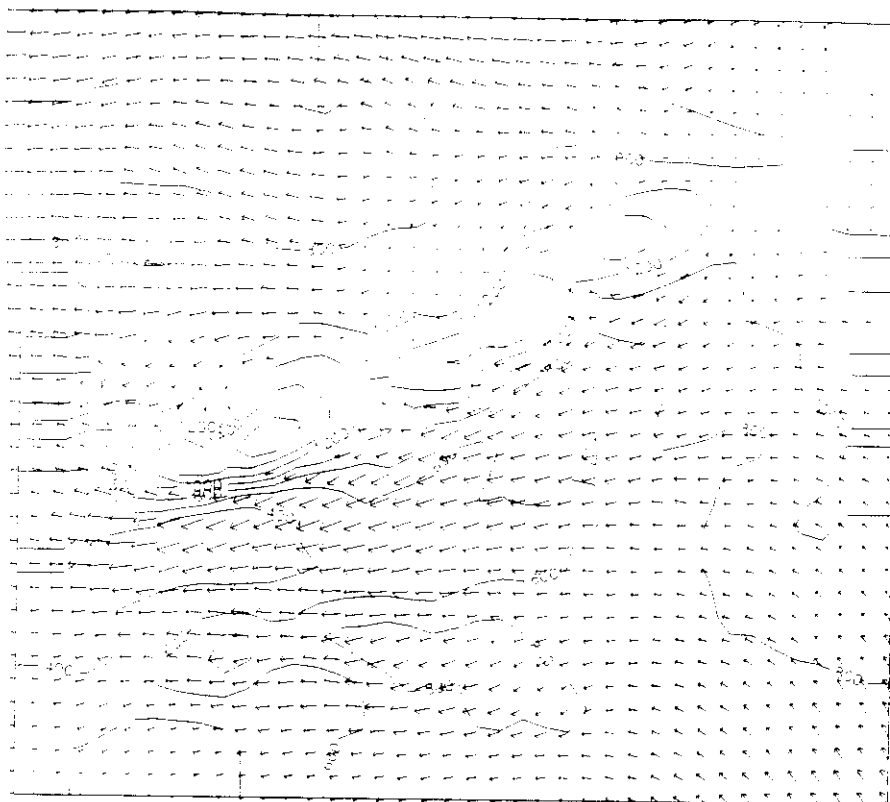


Figura 4.2.10. Viento en superficie observado a las 18 h del día 25-12-91



**Figura 4.2.11. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 24-12-91**



**Figura 4.2.12. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 h del día 25-12-91**

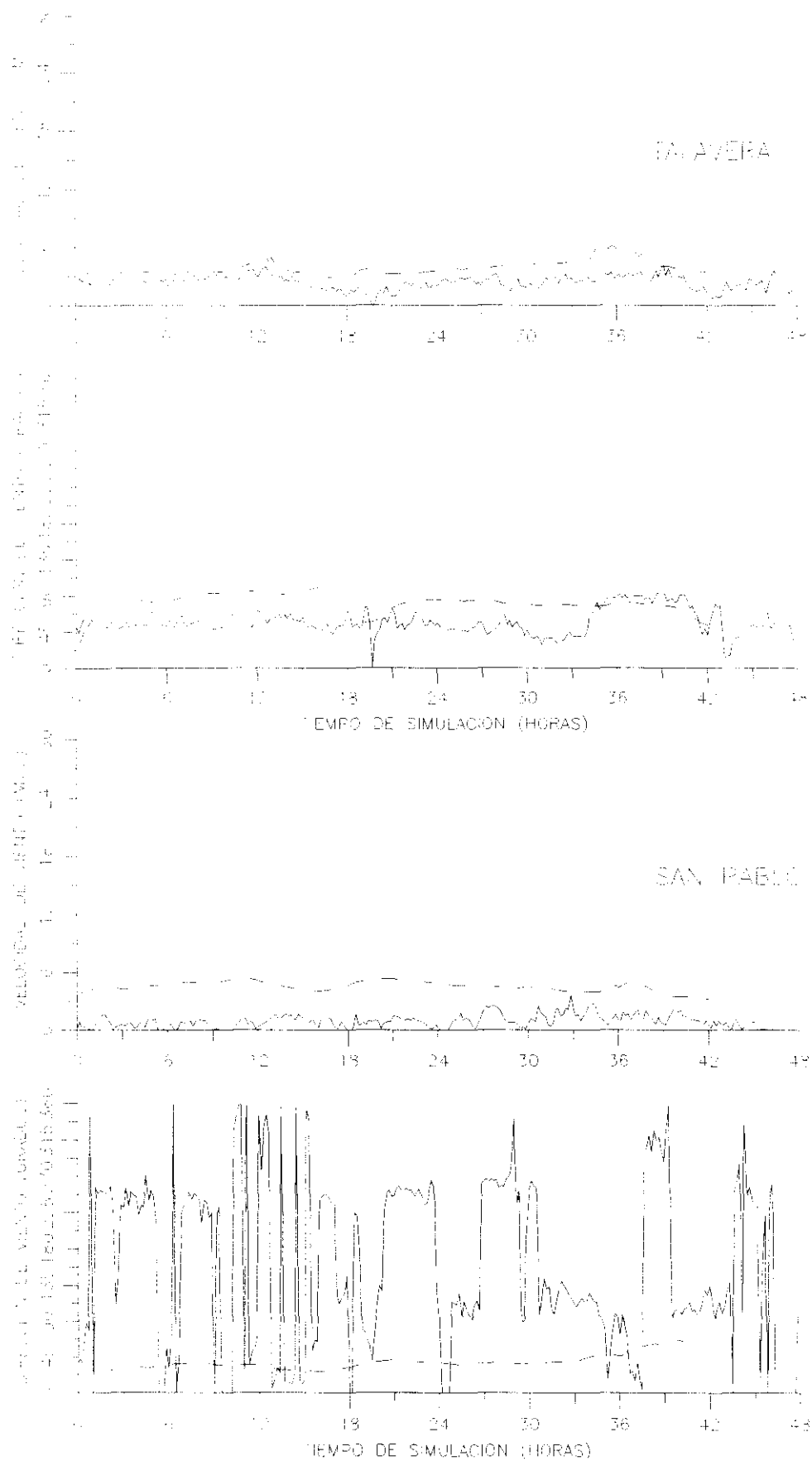


Figura 4.2.13. Evolución temporal de la velocidad y la dirección del viento observado (—) y simulado (- - -) en Talavera y San Pablo.

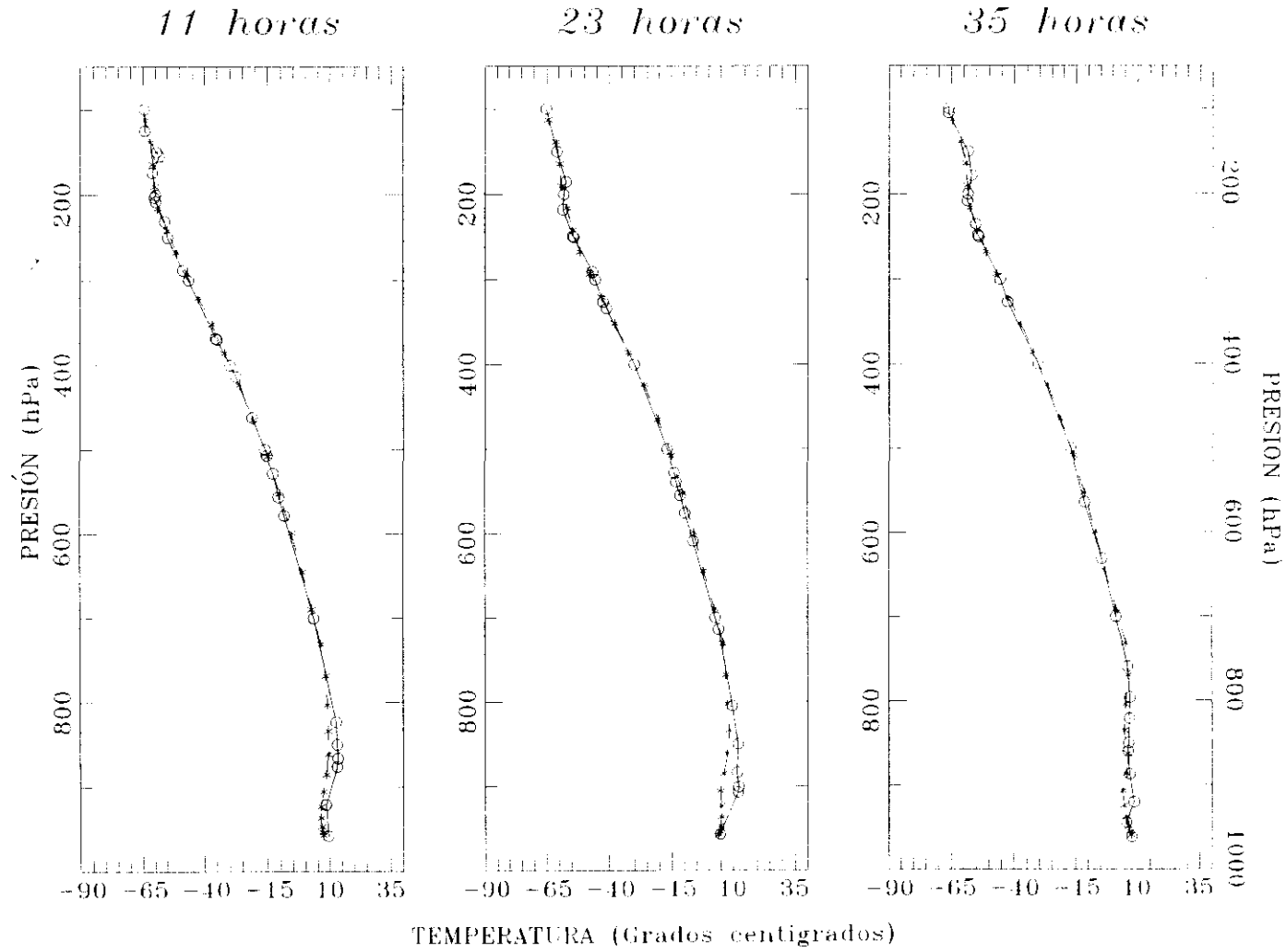


Figura 4.2.14. Perfiles verticales de temperatura observados (-o-) y simulados (-*-)
en Barajas a las 11, 23 y 35 h desde el inicio de la simulación.

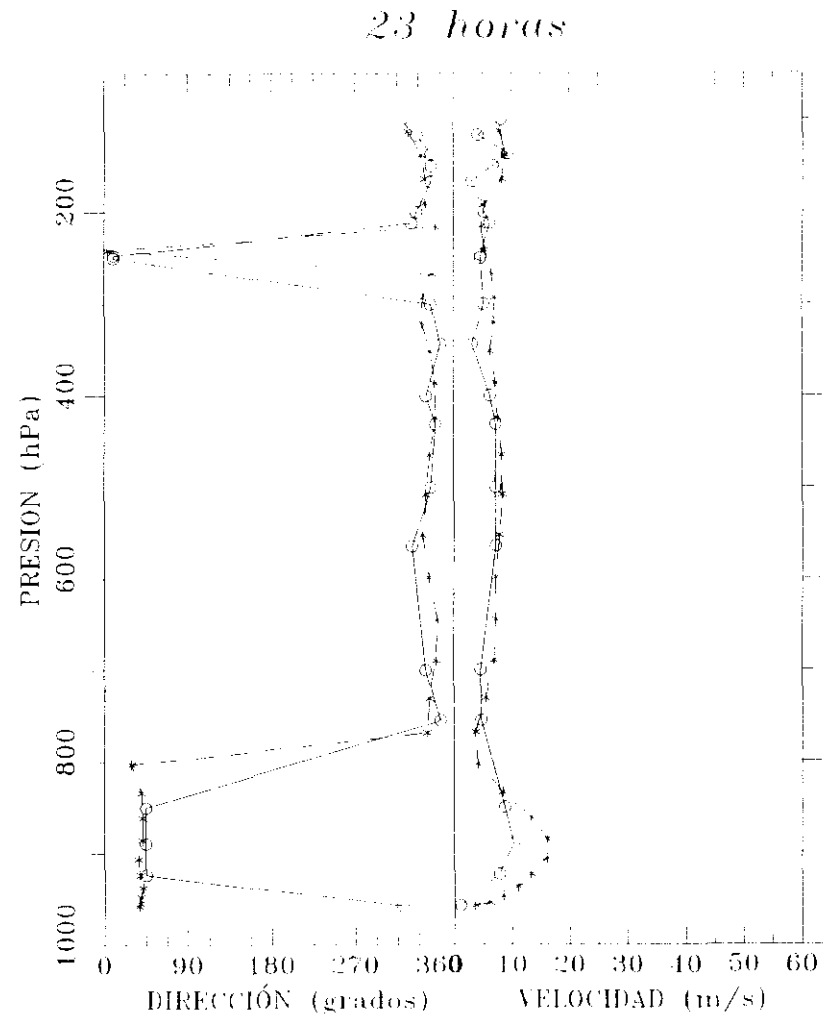
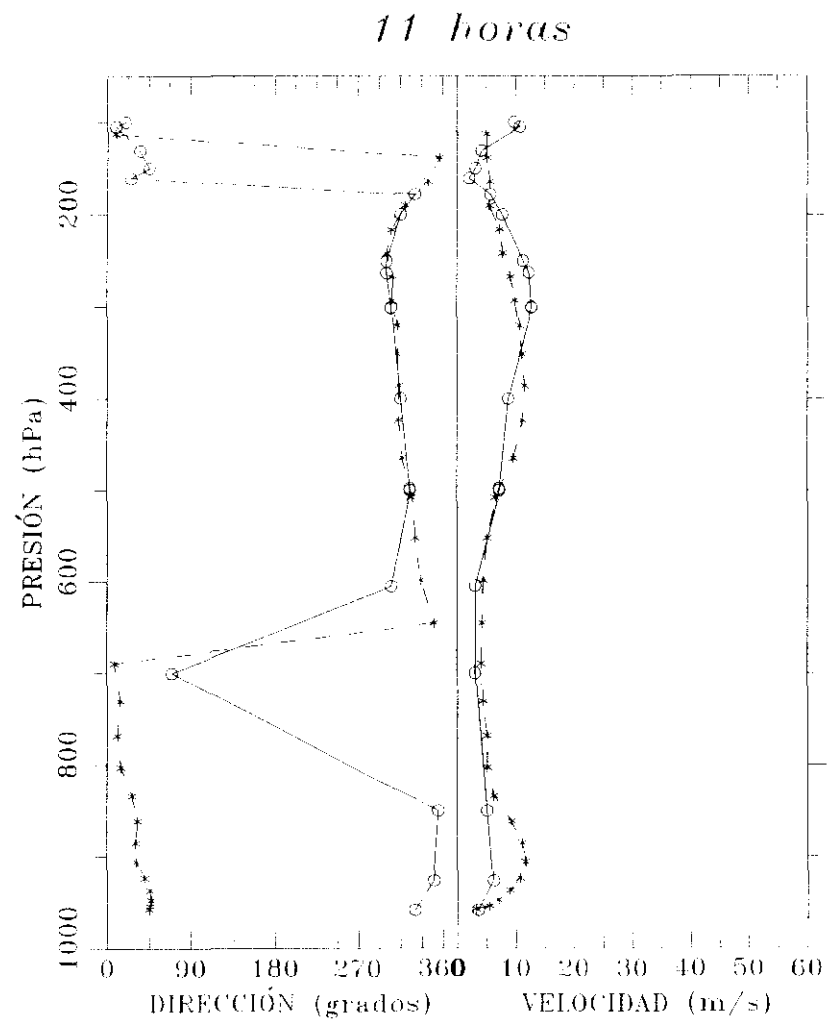


Figura 4.2.15. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 11 y 23 h desde el inicio de la simulación.

35 horas

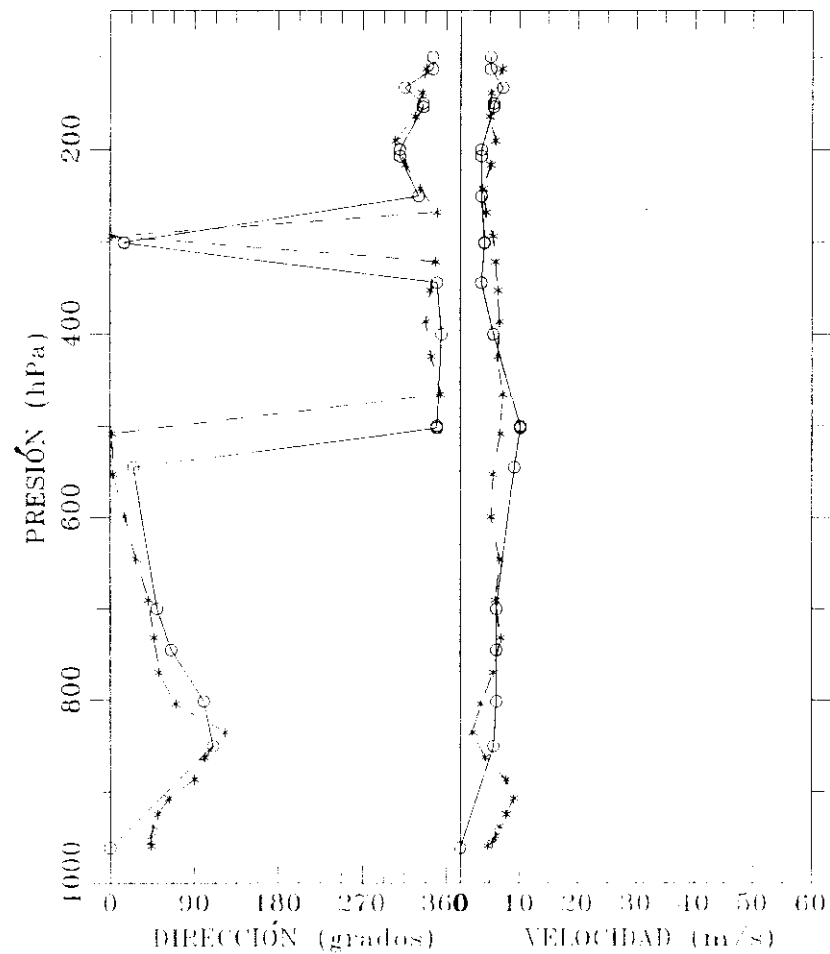
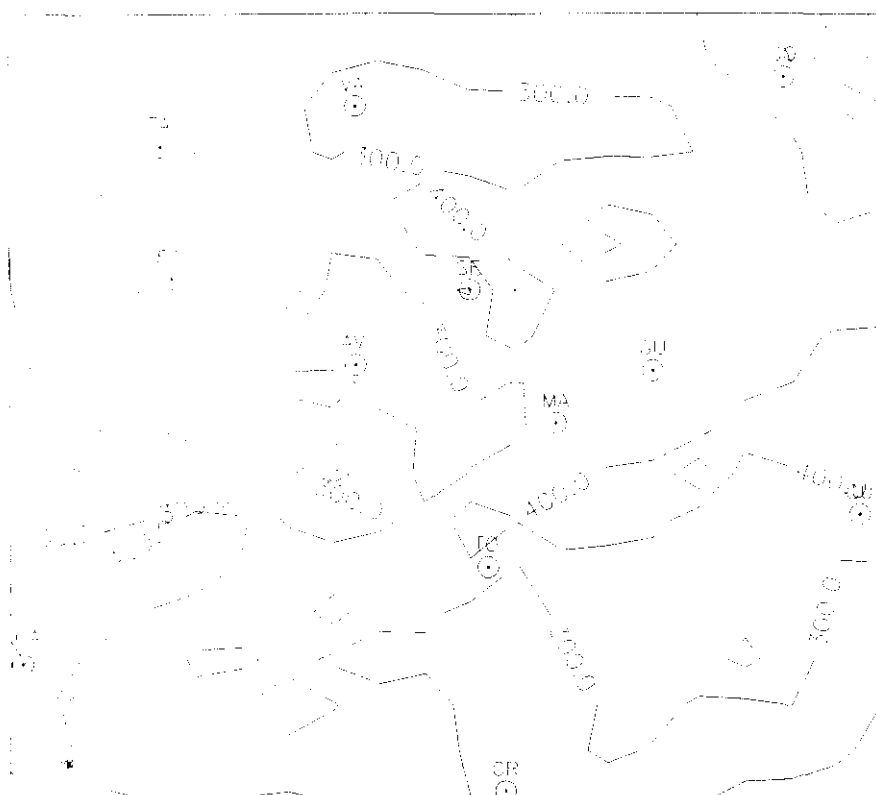
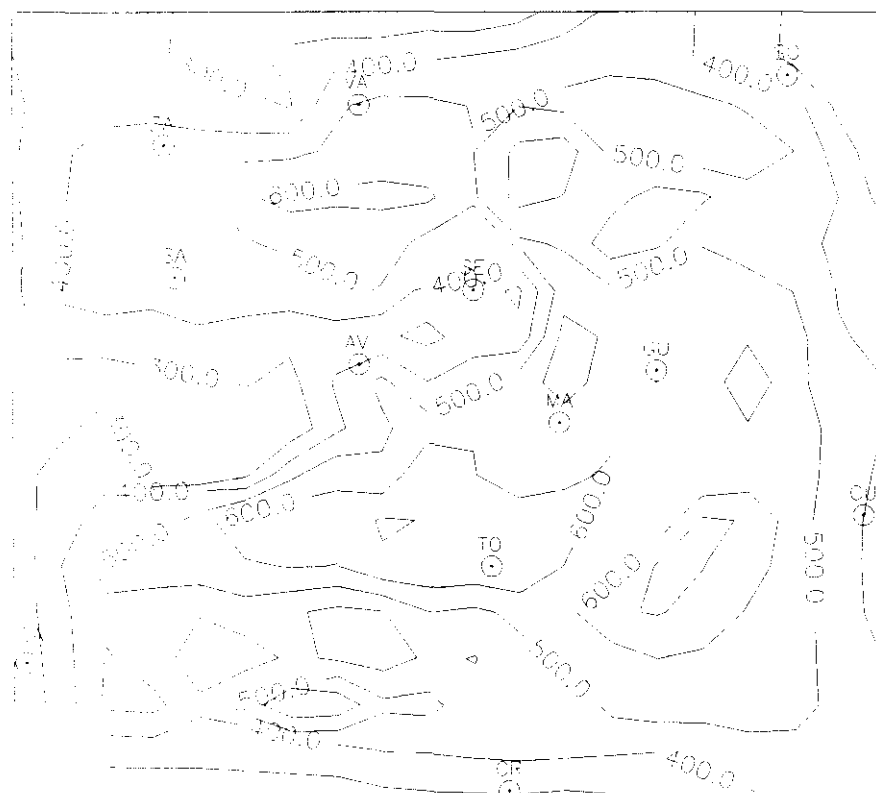


Figura 4.2.16. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 35 h desde el inicio de la simulación.



24-12-91



25-12-91

Figura 4.2.17. Altura máxima simulada (m) de la capa de mezcla en los días 24-12-91 y 25-12-91

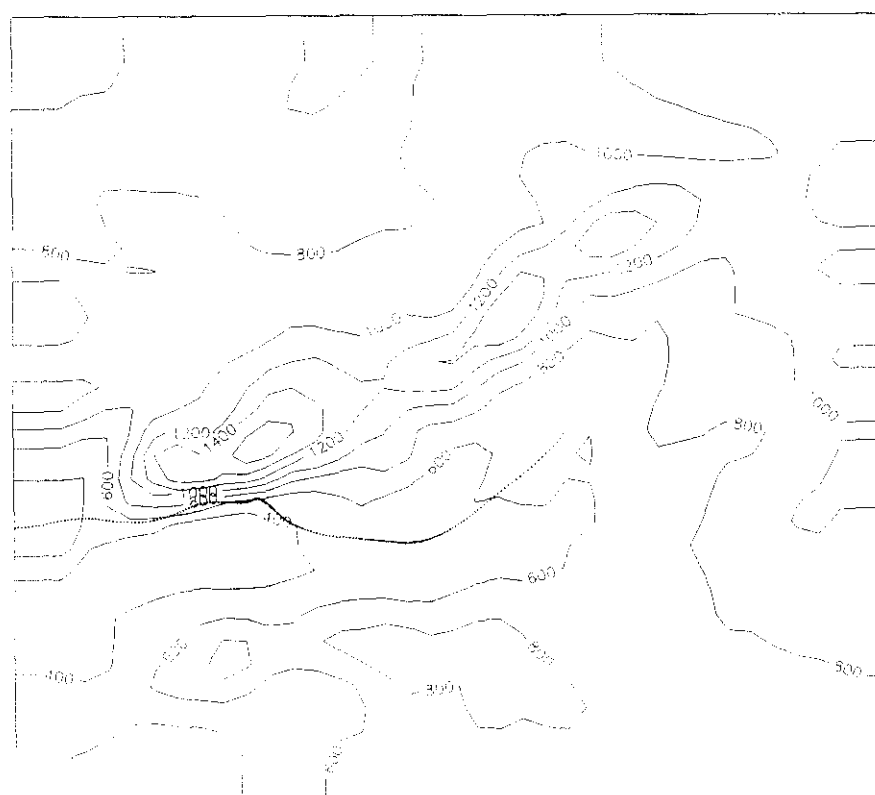
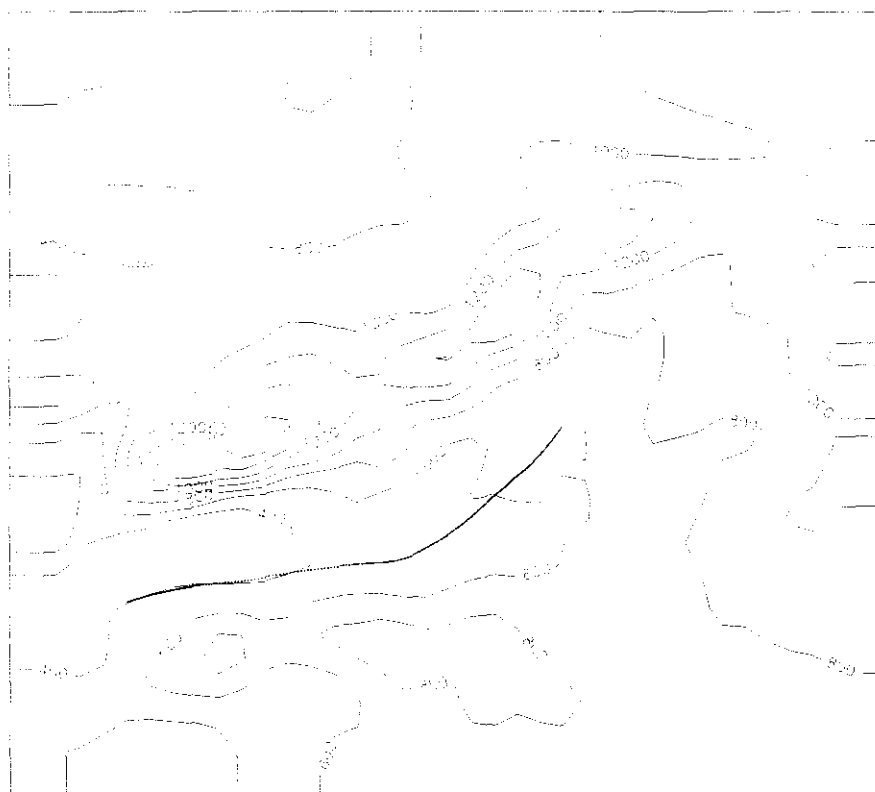


Figura 4.2.18. Trayectorias de partículas emitidas a 7 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid seis horas después del inicio de la simulación

4.3. Altas presiones entre Azores y la Península Ibérica

Se ha escogido el episodio del 14-11-1990 a las 0 h (TU) al 15-11-1990 a las 0 h (TU). Como se muestra en la figura 4.3.1, en superficie existe un centro de altas presiones entre Azores y la Península Ibérica, que en conjunción con un débil centro de bajas presiones al sur de Italia produce viento geostrófico de componente norte sobre la zona centro de la Península Ibérica. En altura el anticiclón también está centrado entre Azores y la Península Ibérica, con flujo del N-NO sobre la zona centro, que aumenta su fuerza el segundo día.

4.3.1. Datos observados disponibles

- Estaciones climatológicas: Madrid-Retiro, Madrid-Barajas, Cuatro Vientos, Getafe, Torrejón, Navacerrada, Guadalajara, Toledo, Matacán, Barbadillo, Avila, Segovia, Zamora, Lúbia, Soria, Valladolid y Villanubla.

- Estaciones automáticas: Aranjuez, Aranda de Duero, Avila, Colmenar Viejo, Guadalajara, Madrid-Retiro, Navacerrada, Salamanca, San Pablo de los Montes, Segovia, Sigüenza, Soria y Valladolid.

- Centrales eléctricas: Almaraz y Trillo.

- Sondeos: Barajas.

4.3.2. Campos de viento

4.3.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones

En las figuras 4.3.2. a 4.3.5. se muestran los mapas de viento en superficie simulado de los días 14 y 15 de Noviembre de 1990 a las 7, 13, 18 y 24 h (TU), mientras que en las figuras 4.3.6. a 4.3.9. se pueden ver las correspondientes observaciones de viento en superficie. En la tabla VIII se muestra la distribución observada de la dirección del viento en superficie por cuadrantes y el recorrido observado y simulado del viento durante ambos días.

A continuación se describen los aspectos más destacados del flujo simulado y se comenta el grado de concordancia con el observado:

- Meseta madrileña: El flujo simulado en el oeste de esta meseta es muy débil (la velocidad no llega a superar los 3 m/s a lo largo de la simulación, y los vientos prácticamente en calma son muy frecuentes), mientras que por el este es algo más fuerte. Se aprecia un ciclo diurno en el viento, que se puede resumir en vientos de componente norte durante

las horas nocturnas y vientos de componente sur (o muy débiles) en las horas centrales del día. Las medidas corroboran básicamente la existencia de un ciclo diurno en la zona, con vientos de componente norte en las horas nocturnas y de componente sur en las horas centrales del día. Estos resultados coinciden por otro lado en lo esencial con lo indicado por Aceña et al. (1993), que describen las características de un ciclo diurno observado en la Comunidad de Madrid en situaciones anticiclónicas con flujo sinóptico débil.

El viento observado es en general muy débil, más que el simulado, como se puede ver comparando los recorridos observado y simulado en Retiro y Cuatro Vientos. Esto se debe en parte a que las calmas nocturnas causadas por la estabilización del aire no parecen ser correctamente reproducidas por la simulación.

- Valle del Henares y La Alcarria: El flujo simulado es más fuerte que en la meseta madrileña, con velocidades de hasta 6 m/s. Por el este de esta zona el viento es persistente de dirección N, mientras que por el oeste se aprecia una variación diurna de la dirección, caracterizada por una disminución diurna de la componente este (o aumento de la oeste) y un aumento nocturno de la componente este del viento, dentro de un predominio de la componente norte.

Las observaciones en Sigüenza y Trillo confirman la existencia de vientos de componente norte en los momentos de flujo más fuerte (de día), mientras que de noche el viento es muy débil y de direcciones variadas. Esto es indicativo de un desacoplamiento nocturno del flujo y del predominio de factores muy locales dicho el flujo, no reproducibles por la simulación debido a la limitación de la resolución horizontal (Trillo, p. ej., está situado en el fondo del valle del Tajo, en una zona donde éste es relativamente estrecho). Por otro lado, las medidas en la estación de Guadalajara indican de forma constante calmas o vientos muy débiles, en contra de lo simulado.

- Sistema Central: El efecto de barrera del sistema montañoso se deja sentir claramente en la deflexión del viento simulado por los laterales del sistema y en la aceleración del flujo por las laderas sur, donde tiene componente norte (al igual que en los picos), llegando a alcanzar velocidades de hasta 9 m/s. Esta situación se mantiene con muy escasas variaciones durante toda la simulación, salvo cierto fortalecimiento del viento en las laderas sur a partir de las 18 h del primer día.

Las medidas en Navacerrada parecen confirmar la existencia de viento persistente del N, al menos en los picos, y la mayor fuerza del flujo en el segundo día. En Avila las

observaciones indican flujo débil, con predominancia de calmas nocturnas y viento diurno de componente norte. También en Segovia el viento medido es débil, más que el simulado, y se observa un ciclo diurno con flujo de componente oeste en las horas centrales del día y de componente este de noche. Finalmente en Colmenar Viejo (situado en la meseta madrileña, pero cerca de las laderas sur de la sierra) el flujo tiende a ser de componente sur a mediodía, y muy débil de noche; en esa zona la simulación da en general vientos débiles.

- Montes de Toledo: El flujo simulado es análogo al del Sistema Central, aunque con vientos más débiles. En las horas centrales del día se aprecia una homogeneización de la dirección y la fuerza del viento.

La única estación de medida disponible (San Pablo de los Montes) indica viento muy débil o en calma, con tendencia a componente norte a mediodía.

- Valle del Tajo: Se simulan vientos débiles o muy débiles entre Aranjuez y Toledo y un vórtice persistente al sur de Gredos. Las observaciones en Aranjuez y Toledo confirman la debilidad del viento en esa zona. En Almaraz el viento es muy débil y de dirección variable.

- Meseta norte: El efecto de barrera del Sistema Central se deja notar en los vientos simulados, que son muy débiles por la mayor parte de la meseta, salvo por la cuenca alta del Duero, en que los persistentes vientos de componente oeste llegan a alcanzar una velocidad de 5 m/s el segundo día. Por el suroeste de la meseta el flujo simulado mantiene componente este a lo largo de la simulación.

Las medidas corroboran la gran debilidad del viento en la meseta norte, con abundancia de calmas. En las estaciones salmantinas el débil flujo tiene efectivamente componente este a las 13 y 18 h de ambos días, mientras que en Aranda y las estaciones sorianas la componente oeste es más abundante. En estas últimas el viento es más fuerte el segundo día, en buena coincidencia con lo simulado.

Estación	Frecuencia de dirección de viento observado (h)					Recorrido (km)	
	1 ^{er} c.	2 ^o c.	3 ^{er} c.	4 ^o c.	Cal.	Obs.	Sim.
Retiro	5.5	8.0	3.0	5.5	2.0	106	175
	3.0	4.5	11.5	2.0	3.0	95	193
Barajas	3.5	1.0	2.5	0.5	16.5	-	-
	3.5	2.5	0.0	0.5	17.5	-	-
Cuatro Vientos	1.1	1.6	3.2	2.5	15.6	* 78	180
	3.0	5.0	8.0	4.0	4.0	* 89	166
Getafe	3.5	6.5	2.0	2.0	10.0	-	-
	4.0	6.0	1.0	0.0	13.0	-	-
Navacerrada	12.0	0.0	0.0	12.0	0.0	286	559
	12.0	0.0	0.0	12.0	0.0	407	698
Guadalajara	8.0	1.0	1.0	2.0	12.0	* 51	234
	9.5	0.5	2.0	1.0	11.0	* 39	270
Toledo	0.0	3.5	0.0	0.0	20.5	111	192
	0.0	2.0	1.5	1.0	19.5	93	85
Matacán	12.5	5.0	0.5	1.0	5.0	64	145
	13.0	1.5	1.0	1.5	7.0	42	172
Barbadillo	8.5	5.5	4.5	0.0	5.5	132	155
	11.5	7.0	0.0	0.0	5.5	107	221
Avila	3.8	0.3	1.7	11.5	6.7	124	224
	3.8	2.7	1.6	5.2	10.7	87	315
Segovia	6.0	5.1	3.7	5.7	3.5	* 11	111
	7.2	9.3	1.6	4.9	1.0	* 105	207
Zamora	1.5	0.0	0.0	2.5	20.0	* 12	-
	1.0	0.0	0.0	0.0	23.0	* 6	-
Lubia	2.5	0.5	9.0	9.0	3.0	219	-
	3.0	3.0	10.0	8.0	0.0	267	-
Villanubla	4.0	4.0	2.0	1.0	13.0	* 26	-
	1.7	3.2	0.2	0.3	18.6	* 25	-
Valladolid	9.5	3.3	1.3	0.8	9.1	82	113
	8.0	0.0	0.0	7.0	9.0	76	173

TABLA VIII. Distribución de viento observado por cuadrantes, recorrido observado (* indica de 7 h a 7 h, en vez de 0 a 24 h) y recorrido simulado en los días 14-11-1990 y 15-11-1990

4.3.3. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa

Los mapas de viento simulado a las 13 y 24 h de ambos días en la superficie de 900 hPa se muestran en las figuras 4.3.10. y 4.3.11.

La deceleración y deflexión del flujo a sotavento se aprecian muy bien. Al sur del Sistema Central se observan ambos días variaciones entre las 13 y las 24 h. A las 13 h se puede distinguir un chorro a sotavento de cada uno de los dos pasos de montaña, además de viento más fuerte sobre La Alcarria. A las 24 h el flujo se intensifica considerablemente, al tiempo que sólo se distingue un chorro a sotavento del paso de montaña de Avila y una extensa zona de viento fuerte (con velocidades de hasta 15 m/s) por encima de La Alcarria y la meseta madrileña.

4.3.4. Perfiles verticales de viento y temperatura

En las figuras 4.3.12. a 4.3.14. se pueden ver los perfiles de viento y temperatura en Barajas.

Cabe destacar en los perfiles térmicos observados la existencia de inversiones a niveles muy bajos (por debajo de 900 hPa), que en los sondeos nocturnos se extienden hasta el suelo y en los diurnos limitan el crecimiento de la capa de mezcla. La simulación tiende a dar temperaturas inferiores cerca del suelo, aunque en general capta aceptablemente la estructura térmica en esas capas bajas (salvo a las 11 h del primer día, en que todavía no ha empezado a romperse la inversión nocturna junto al suelo en el perfil simulado).

Los perfiles de viento observado indican dirección prácticamente N en toda la troposfera, lo que es correctamente recogido en la simulación. Muy cerca del suelo se aprecian discrepancias de día, algo mayores en la dirección, mientras que en los sondeos nocturnos las diferencias estriban en que las observaciones indican calmas (representadas con dirección 0°), mientras que el modelo señala viento débil en superficie. Aunque a veces no se captan correctamente los máximos y mínimos de velocidad observados (p. ej. a las 11 h del primer día), sí queda corroborada por las medidas la tendencia simulada del viento a aumentar su velocidad de noche en niveles bajos, tal como que se reseñó en el apartado de los mapas de viento en 900 hPa.

4.3.5. Capa de mezcla

En la figura 4.3.15. se presenta la altura máxima simulada de la capa de mezcla.

Durante el primer día, la capa de mezcla alcanza en la meseta norte valores máximos inferiores a los de la mitad sur: así, mientras que por el oeste de la meseta norte se alcanzan espesores inferiores a 300 m, al sur del Sistema Central rondan los 500 m. En cambio, en el segundo día se invierte esta relación: mientras al norte del Sistema Central se alcanzan valores en torno a 500 m, al sur las alturas máximas de la capa límite están entre 300 y 400 m, salvo por el este en que llegan a ser de hasta 700 m. Este gradiente a mesoescala simulado entre el centro y oeste de la Comunidad de Madrid y las provincias de Guadalajara y Cuenca es similar al del episodio 4.1.

4.3.6. Trayectorias

En la figura 4.3.16. se muestran las trayectorias simuladas de partículas emitidas a 8 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid.

La partícula emitida a 8 m se queda prácticamente parada hasta el final de la simulación tras recorrer unos 35 km hacia el SO de la Comunidad de Madrid. Esto es un reflejo de la gran debilidad del viento simulado en esa zona e indica un potencial alto de concentración de contaminantes emitidos a baja altura. En cambio, la partícula emitida a 100 m tras acercarse al Sistema Central moviéndose lentamente hacia el oeste, entra en una zona de flujo ascendente que la eleva hasta unos 800 m sobre el suelo y es arrastrada hacia el suroeste por el chorro que se simula a sotavento del paso de montaña de Avila, abandonando el dominio 17.5 h después de ser emitida, a unos 600 m de altura sobre el suelo. La partícula emitida a 300 m de altura tiene un comportamiento similar al de esta última, mientras que la emitida a 650 m abandona con relativa rapidez el dominio viajando hacia el sur, lo que resalta la cizalla vertical del viento (no se muestran estos dos últimos gráficos).

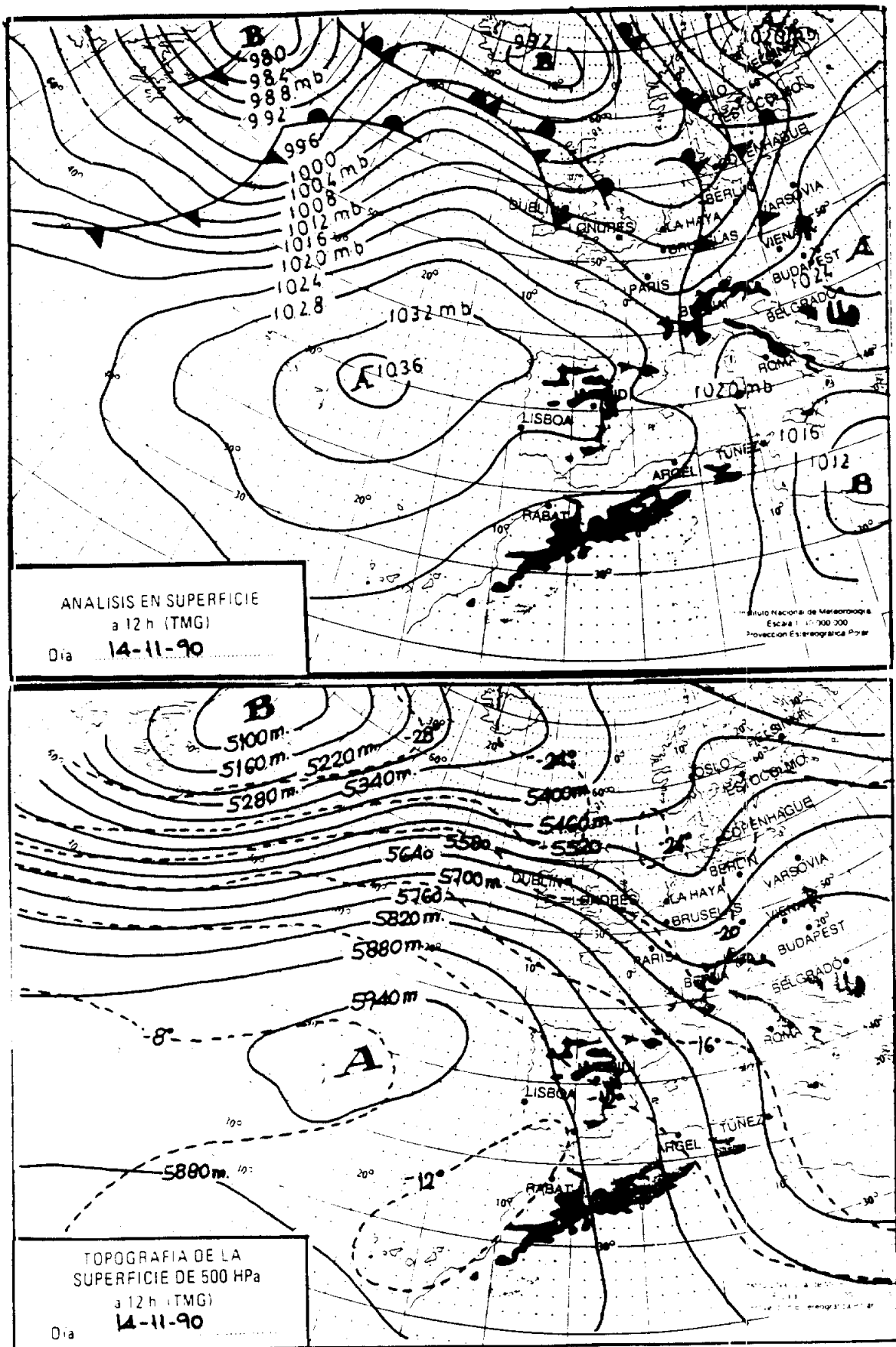


Figura 4.3.1. Análisis en superficie y topografía de 500 hPa a las 12 h del día 14-11-90

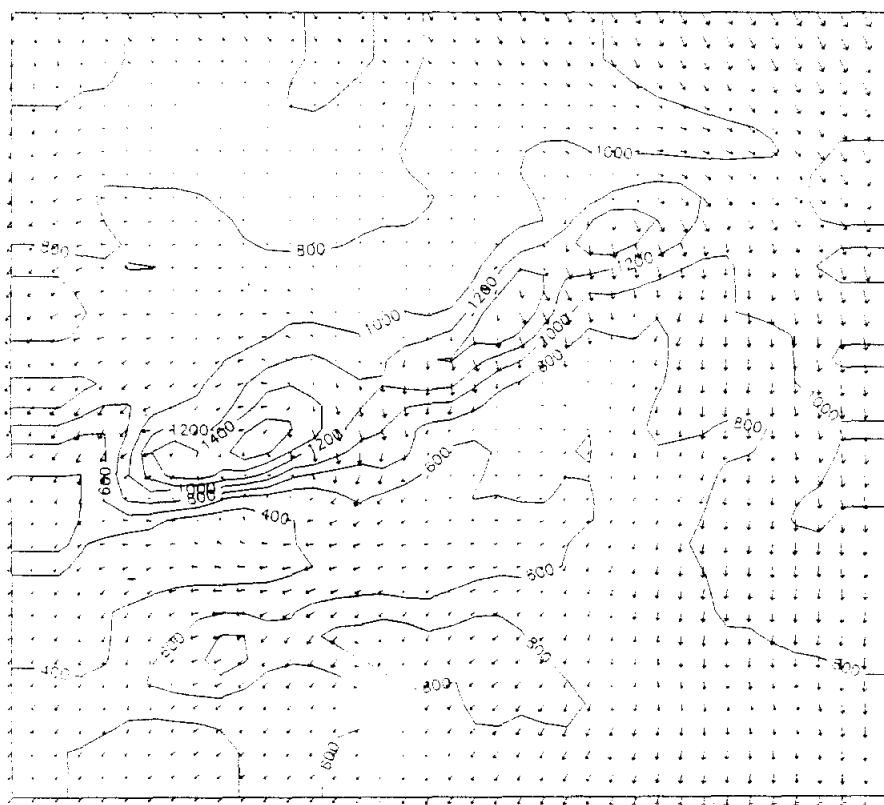
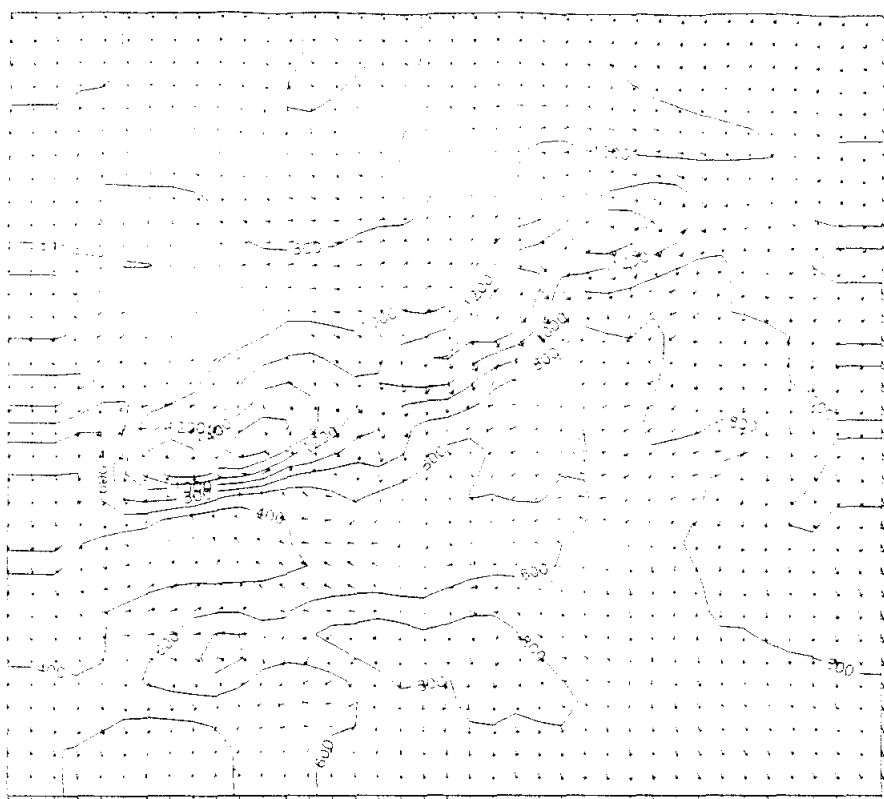
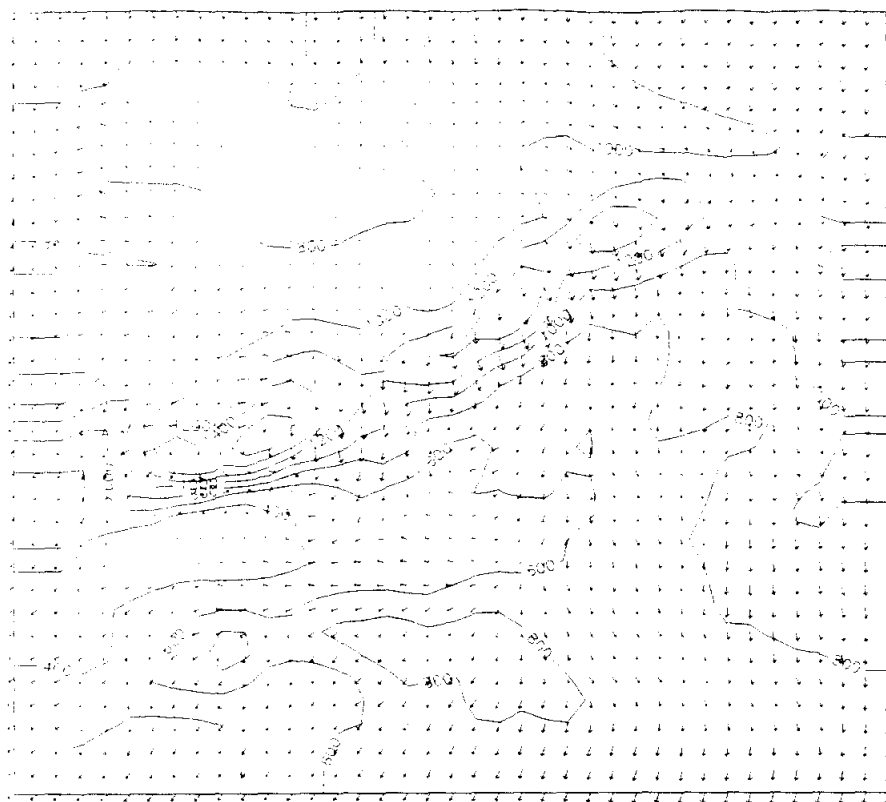
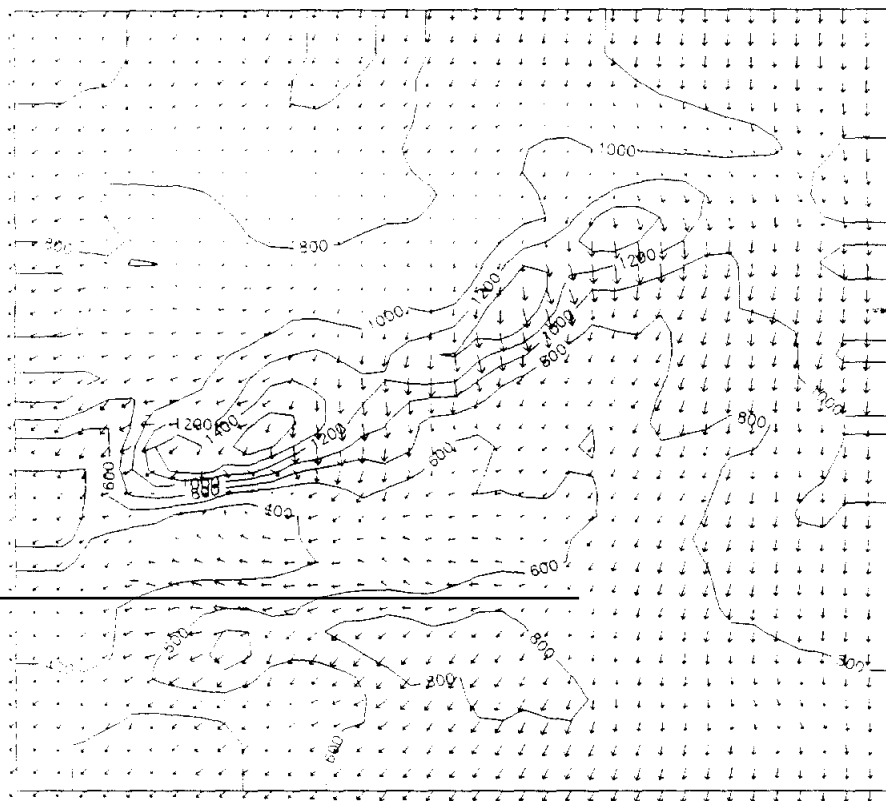


Figura 4.3.2. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 14-11-90



14-11-90
18 h (TU)

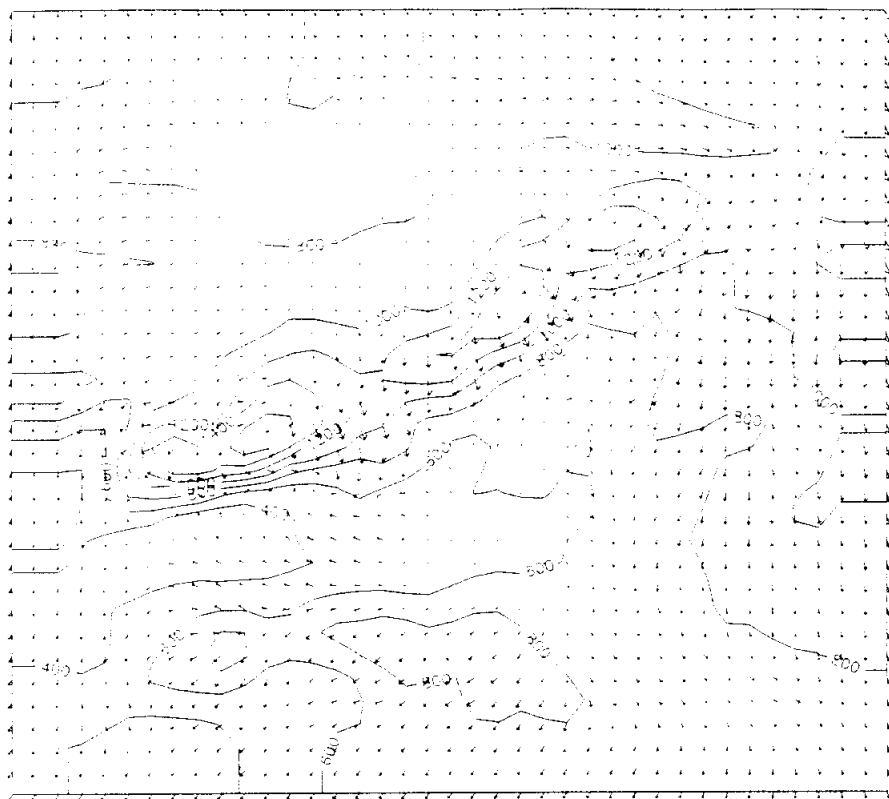
N
20 m/s



14-11-90
24 h (TU)

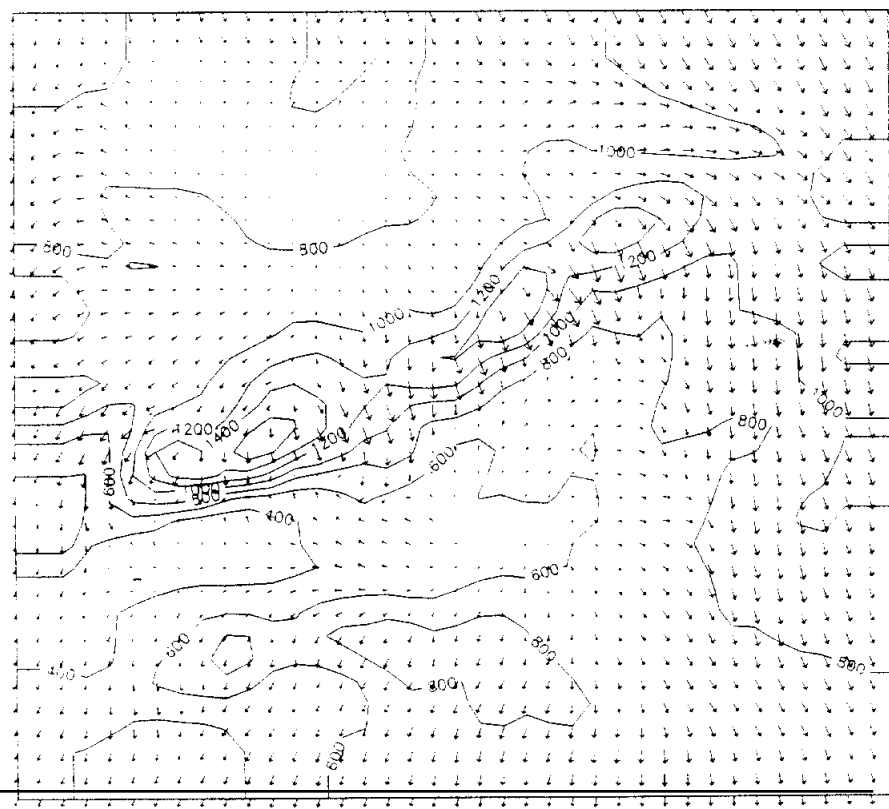
N
20 m/s

Figura 4.3.3. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 14-11-90



15-11-90
7h

20 m/s



15-11-90
13h

20 m/s

Figura 4.3.4. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 15-11-90

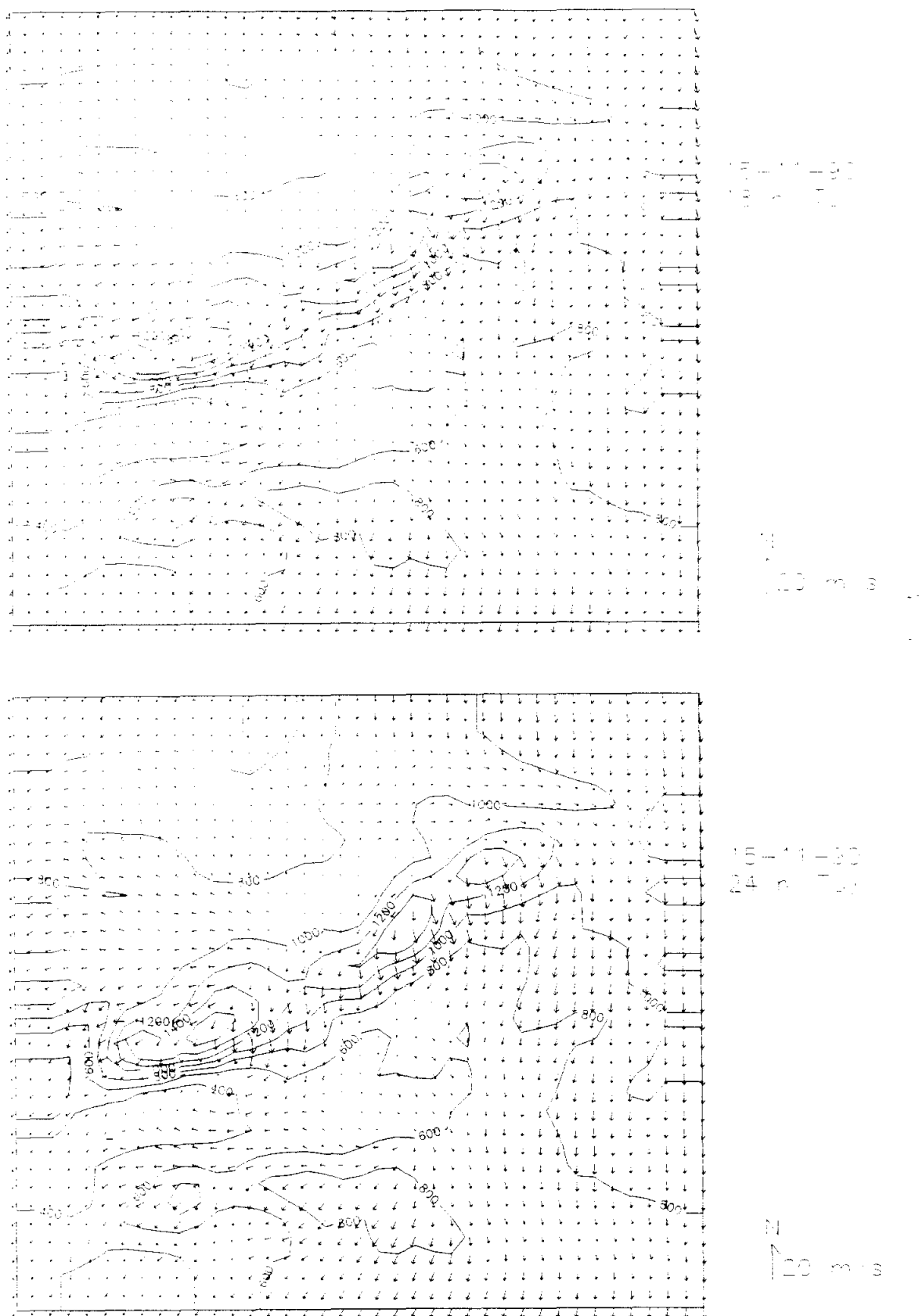


Figura 4.3.5. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 15-11-90

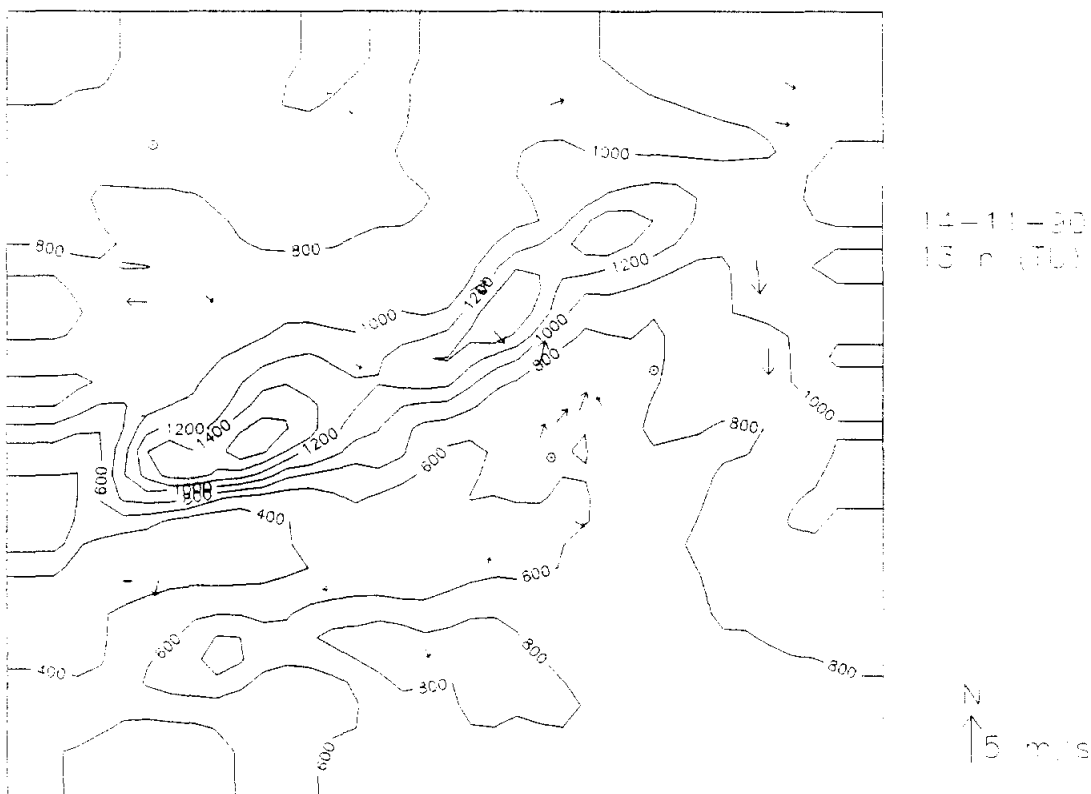
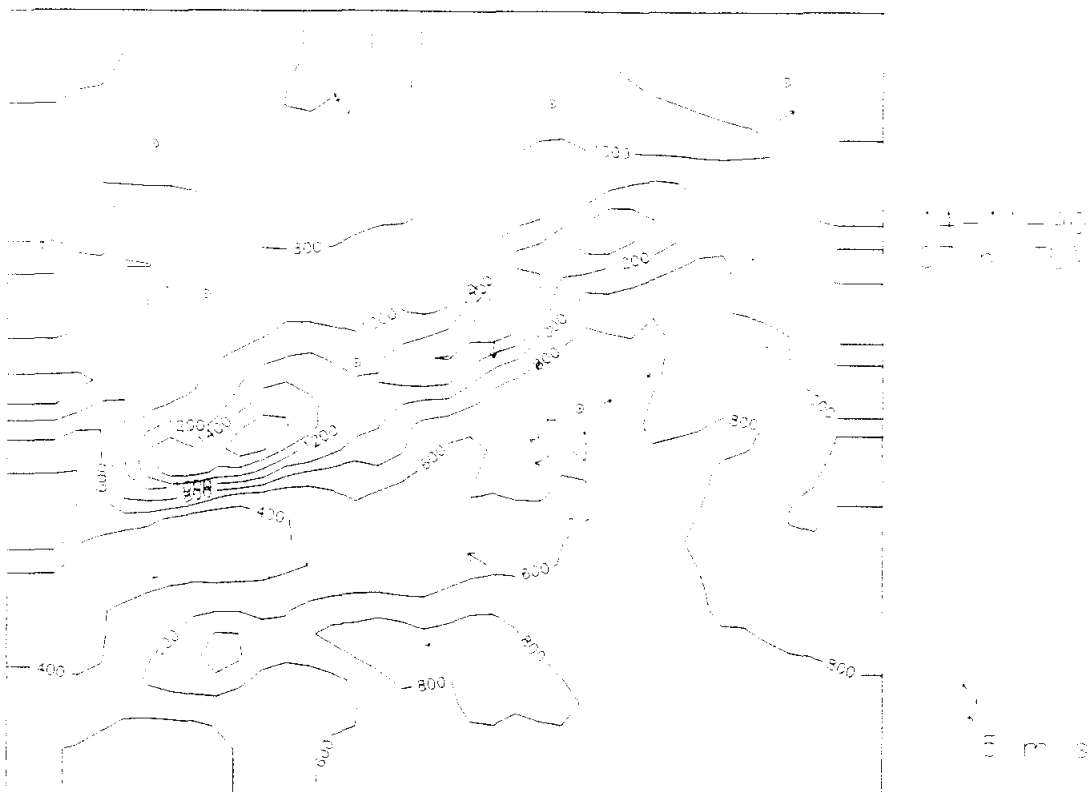
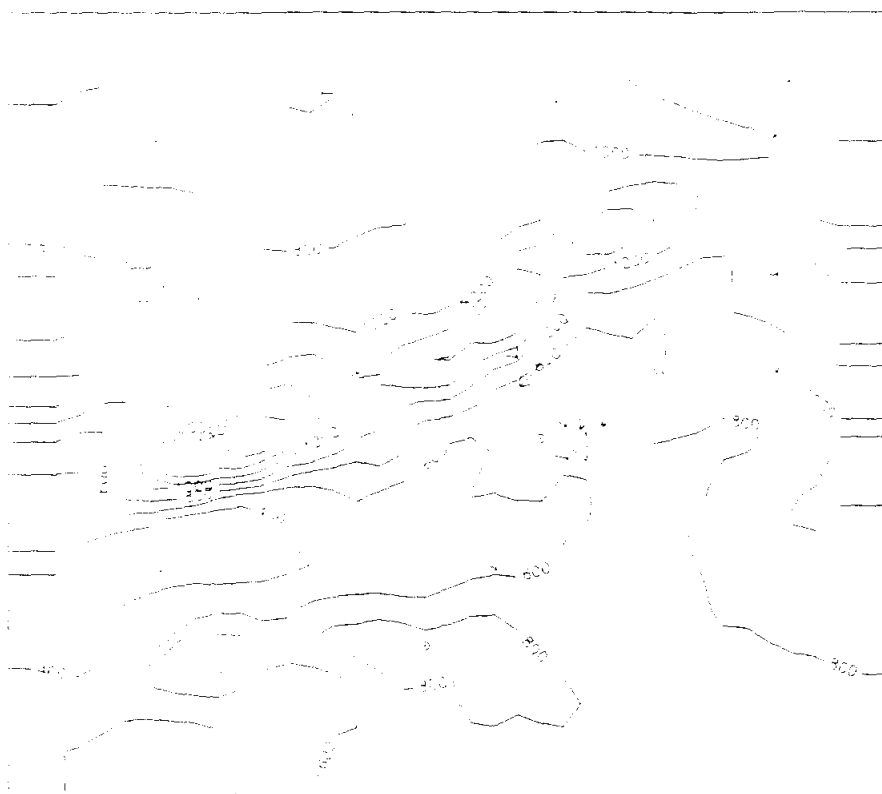
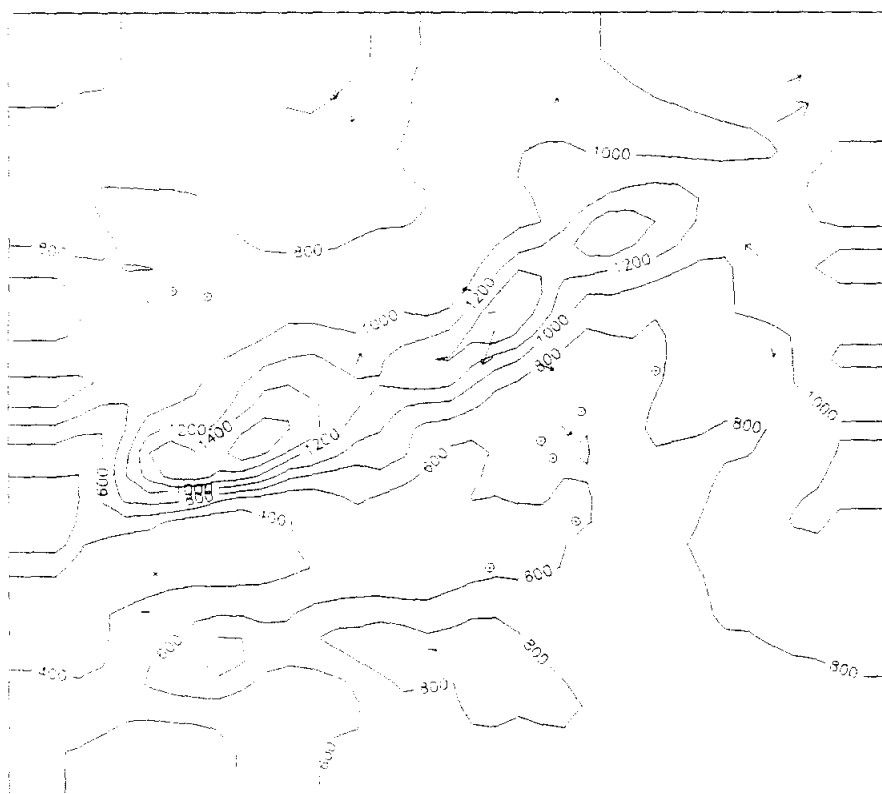


Figura 4.3.6. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 14-11-90



14-11-90
18h



14-11-90
24h

Figura 4.3.7. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 14-11-90

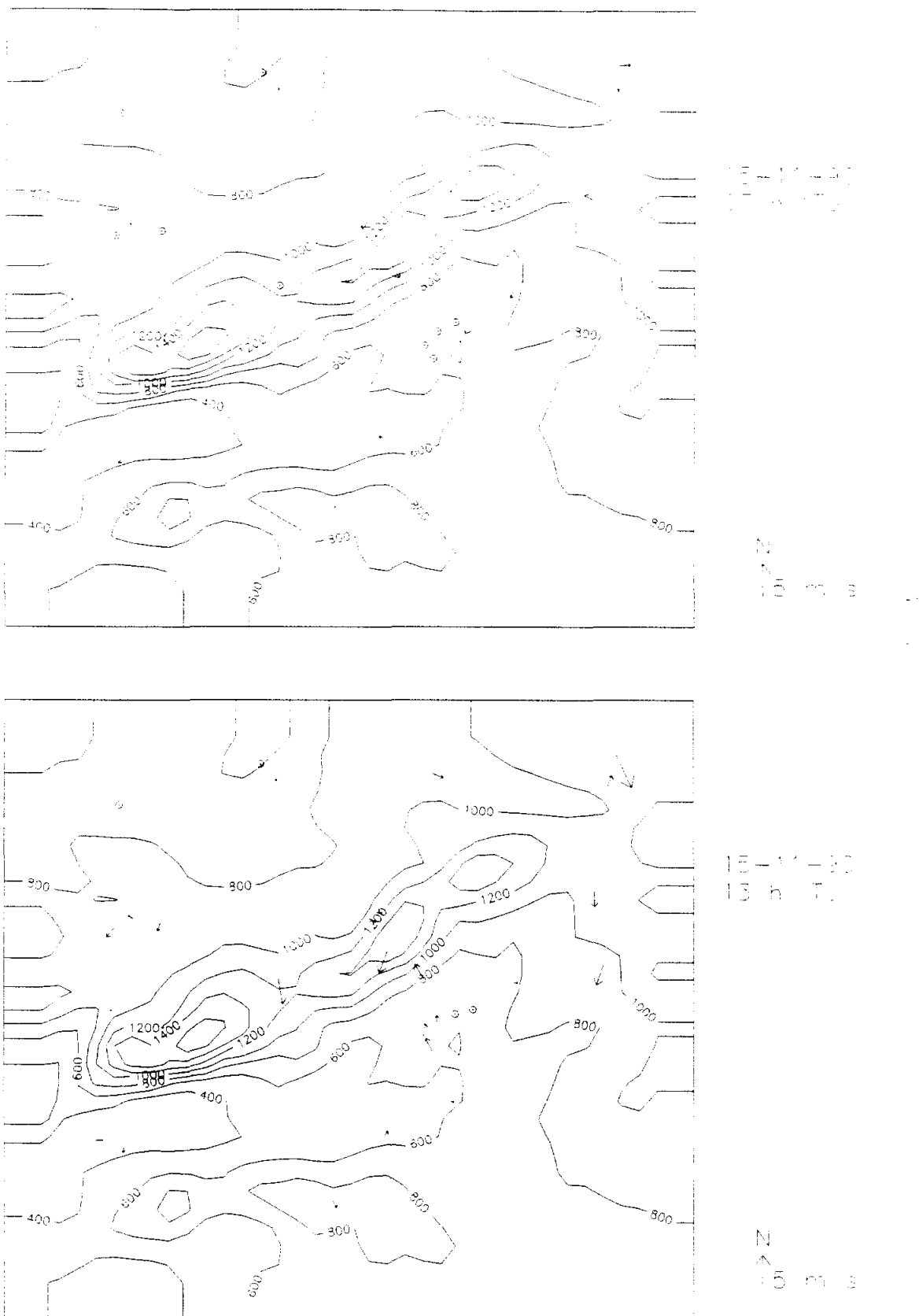


Figura 4.3.8. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 15-11-90

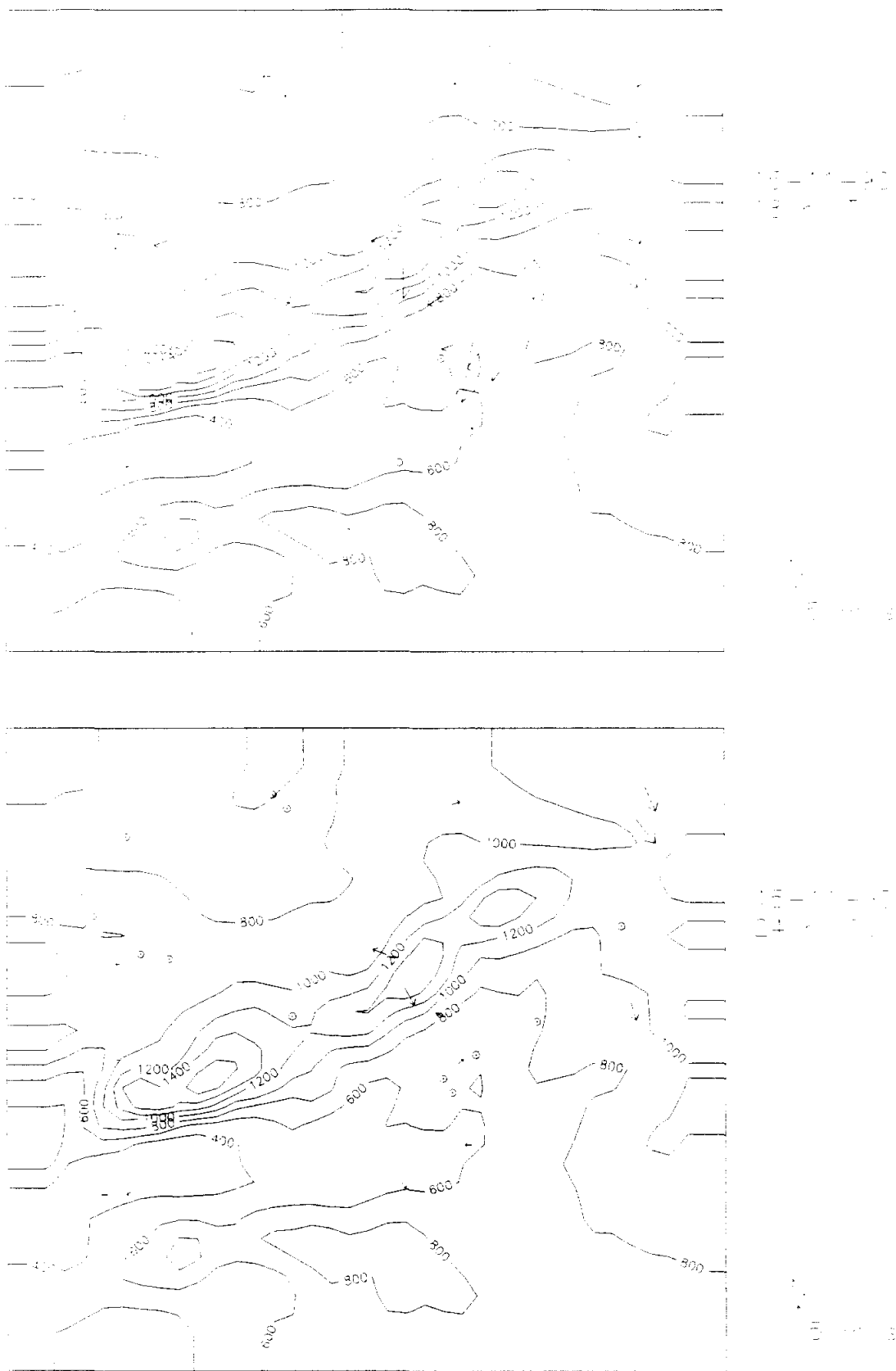
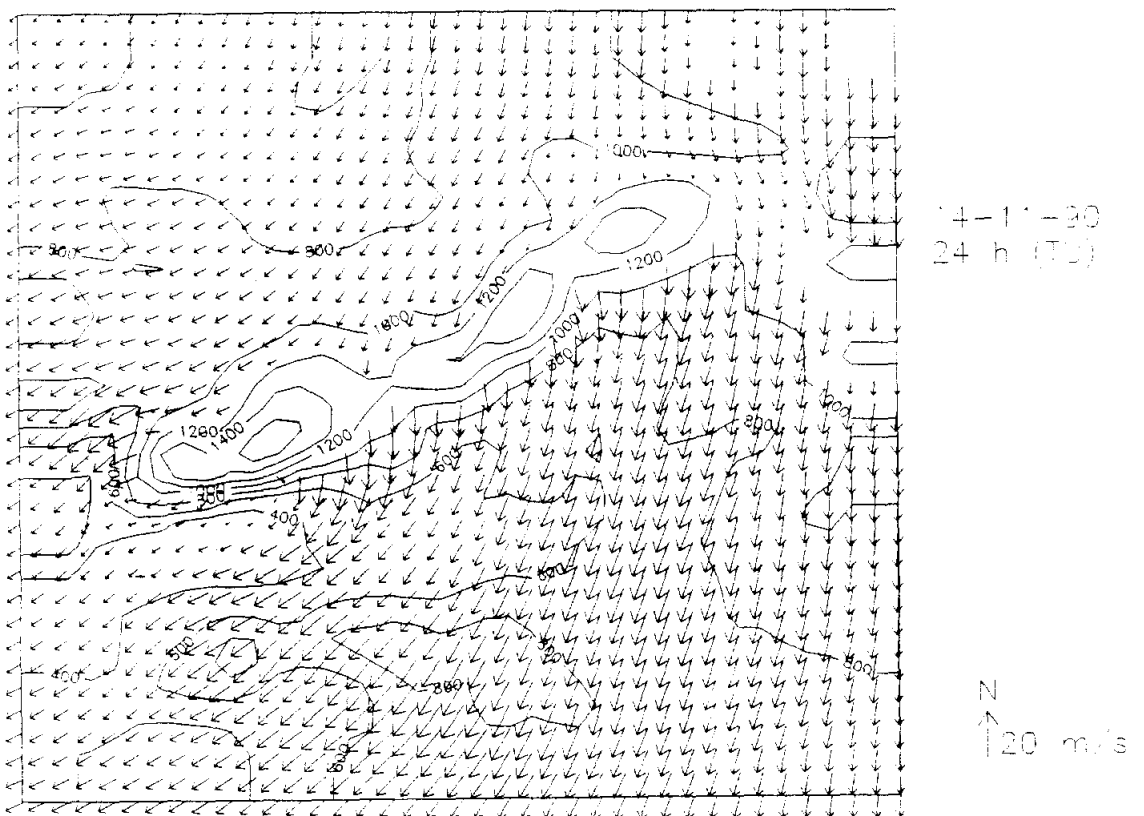
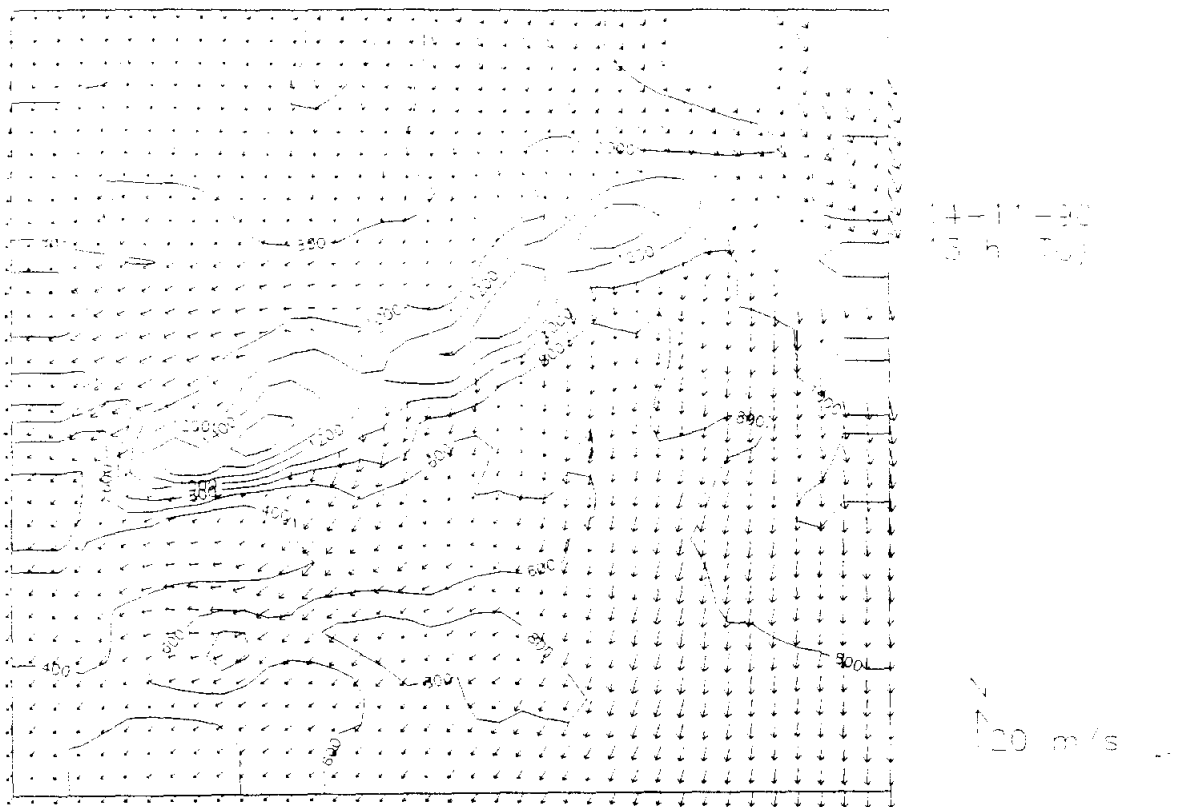
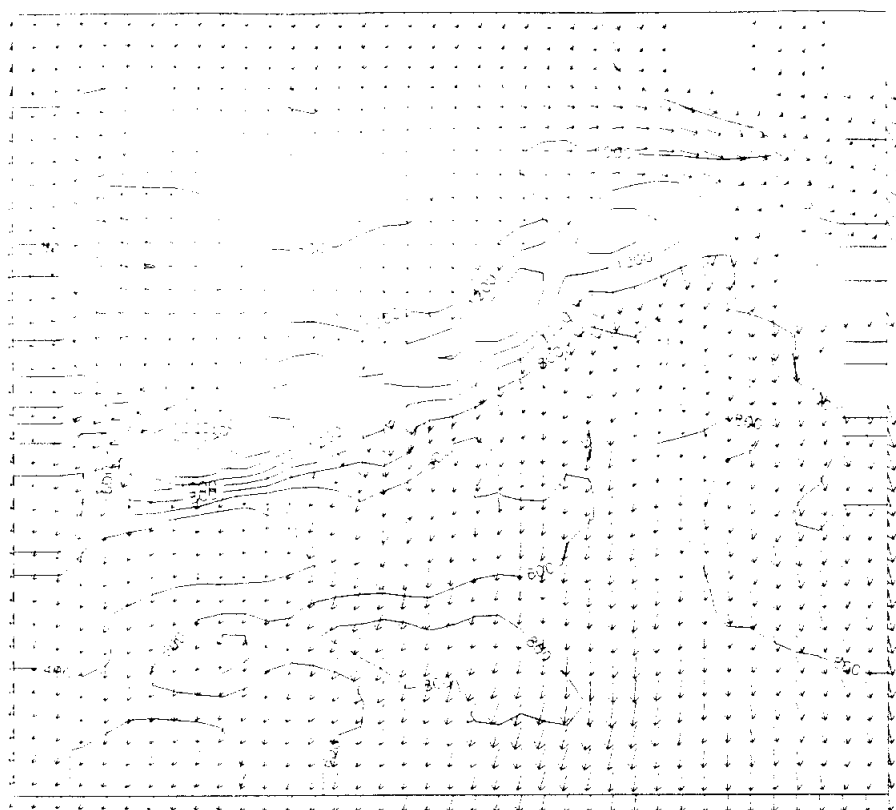


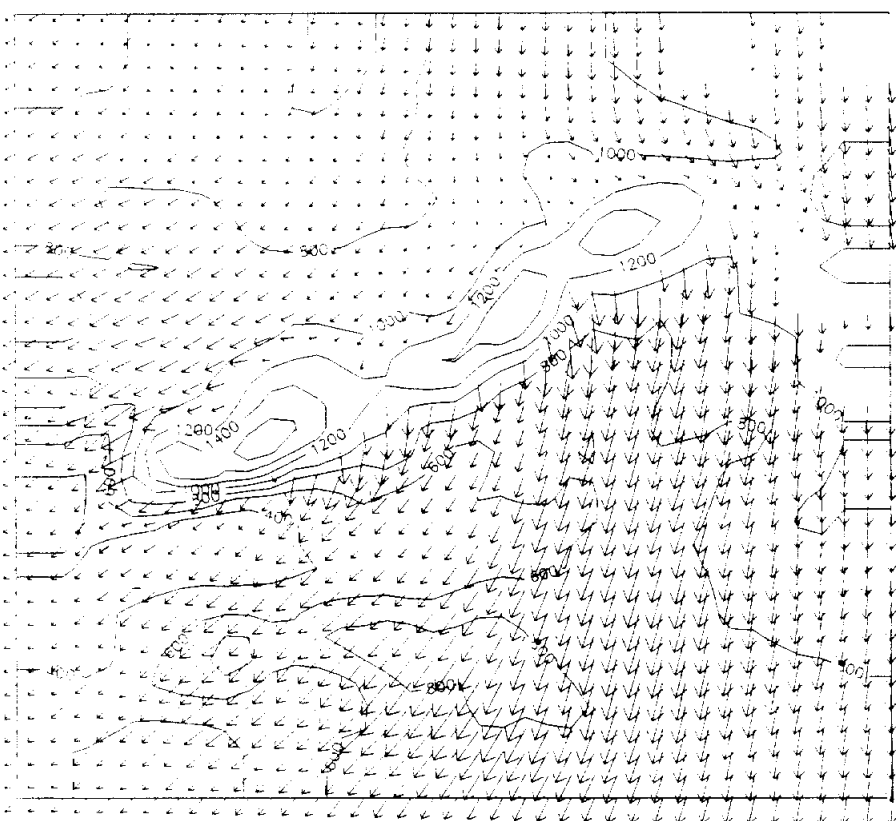
Figura 4.3.9. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 15-11-90



**Figura 4.3.10. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 14-11-90**



15-11-90
13h



15-11-90
24h

20 m/s

**Figura 4.3.11. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 15-11-90**

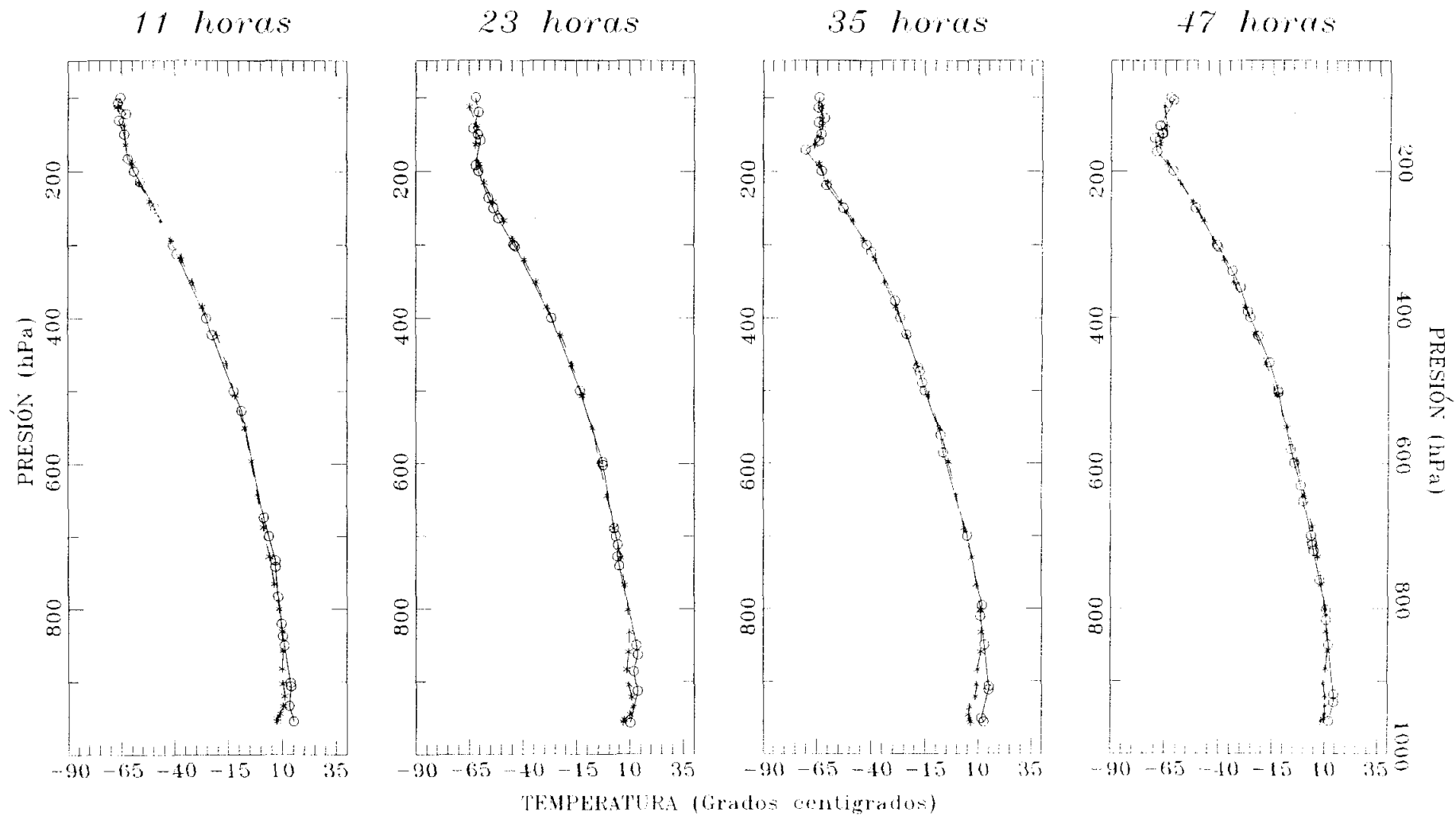


Figura 4.3.12. Perfiles verticales de temperatura observados (-o-) y simulados (--★--) en Barajas a las 11, 23, 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

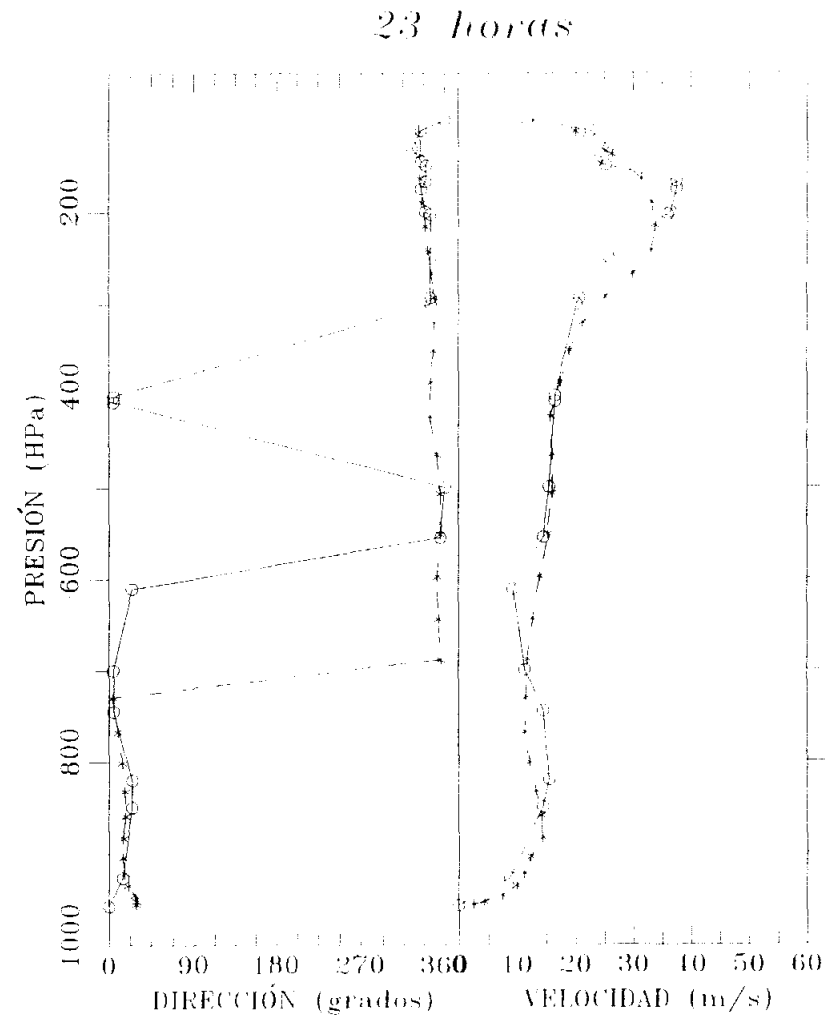
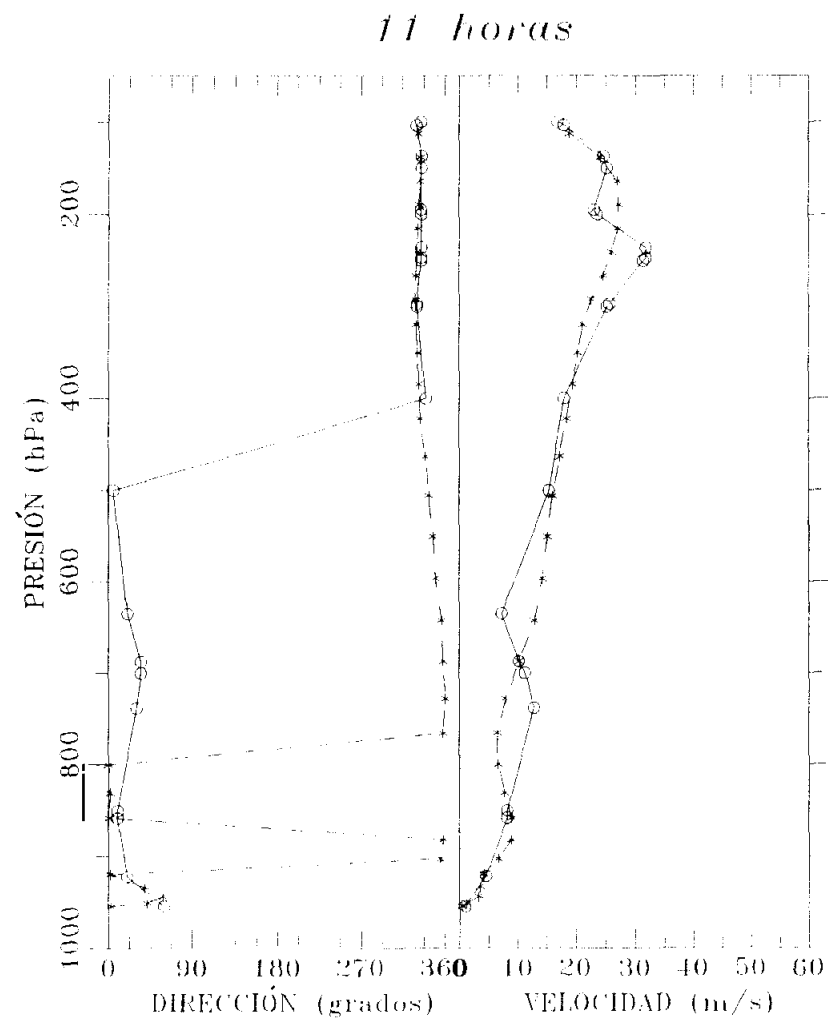


Figura 4.3.13. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 11 y 23 h desde el inicio de la simulación.

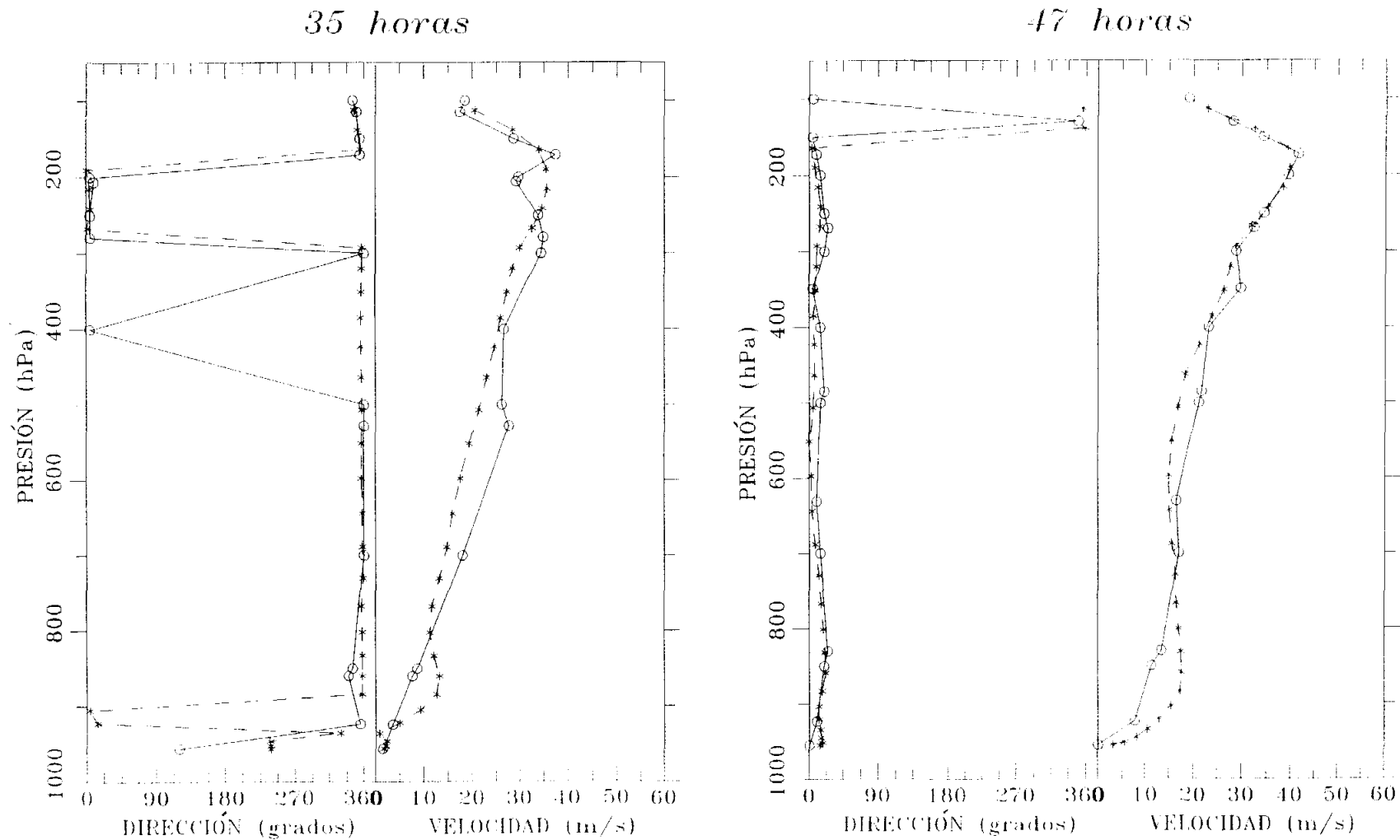
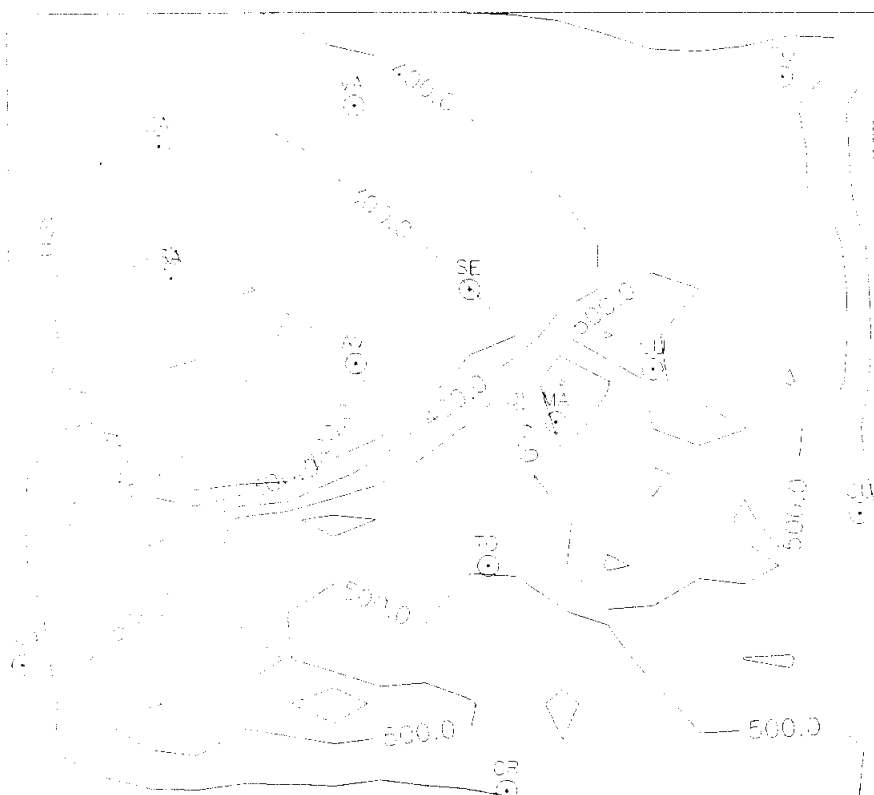
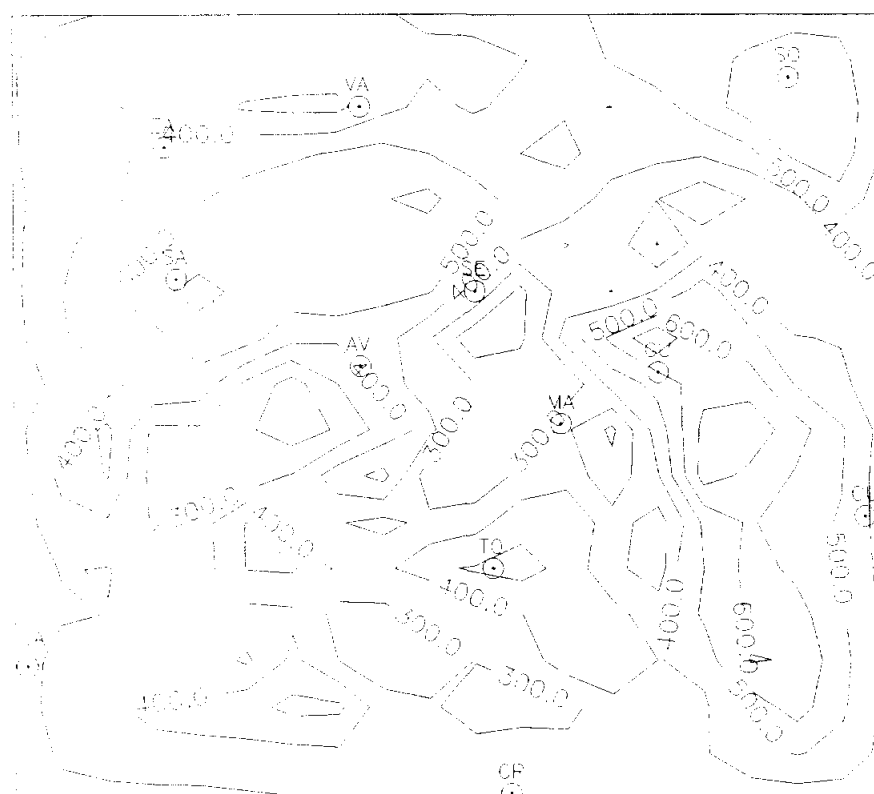


Figura 4.3.14. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.



14-11-90



15-11-90

**Figura 4.3.15. Altura máxima simulada (m) de la capa de mezcla
en los días 14-11-90 y 15-11-90**

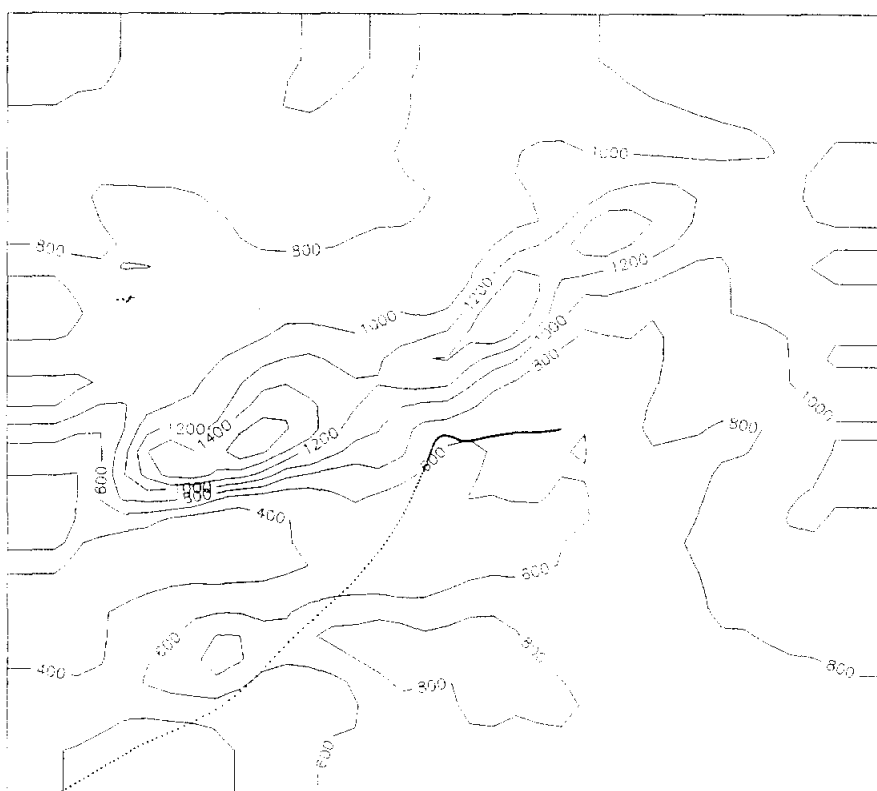
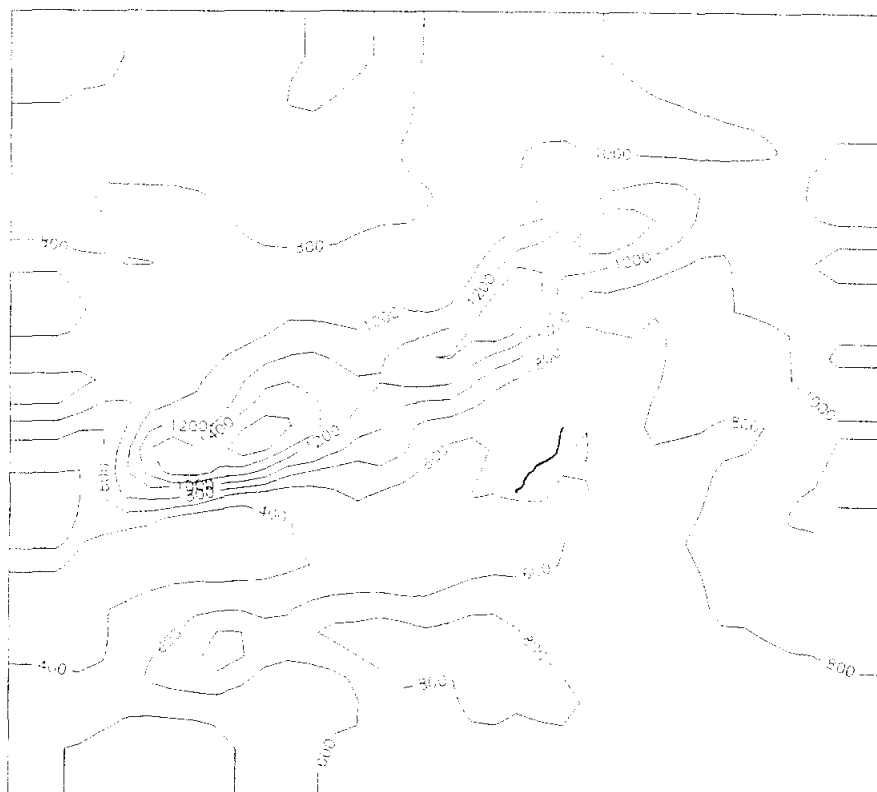


Figura 4.3.16. Trayectorias de partículas emitidas a 7 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid seis horas después del inicio de la simulación

4.4. Altas presiones al oeste de las Islas Británicas y bajas presiones en el Mediterráneo occidental

Se ha escogido el episodio que abarca del 1-5-1991 a las 0 h (TU) al 3-5-1991 a las 0 h (TU). En las figuras 4.4.1. y 4.4.2. se muestran los análisis en superficie y las topografías de 850 y 500 hPa a las 12 h de los días 1 y 2 de Mayo. En superficie la conjunción de una zona de bajas presiones sobre el Mediterráneo occidental con un potente anticiclón al oeste de las Islas Británicas produce viento geostrófico del primer cuadrante sobre la zona centro de la Península, más del N el primer día y más del NE el segundo. En la topografía de 850 hPa se observan cambios más notables de un día a otro: el primero la baja está centrada sobre Centroeuropa, y el viento geostrófico sobre la zona centro es del cuarto cuadrante, mientras que el segundo día existe un centro de bajas presiones sobre el Mediterráneo occidental y el viento geostrófico es del primer cuadrante. Se aprecia además la entrada de aire bastante frío por el norte, con un descenso de la temperatura en 850 hPa de 8° sobre Madrid de un día a otro. En 500 hPa la profundización de una vaguada, cuyo eje se sitúa el día 2 sobre la costa mediterránea peninsular, hace girar el flujo geostrófico a ese nivel sobre la zona centro del O-NO (día 1) al N-NE (día 2). Se producen precipitaciones débiles en la meseta norte y más abundantes en el Sistema Central.

4.4.1. Datos observados disponibles

- Estaciones climatológicas: Madrid-Retiro, Madrid-Barajas, Cuatro Vientos, Getafe, Torrejón, Navacerrada, Guadalajara, Toledo, Matacán, Ávila, Segovia, Zamora, Lubia, Soria, Valladolid y Villanueva.
- Estaciones automáticas: Aranda de Duero, Madrid-Retiro, Navacerrada, Salamanca, San Pablo de los Montes, Segovia, Sigüenza, Soria, Talavera, Valladolid y Yebes.
- Centrales eléctricas: Almaraz y Trillo.
- Sondeos: Barajas.

4.4.2. Campos de viento

4.4.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones

En las figuras 4.4.3. a 4.4.6. se muestran los mapas de viento en superficie simulado de los días 1 y 2 de Mayo de 1991 a las 7, 13, 18 y 24 h (TU), mientras que en las figuras 4.4.7. a 4.4.10. se muestran las correspondientes observaciones de viento en superficie.

En la tabla IX se muestra la distribución observada de la dirección del viento en superficie por cuadrantes y el recorrido observado y simulado del viento durante ambos días.

Se exponen a continuación los aspectos más destacados del flujo simulado, discutiéndose su grado de concordancia con las observaciones:

- Meseta madrileña, valle del Henares y La Alcarria: El flujo simulado es inicialmente débil con viento predominantemente del cuarto cuadrante, más del oeste por la meseta madrileña y más del norte por el valle del Henares y La Alcarria. A lo largo del primer día y hasta las 13 h del segundo va aumentando la fuerza del viento y va girando hacia dirección prácticamente N; a las 13 h del segundo día la velocidad alcanza de forma generalizada los 9-10 m/s. Posteriormente se debilita algo el viento del N.

La concordancia con las observaciones es buena: a las 7 y a las 13 h predomina claramente el viento del NO, que posteriormente gira a dirección predominante N, dirección en la que se mantiene durante el segundo día (con la salvedad de Sigüenza, donde continúa girando a dirección NE). En cuanto a la velocidad del viento, aumenta efectivamente entre las 7 y las 13 h del primer día (aunque a las 7 h es en general algo mayor que la simulada), y tras una ligera disminución a las 24 h del primer día, se aprecia un nuevo aumento a las 13 y 18 h del día siguiente, con velocidades de casi 16 m/s en Barajas. El episodio termina con velocidad observada algo menor. La coincidencia entre los recorridos observado y simulado en Retiro es bastante buena, captándose el aumento de velocidad media del segundo día. En Cuatro Vientos y Guadalajara la concordancia es peor, pero ahí los datos observados son de 7 h a 7 h, lo que puede distorsionar el resultado, pues las horas de menor viento fueron las de la madrugada del día 1, que quedan excluidas en esas medidas.

- Sistema Central: El flujo simulado es inicialmente del primer cuadrante, más fuerte por las laderas sur que por las norte. A las 18 h ya ha girado a dirección N-NO y ha aumentado la velocidad, especialmente por las laderas norte. Hasta el final de la simulación el viento simulado va girando lentamente hacia dirección N. Las diferencias en dirección y velocidad entre las laderas de barlovento y sotavento son bastante escasas a partir de las 18 h del primer día, especialmente a mediodía del día 2. Al final del episodio se aprecian de nuevo diferencias importantes de velocidad entre ambas laderas.

Las observaciones confirman el giro del viento desde dirección predominante NO a las 7 y 13 h del primer día a dirección predominante N-NO al final de este día, aunque a las 18 h se observa un salto transitorio a dirección entre N y N-NE. A lo largo del segundo

día el viento observado va girando a dirección N-NE, en apreciable correspondencia con lo simulado. También es destacable que los vientos en Avila, Segovia y Navacerrada son casi paralelos en dirección en muchos momentos, especialmente durante el segundo día, lo que corrobora la ausencia de deflexión del flujo que se simula y es consecuencia tanto de la fuerza del viento como de la escasa estabilidad en niveles bajos. Por otro lado, la correspondencia entre los recorridos observado y simulado es bastante buena en Avila, algo peor en Segovia y escasa en Navacerrada, donde el viento simulado es bastante más fuerte que el observado.

- Montes de Toledo y valle del Tajo: Inicialmente se simula un vórtice al sur de Gredos, que produce vientos del oeste en la parte occidental del valle del Tajo y del NO en las Villuercas. En el resto del valle los vientos son débiles, predominando la componente oeste, mientras que en los Montes de Toledo son del NO, algo más fuertes. A las 13 h del día 1 la dirección del viento es más homogénea, con predominio de vientos del NO, que son más fuertes en la zona occidental del valle y las Villuercas, mientras que al SE de Gredos están prácticamente en calma. Esta situación varía poco a las 18 h, mientras que al final del día predomina la dirección N y los vientos más fuertes se observan más al este en los Montes de Toledo. Al día siguiente va aumentando la fuerza del viento de componente N, especialmente por el este de la zona, mientras que el vórtice que se observa de nuevo al sur de Gredos a las 7 h desaparece prácticamente a las 13 h. Al final de este segundo día el viento, más débil, empieza a ser predominantemente del primer cuadrante, al tiempo que se aprecia de nuevo un vórtice al sur de Gredos, pero con giro del viento de sentido opuesto al de los vórtices anteriores.

El viento observado en Almaraz concuerda aceptablemente bien con el simulado. Inicialmente es del oeste (y más fuerte que el viento en San Pablo de los Montes y Toledo), gira a NO a las 13 y 18 h, y se debilita bastante en la noche del día 1 al 2, presentando dirección variable. A mediodía del día 2 tiene dirección N, y va girando hasta dirección E al final del día. En San Pablo de los Montes y Toledo la evolución coincide bien con la simulada: el viento inicial muy débil da paso a viento más fuerte de componente N, predominando la dirección N-NO en Toledo y N-NE en San Pablo. El viento observado se debilita al final del segundo día. Las medidas en Talavera (sólo disponibles a partir de las 24 h del primer día) corroboran la debilidad del viento a sotavento de Gredos en la noche del día 1 al 2, y el aumento posterior de fuerza del viento, que efectivamente toma

dirección NE.

- Meseta norte: El flujo simulado es inicialmente del O-NO. A las 13 h se aprecia como la entrada de un frente frío por el N produce una línea de convergencia, con viento del NO por detrás de la línea y del O-SO por delante; en torno a esta línea de convergencia el viento es más fuerte que a las 7 h. En la zona más occidental no se aprecia dicha línea. Posteriormente se extiende un flujo del N-NO por toda la zona, que aumenta de fuerza al mediodía del día siguiente, al tiempo que gira ligeramente hacia dirección N-NE. Este flujo se mantiene, más debilitado hasta el final de la simulación.

Las observaciones indican que el viento inicial, con predominancia de la componente oeste, va girando hasta las 18 h a viento de componente predominante norte. Tras debilitarse algo de noche, aumenta de fuerza a mediodía del día 2, momento en que predomina la dirección N-NE, en consonancia con lo simulado. Este flujo se debilita posteriormente, particularmente al final del día. En cuanto a la velocidad media del viento, ésta disminuye algo de un día a otro en Valladolid y Matacán, en contra de lo simulado.

Estación	Frecuencia de dirección de viento observado (h)					Recorrido (km)	
	1 ^{er} c.	2 ^o c.	3 ^{er} c.	4 ^o c.	Cal.	Obs.	Sim.
Retiro	8.0	0.0	1.0	15.0	0.0	361	361
	20.5	0.0	0.0	3.5	0.0	511	662
Barajas	9.5	0.0	2.5	10.0	2.0	-	-
	22.5	0.0	0.0	1.5	0.0	-	-
Cuatro Vientos	3.6	0.0	3.2	17.2	0.0	* 378	372
	6.5	0.0	2.0	15.5	0.0	* 419	651
Getafe	3.5	0.0	3.5	17.0	0.0	-	-
	8.3	0.0	0.0	15.7	0.0	-	-
Navacerrada	12.0	0.0	0.0	12.0	0.0	444	746
	12.0	0.0	0.0	12.0	0.0	423	904
Guadalajara	10.0	0.5	0.0	10.5	3.0	* 433	379
	12.0	0.0	0.0	12.0	0.0	* 380	647
Toledo	10.5	0.2	0.0	10.5	2.8	501	360
	9.0	0.0	0.0	15.0	0.0	554	536
Matacán	3.0	0.0	4.5	16.5	0.0	514	360
	9.0	0.0	0.0	15.0	0.0	442	445
Avila	0.3	0.0	0.0	23.7	0.0	468	521
	11.6	0.0	0.0	12.4	0.0	524	635
Segovia	7.0	0.0	4.6	12.4	0.0	* 423	430
	11.8	0.0	0.0	12.2	0.0	* 342	557
Zamora	9.5	12.0	0.5	2.0	0.0	* 317	-
	17.0	0.0	0.0	7.0	0.0	* 373	-
Lubia	3.5	0.0	7.5	13.0	0.0	433	-
	10.5	0.0	1.5	12.0	0.0	834	-
Villanubla	5.0	0.0	3.0	15.0	1.0	* 519	-
	16.4	0.0	0.0	7.6	0.0	* 412	-
Valladolid	5.7	0.0	3.7	14.6	0.0	559	429
	17.3	0.0	0.0	6.7	0.0	472	562

TABLA IX. Distribución de viento observado por cuadrantes, recorrido observado (* indica de 7 h a 7 h, en vez de 0 a 24 h) y recorrido simulado en los días 1-5-1991 y 2-5-1991

4.4.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa

Los mapas de viento simulado a las 13 y 24 h de ambos días en la superficie de 900 hPa se muestran en las figuras 4.4.11. y 4.4.12.

El flujo simulado en 900 hPa es muy parecido al de superficie; esto indica la escasa cizalla simulada en este episodio. La dirección del viento es muy similar en todo momento a la de superficie, con la única excepción de que el vórtice simulado en superficie al final del día 2 al sur de Gredos no aparece en 900 hPa. La fuerza del viento es parecida a la de superficie a mediodía (reflejo de la mezcla diurna), mientras que de noche el viento en 900 hPa es apreciablemente más fuerte que en superficie.

4.4.3. Perfiles verticales de viento y temperatura

En las figuras 4.4.13. a 4.4.15 se pueden ver los perfiles de viento y temperatura en Barajas.

El rasgo más destacado en los perfiles observados es la ausencia de capas estables en niveles bajos; a las horas de los sondeos nocturnos no se observan inversiones junto al suelo. Estos perfiles son bien reproducidos por la simulación, con la salvedad de que a las 11 h del primer día la temperatura simulada en niveles bajos es algo menor que la observada.

En cuanto a los perfiles de viento observado, a las 11 h del día 1 el flujo por debajo de 700 hPa es muy débil (no supera los 2 m/s en casi toda esta capa) y de dirección variable. La coincidencia con el perfil simulado no es buena en estas capas bajas, especialmente en cuanto a la dirección, lo que es achacable a la debilidad del viento. Por encima de 700 hPa y en el resto de los sondeos la coincidencia entre observaciones y simulación es grande. Destaca la escasa cizalla en dirección en niveles bajos en los otros tres sondeos; el aumento de velocidad con la altura cerca del suelo es pequeño a mediodía del día 2 (casi nulo en las observaciones, algo mayor en la simulación), mientras que de noche es más importante, tanto en las observaciones como en la simulación. Esto apoya los resultados de la simulación en 900 hPa.

4.4.4. Trayectorias

En la figura 4.4.16. se muestran las trayectorias simuladas de partículas emitidas a 8 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid.

Las dos partículas siguen una trayectoria parecida, reflejo de la escasa cizalla en dirección del viento simulado. La partícula emitida a 100 m abandona el dominio tras 8 h, mientras que la emitida a 8 m tarda 19.5 h. Ambas se mantienen en el flujo de bajo nivel. La partícula emitida a 300 m sigue una trayectoria muy similar, mientras que la emitida a 650 m abandona el dominio algo más hacia el suroeste (no se muestran estos dos gráficos).

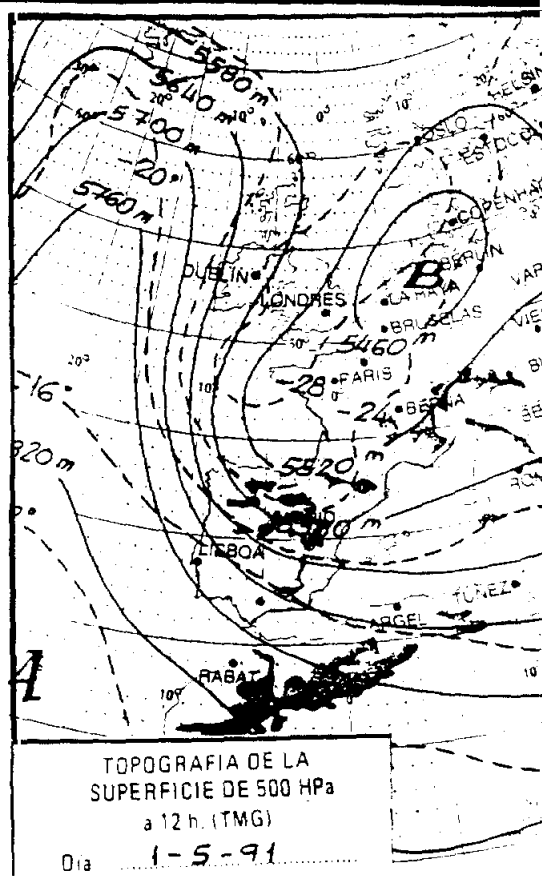
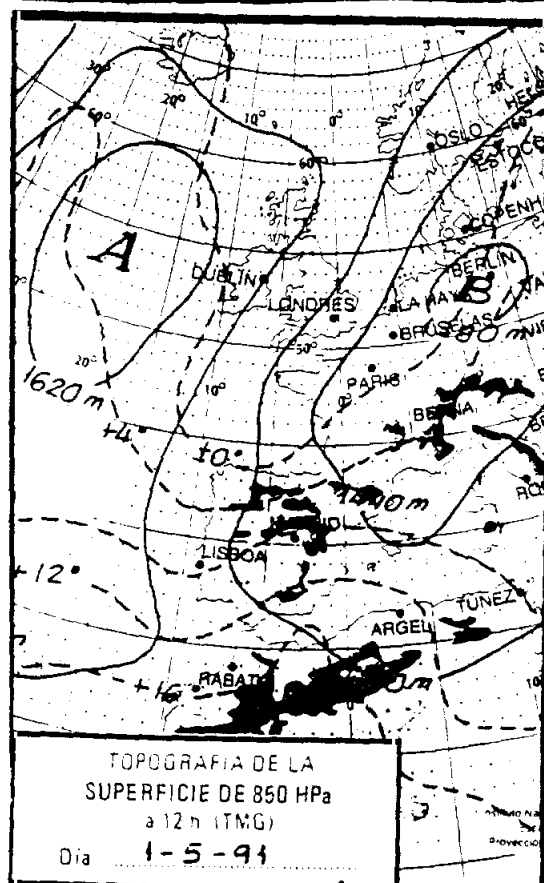
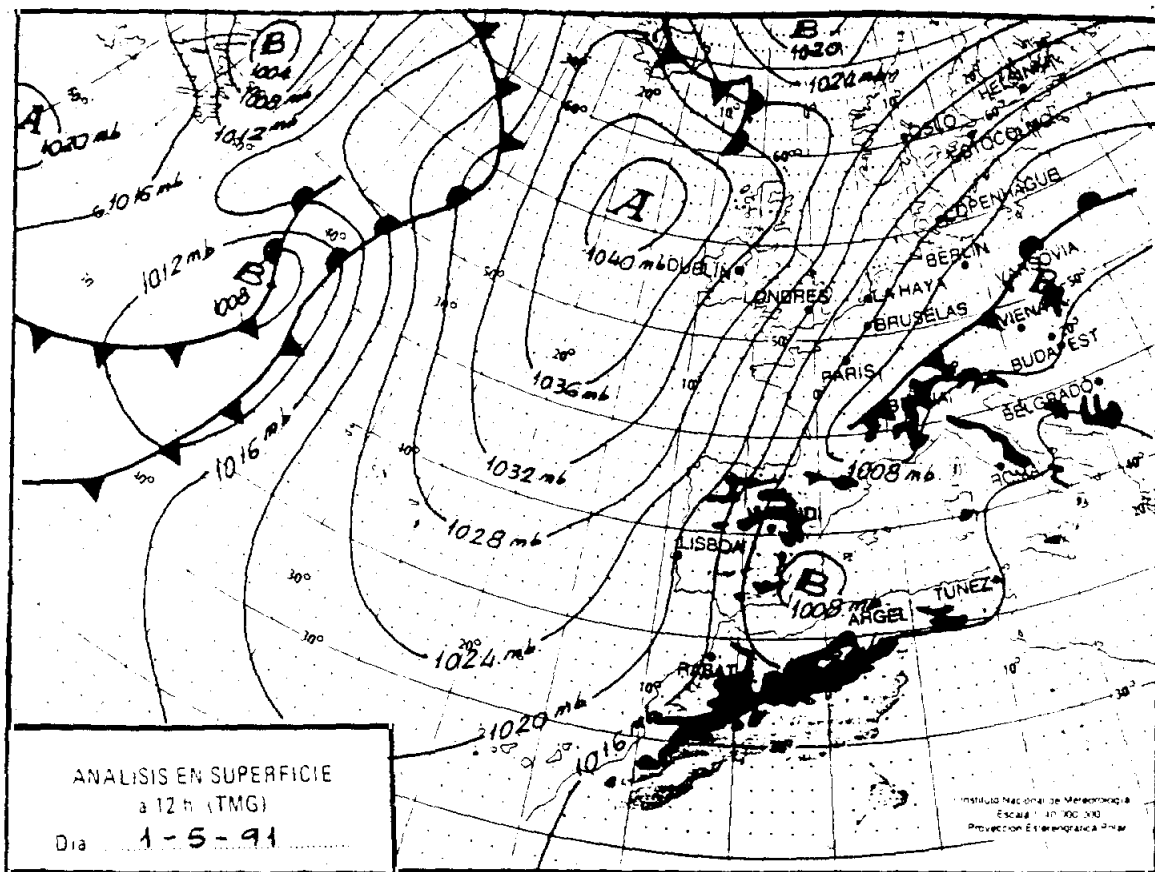


Figura 4.4.1. Análisis en superficie y topografías de 850 y 500 hPa a las 12 h del día 1-5-91

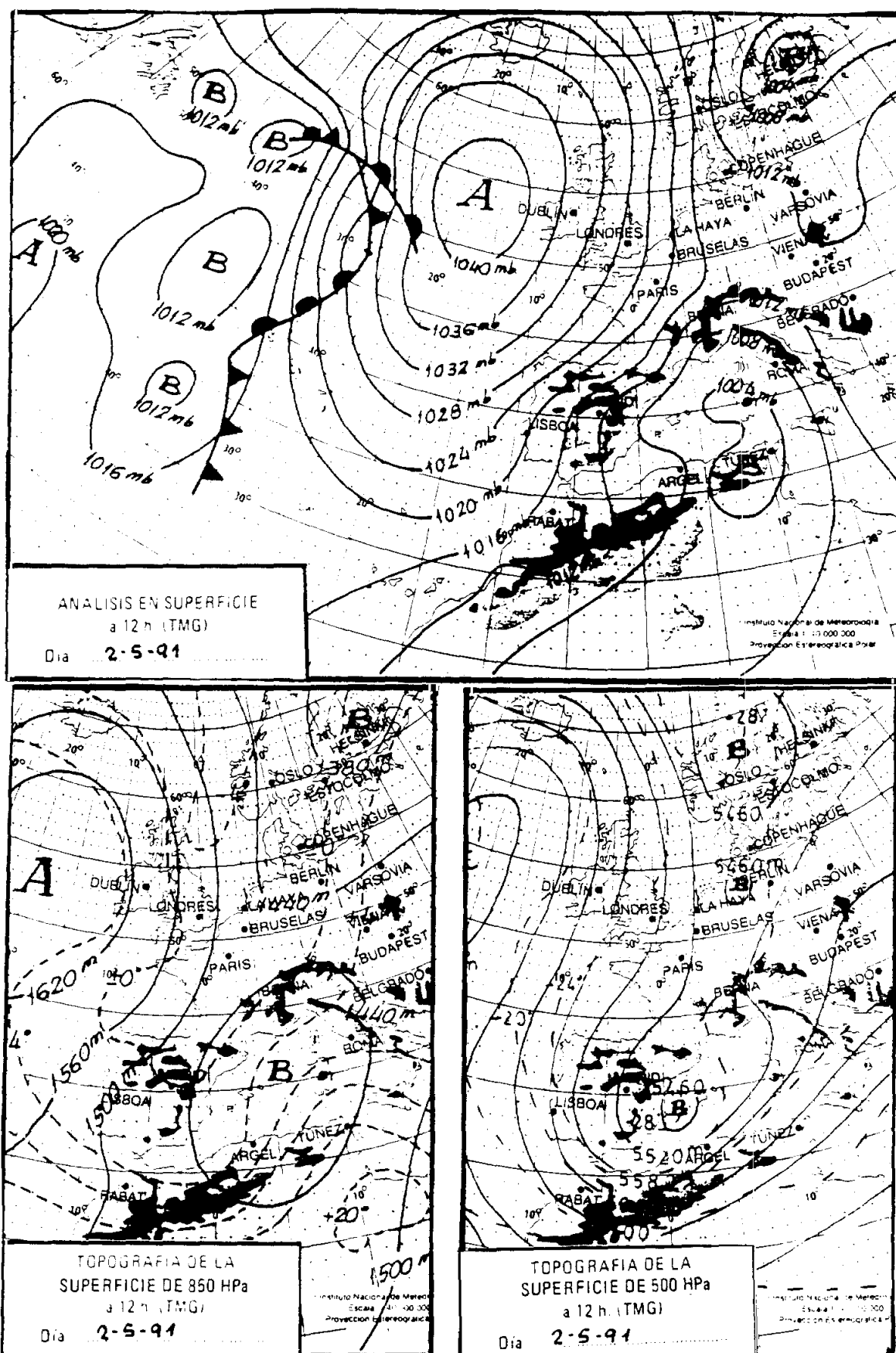
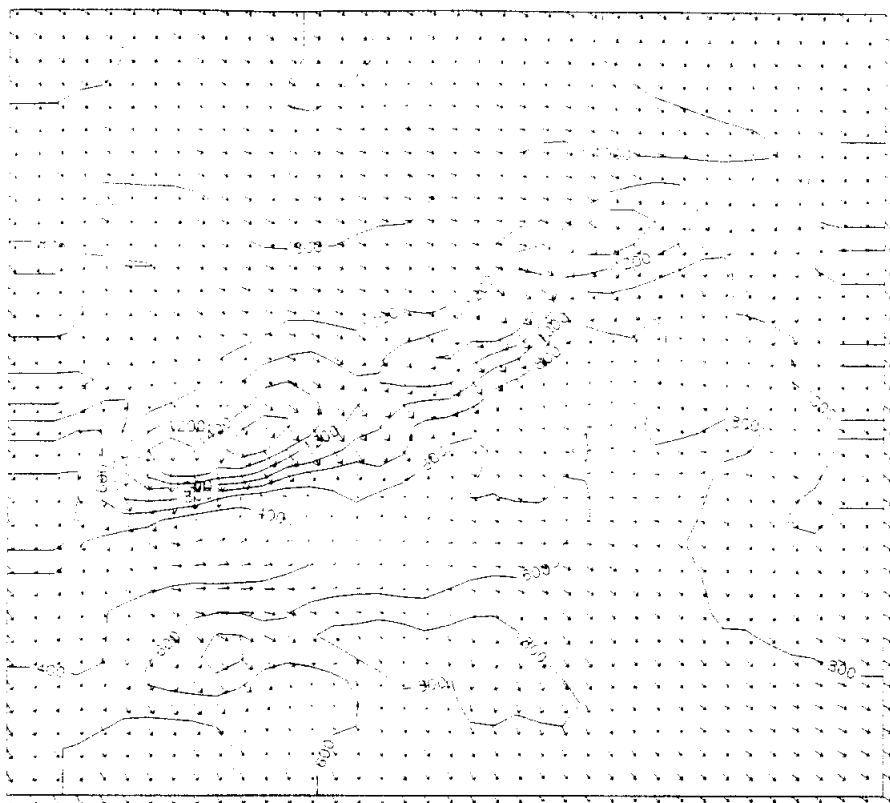
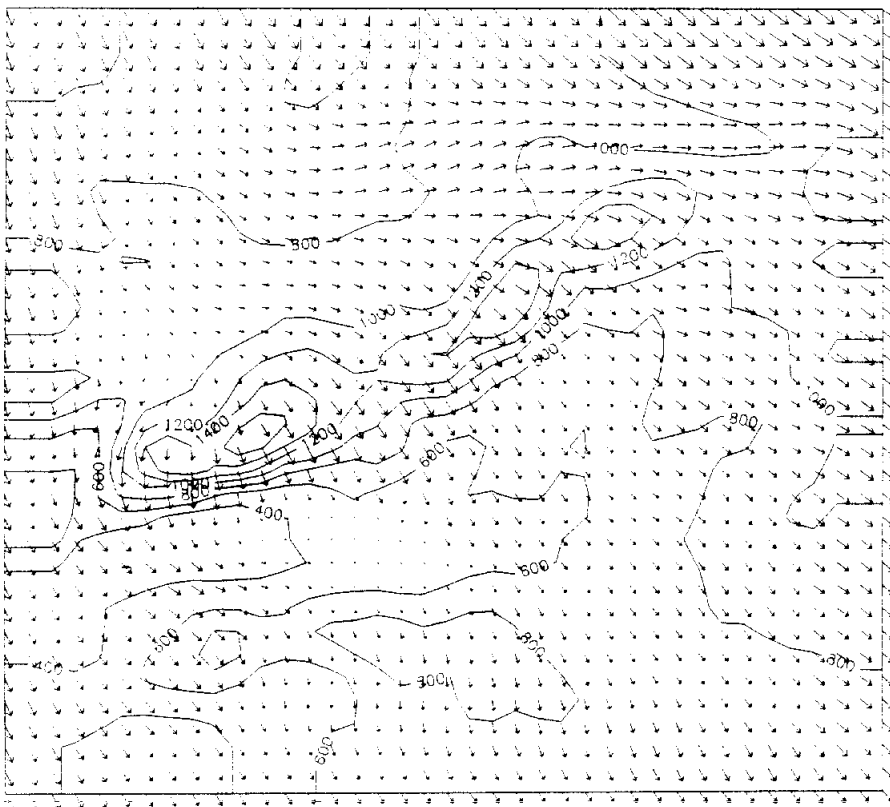


Figura 4.4.2. Análisis en superficie y topografías de 850 y 500 hPa a las 12 h del día 2-5-91



01-05-91
7h

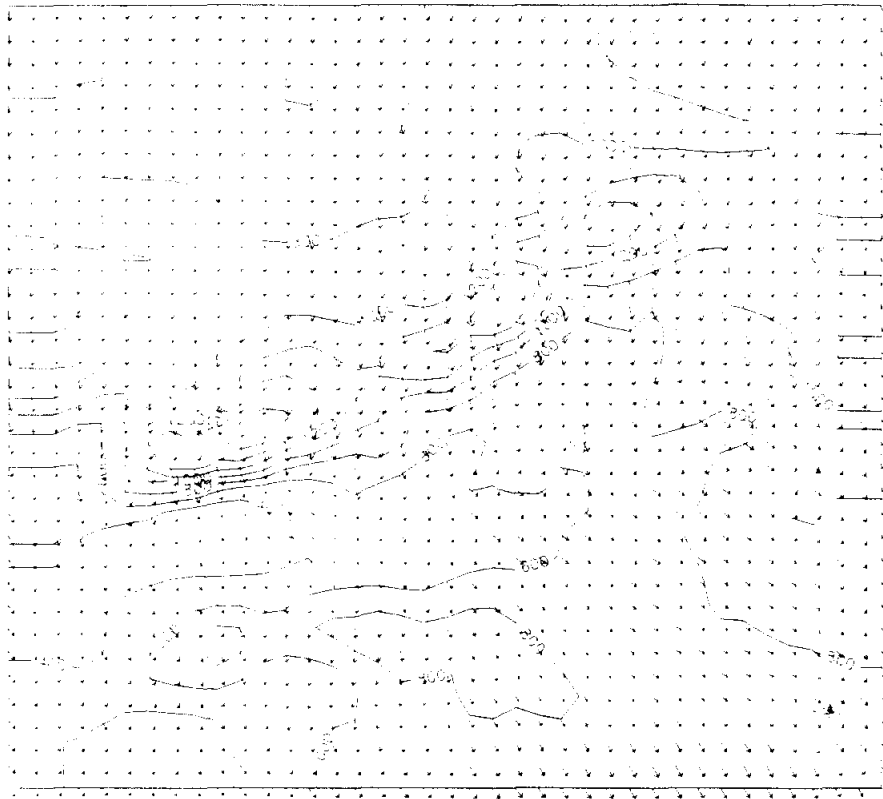
20 km



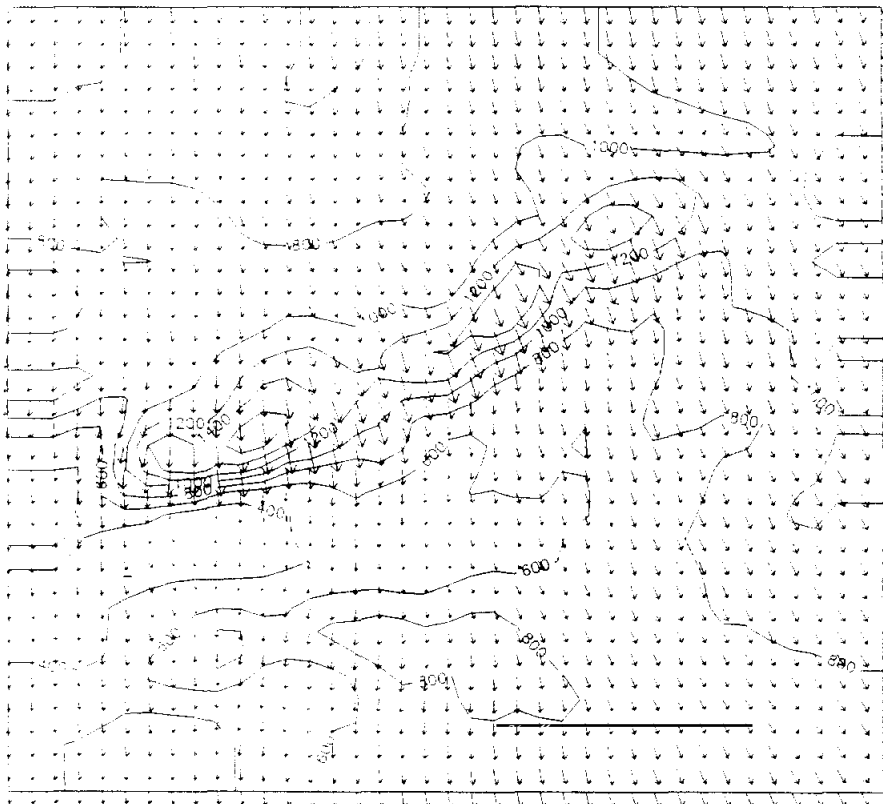
01-05-91
13h

20 km

Figura 4.4.3. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 1-5-91



18h
1-5-91



24h
1-5-91

Figura 4.4.4. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 1-5-91

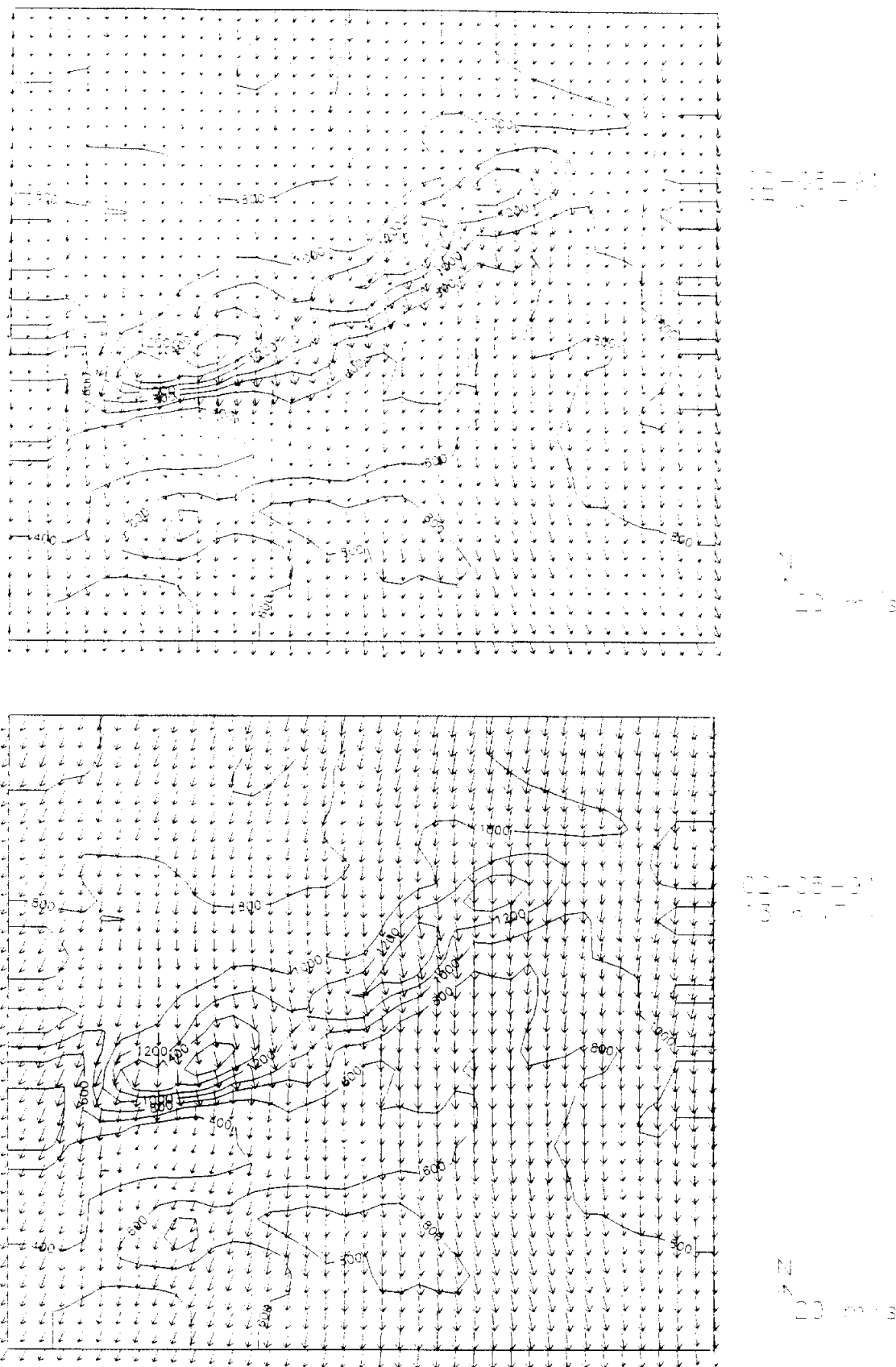


Figura 4.4.5. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 2-5-91

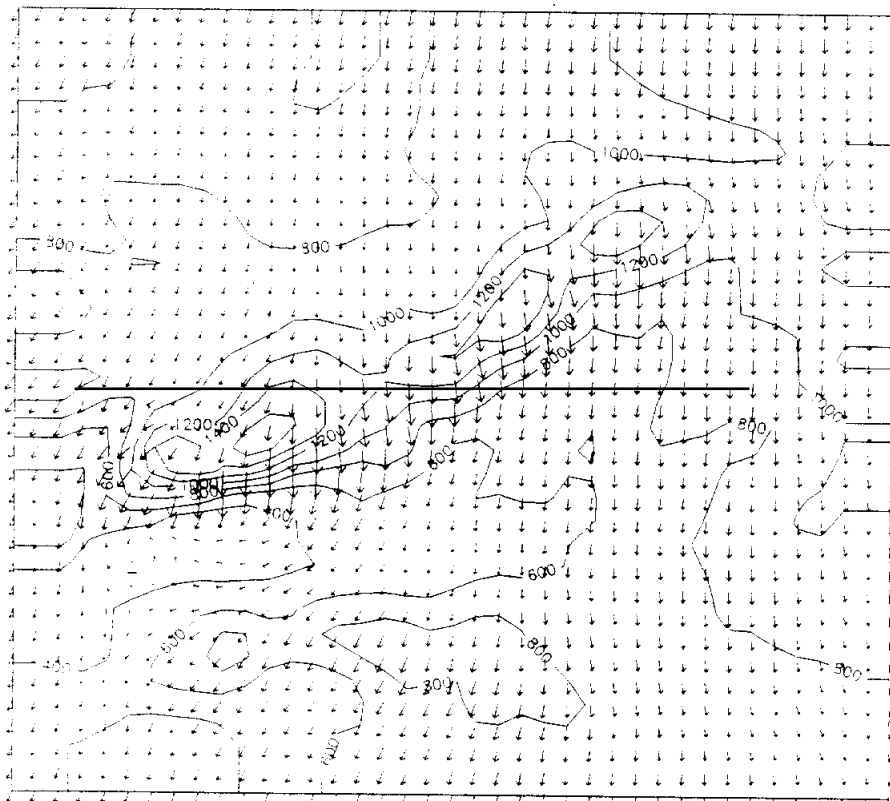
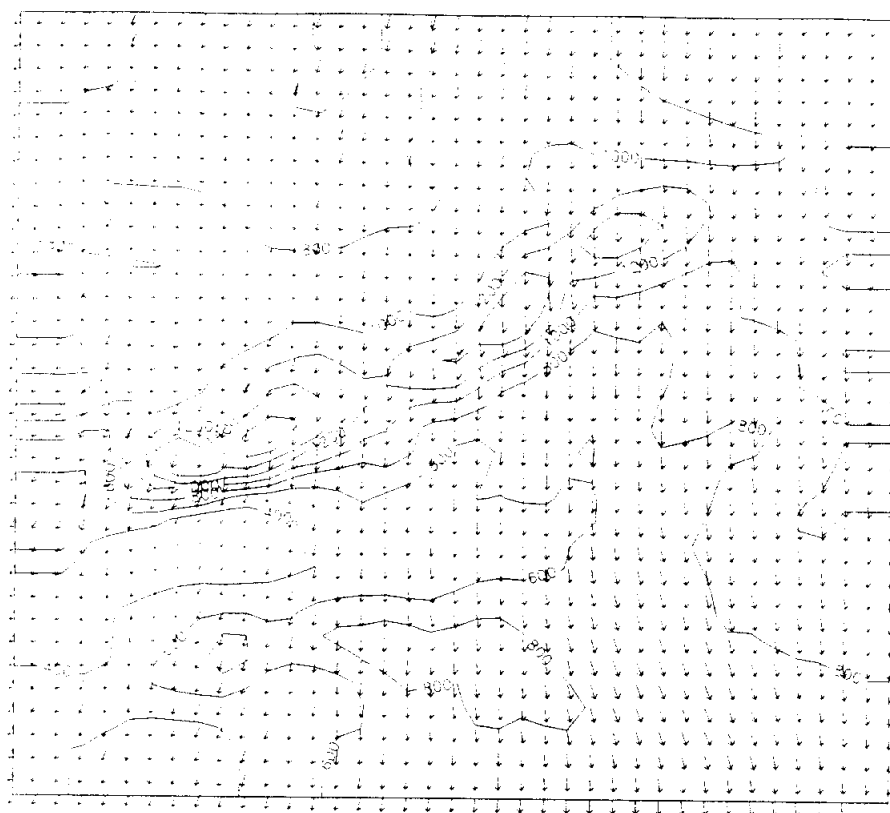


Figura 4.4.6. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 2-5-91

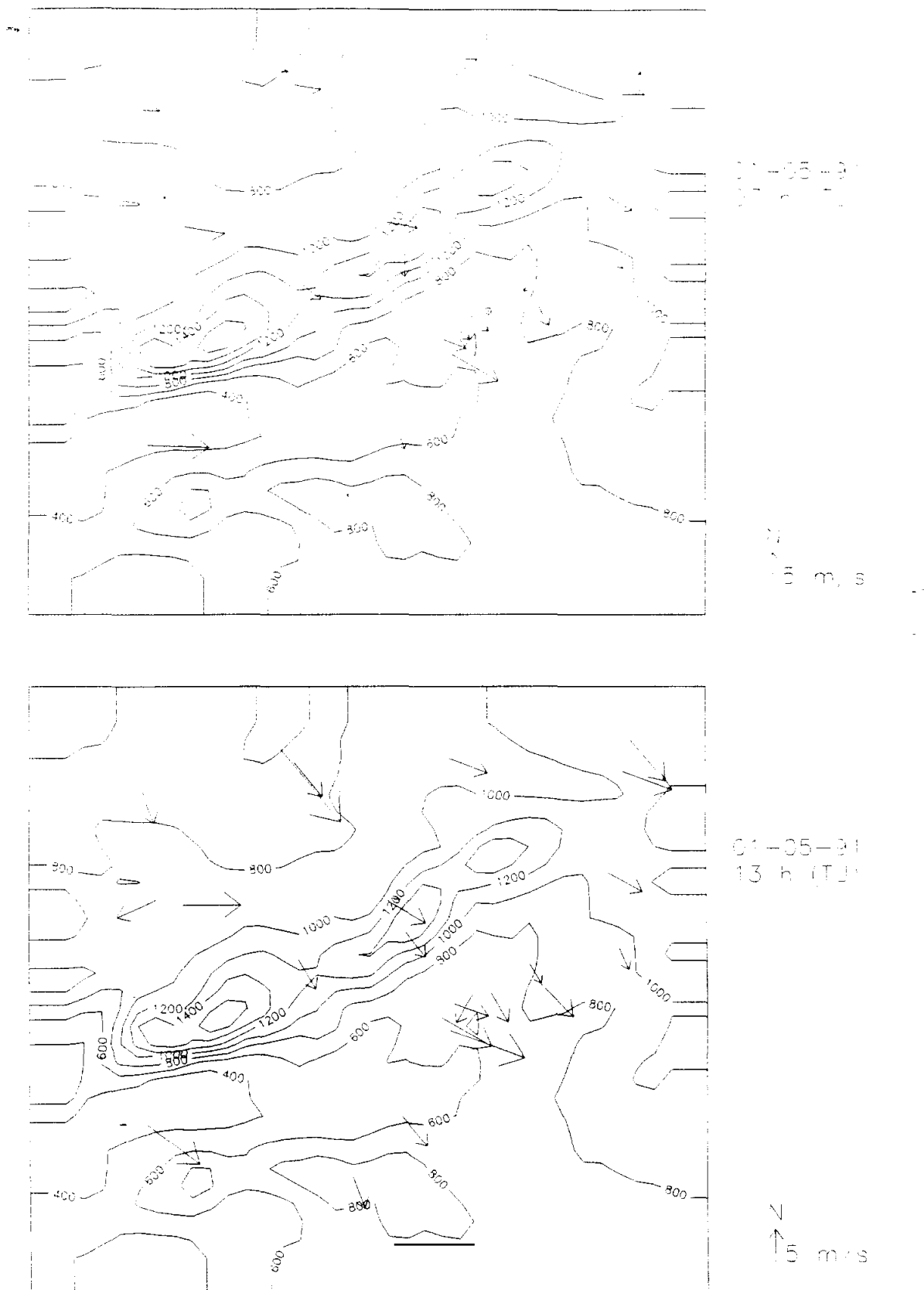


Figura 4.4.7. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 1-5-91

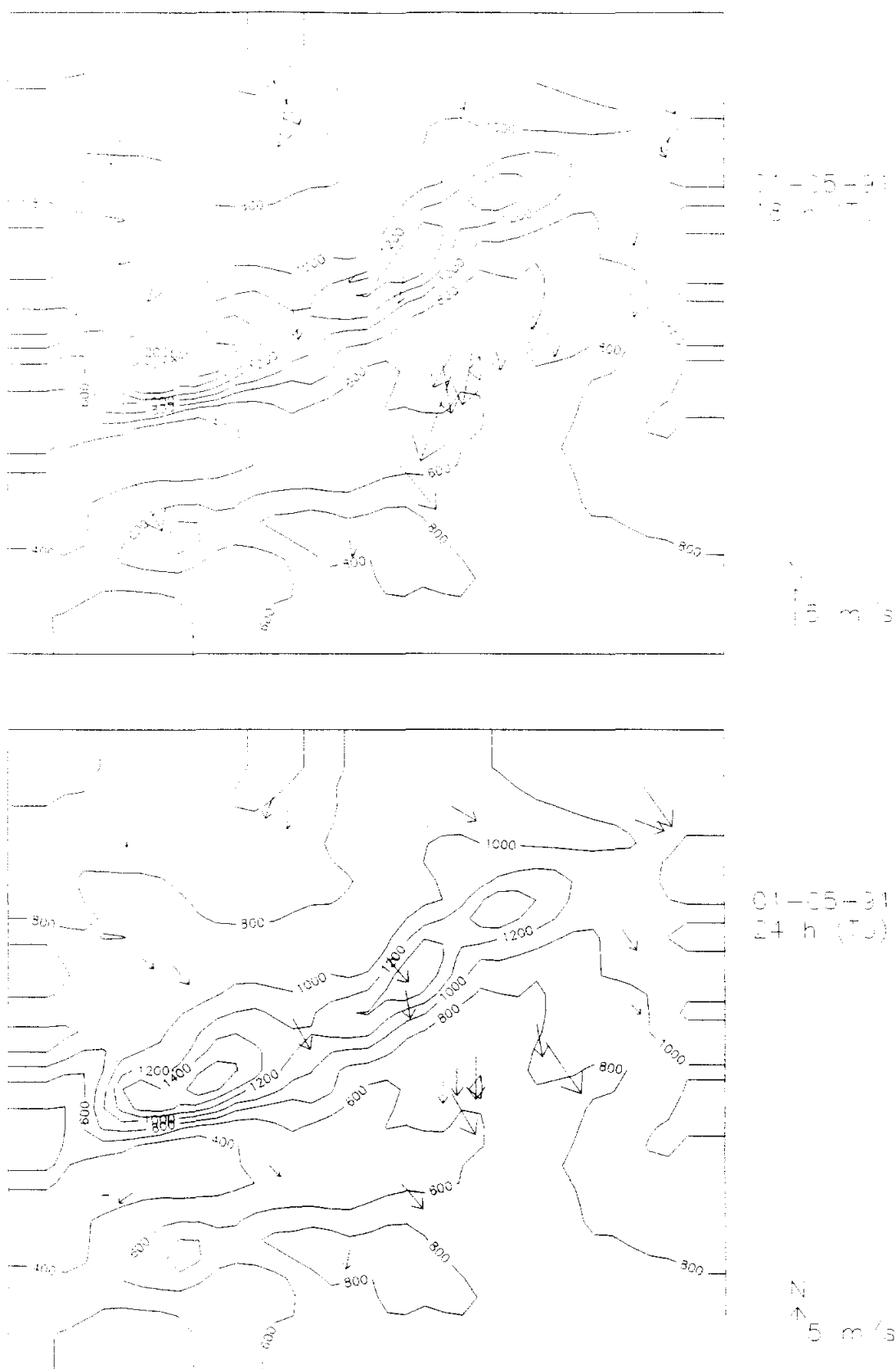
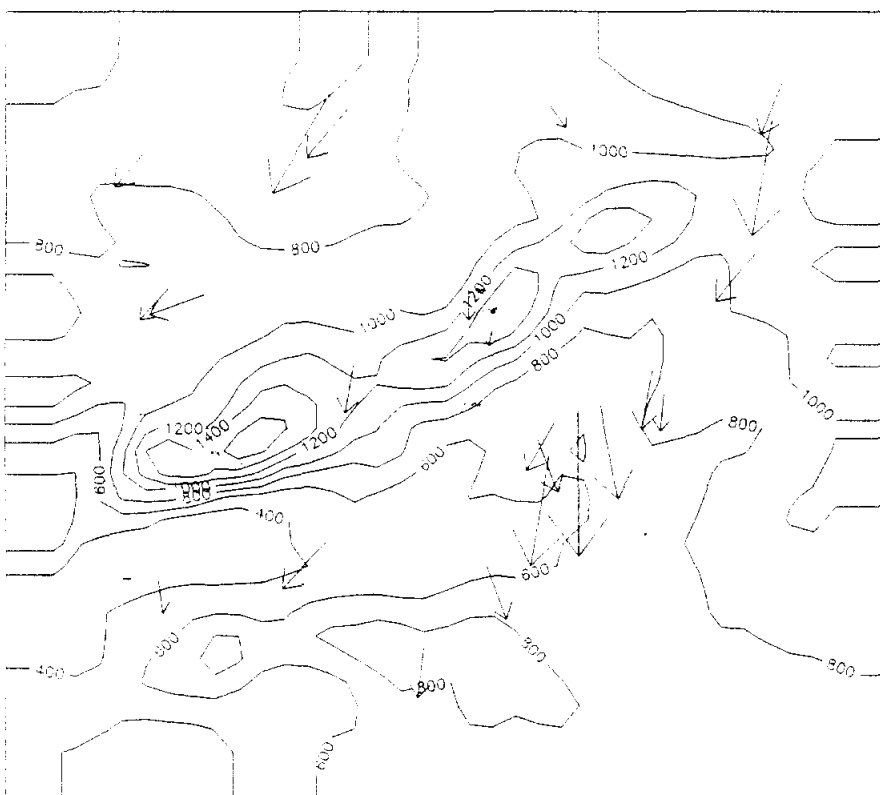


Figura 4.4.8. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 1-5-91



02-05-91
7h (7h)

N
15 m/s



02-05-91
13h (13h)

N
15 m/s

Figura 4.4.9. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 2-5-91

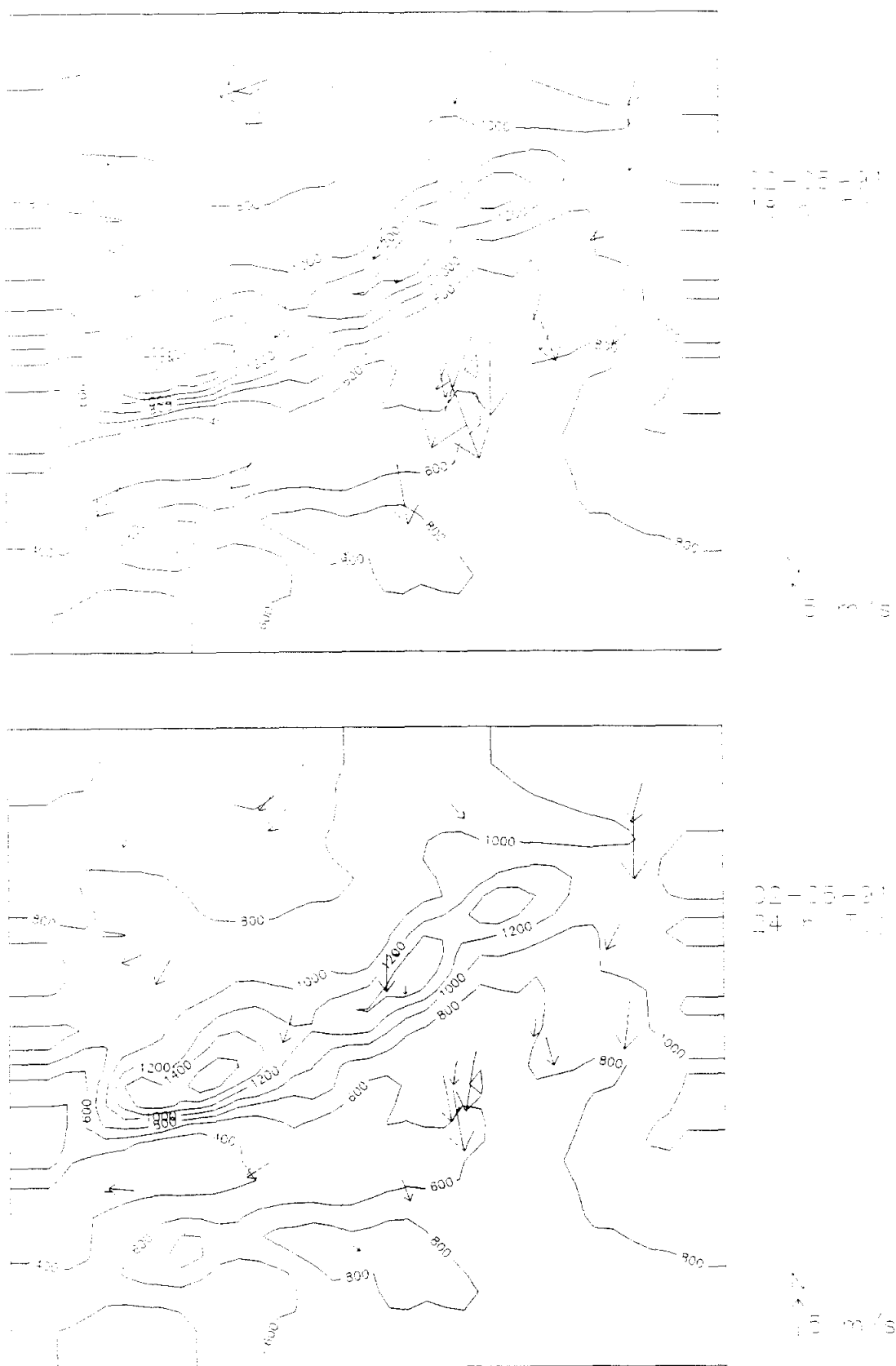
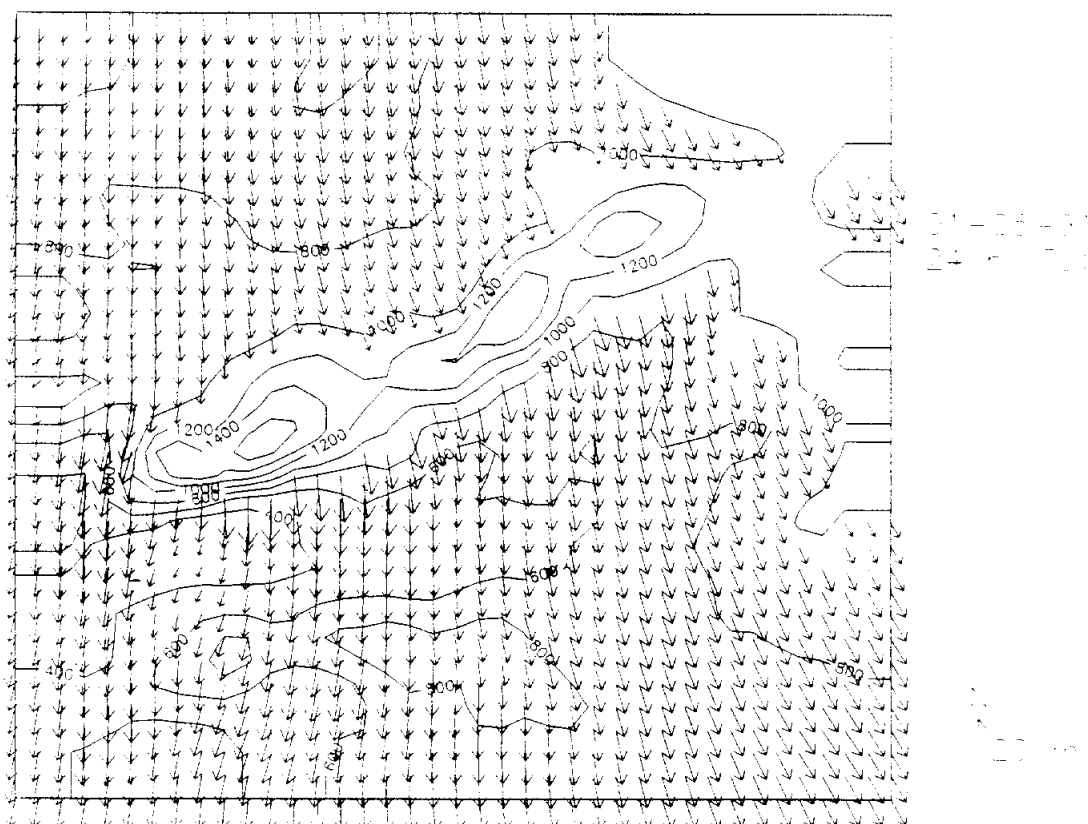
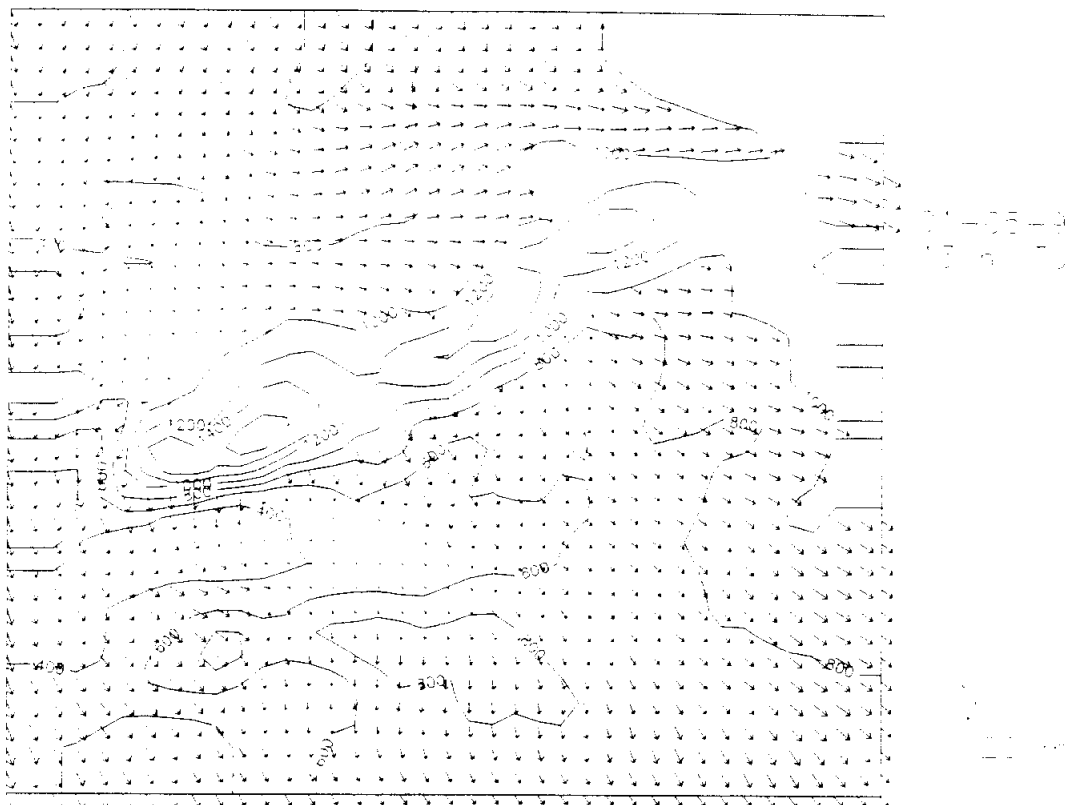
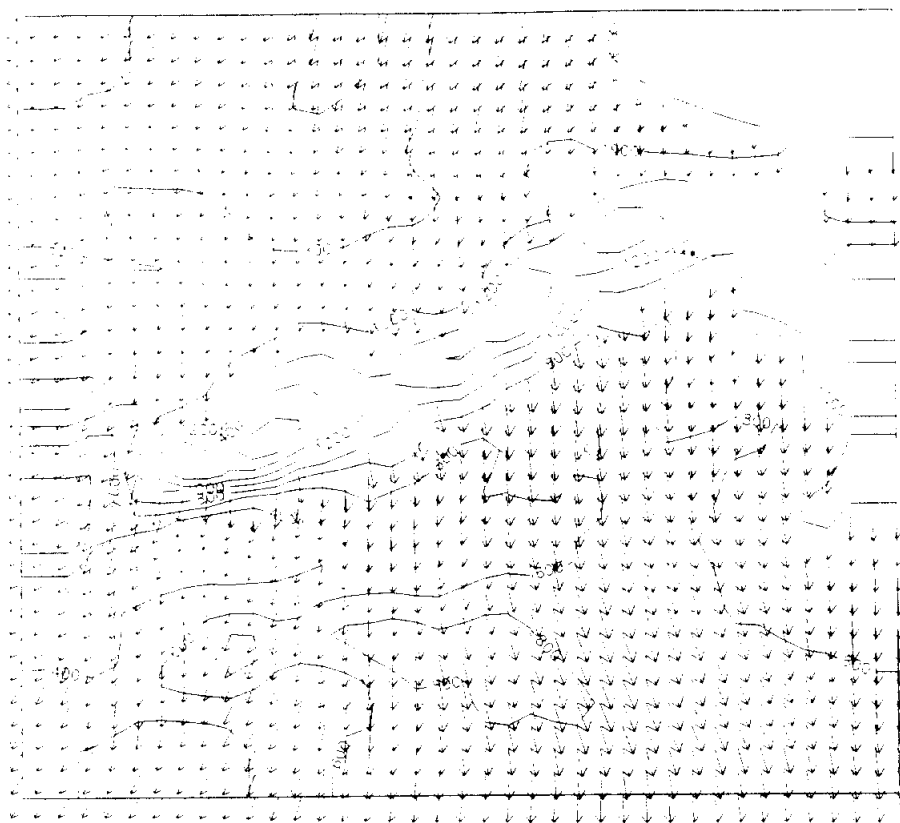


Figura 4.4.10. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 2-5-91

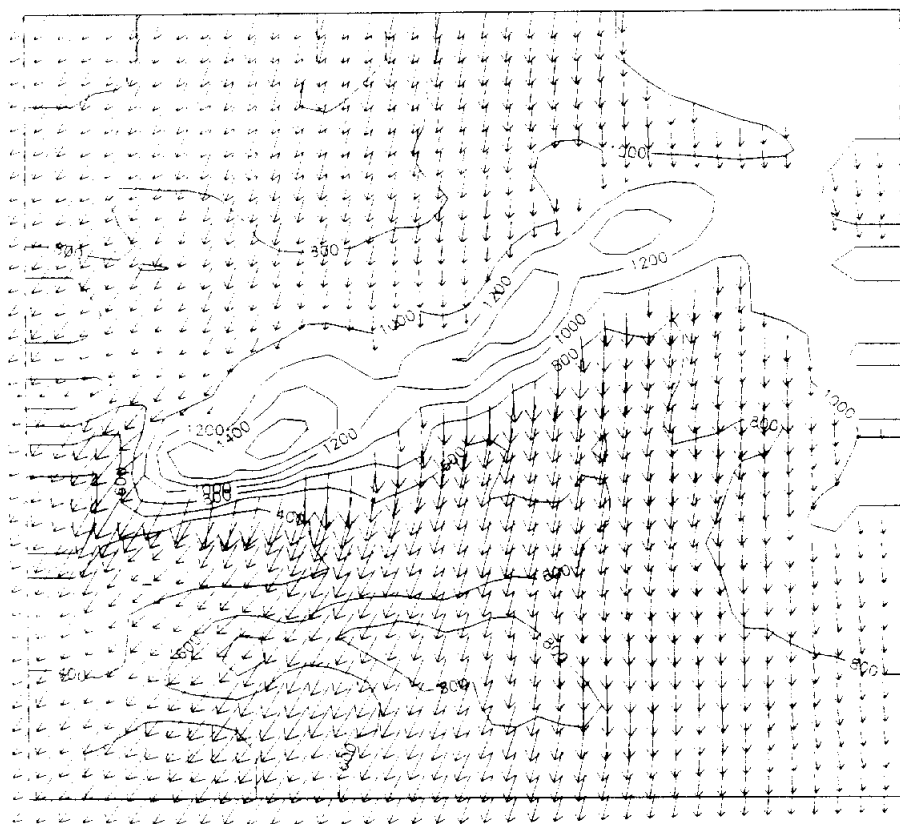


**Figura 4.4.11. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 1-5-91**



00-05-91
24 13h

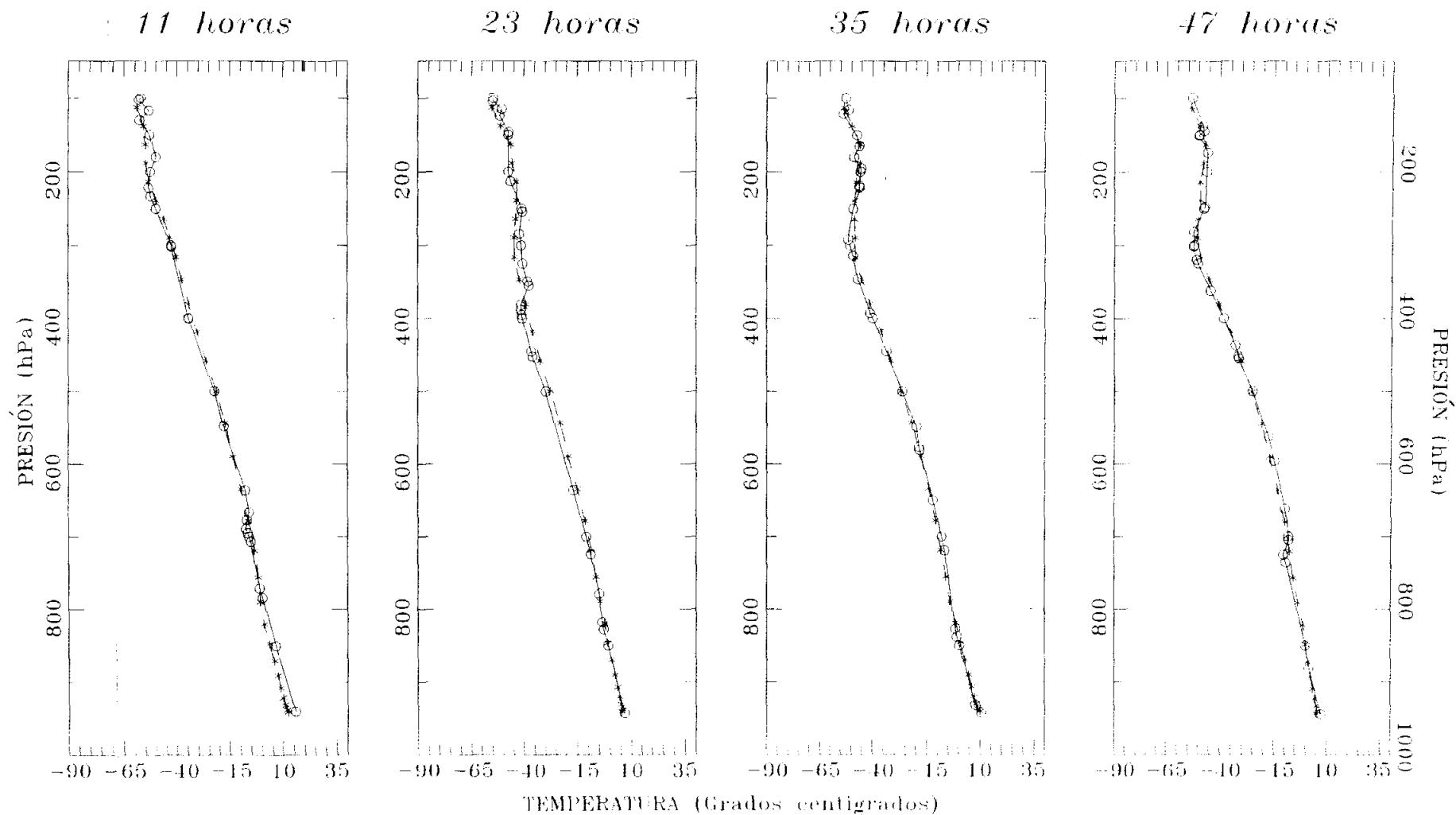
10 m



00-05-91
24 24h

10 m

**Figura 4.4.12. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 2-5-91**



**Figura 4.4.13. Perfiles verticales de temperatura observados (-o-) y simulados (-*-)
en Barajas a las 11, 23, 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.**

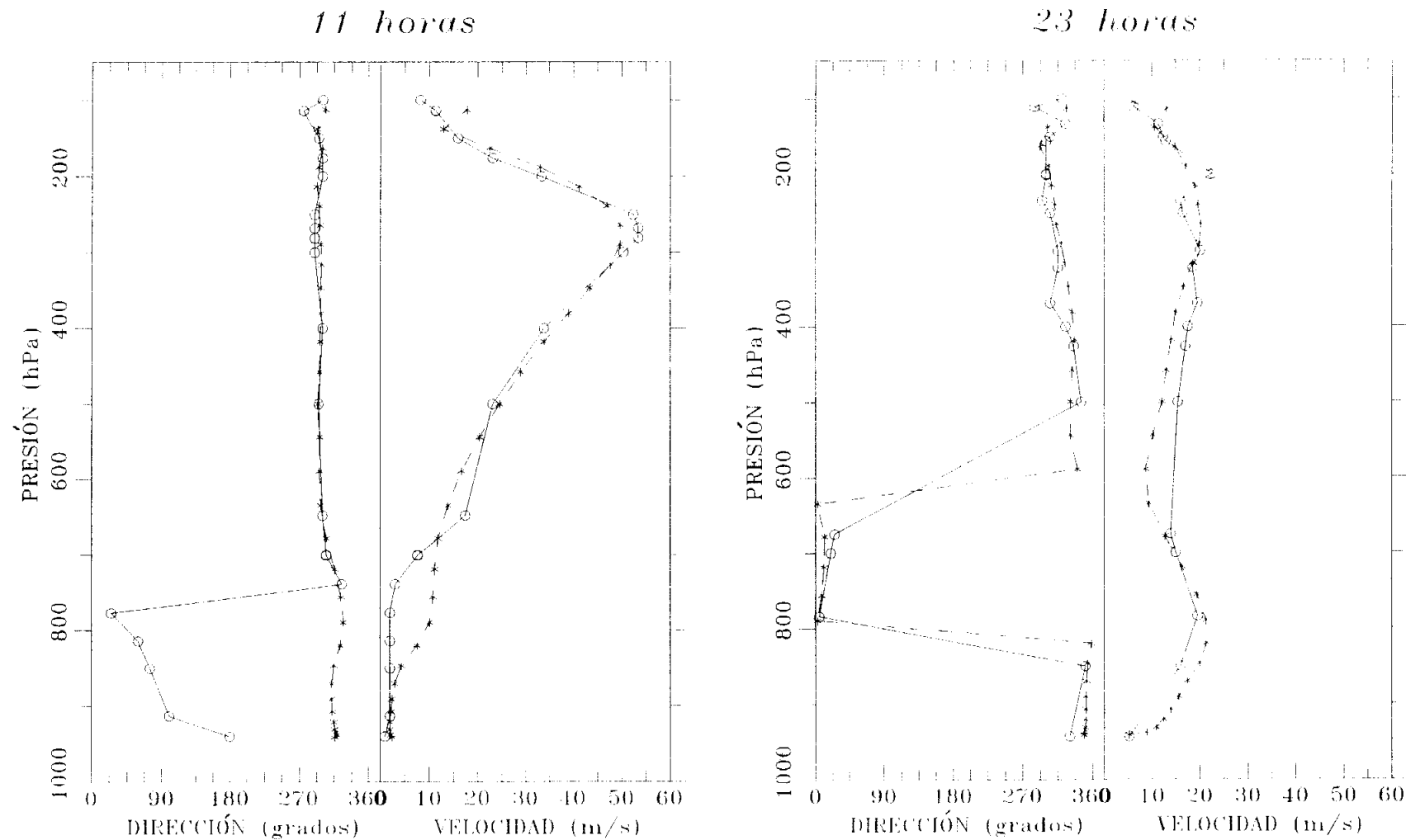


Figura 4.4.14. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 11 y 23 h desde el inicio de la simulación.

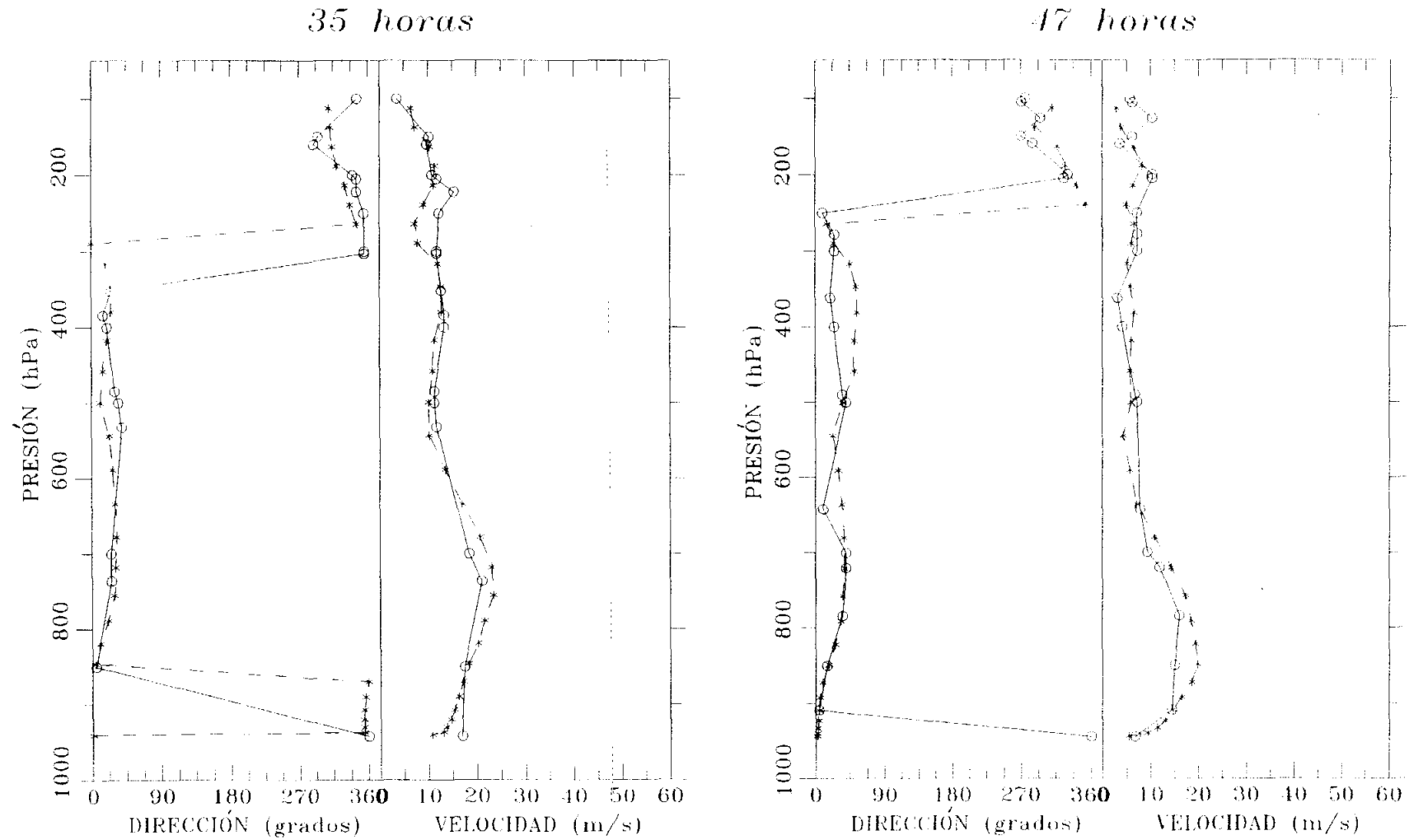


Figura 4.4.15. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

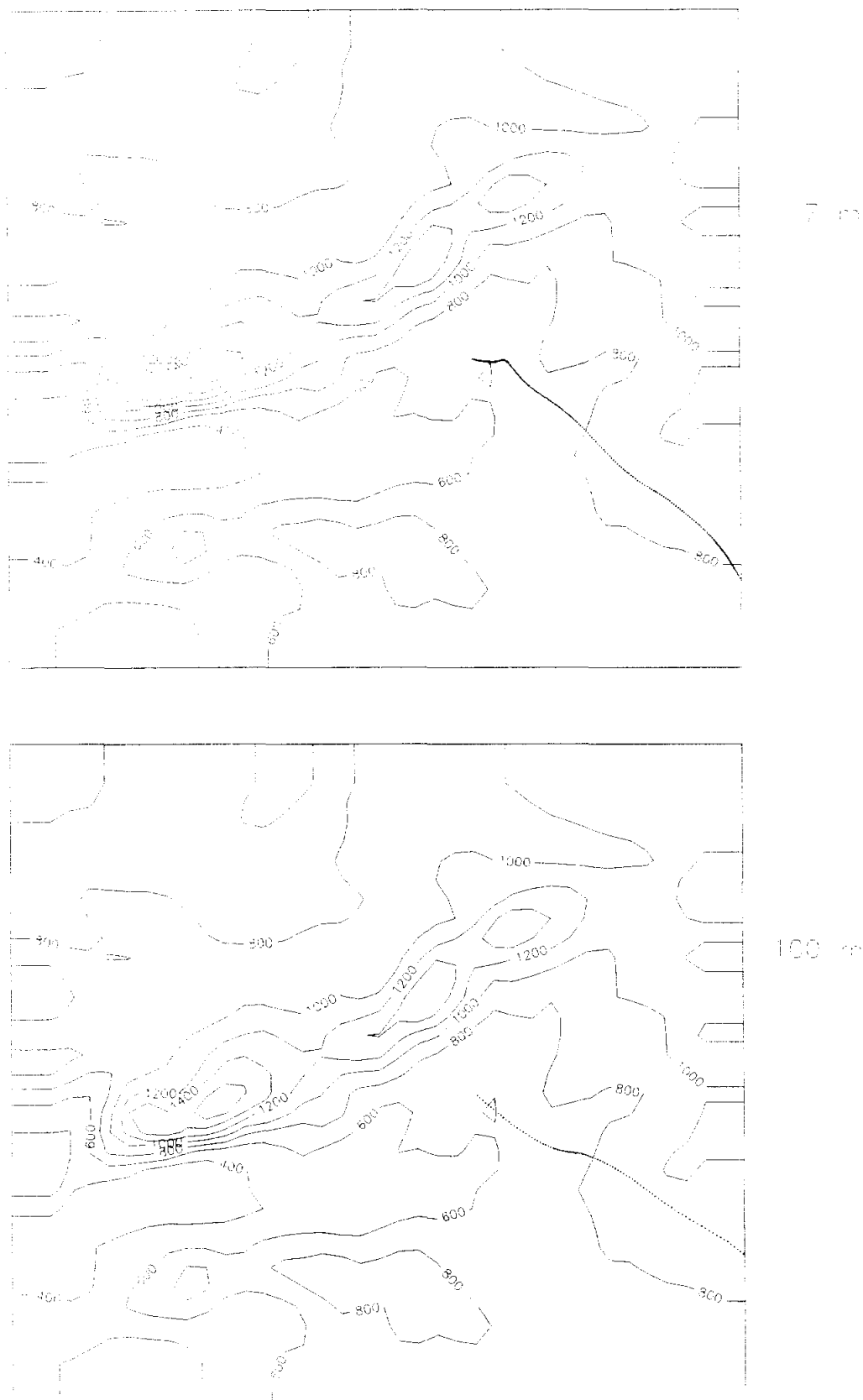


Figura 4.4.16. Trayectorias de partículas emitidas a 7 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid seis horas después del inicio de la simulación

4.5. Baja térmica (I)

Se han escogido dos episodios, dado que en situación de baja térmica los flujos a mesoescala generados térmicamente tienen gran importancia.

El primer episodio escogido comienza el 18-07-1990 a las 0h (TU) y termina el 20-07-1990 a las 0 h (TU). Como se puede ver en la figura 4.5.1., en superficie existe un anticiclón cuyo centro se sitúa entre el Mar del Norte y el Canal de La Mancha, lo que en conjunción con la baja térmica sahariana produce flujo geostrófico de componente E, más marcado el primer día que el segundo, en que se debilitan ambos centros de presión. El calentamiento diurno induce ambos días la formación de una baja térmica sobre la Península, que trastoca el flujo geostrófico antedicho especialmente entre el mediodía y el anochecer. En altura existe una dorsal anticiclónica que afecta plenamente a la Península Ibérica y determina una atmósfera estable con cielos poco nubosos o despejados y temperaturas altas en superficie.

4.5.1. Datos observados disponibles

- Estaciones climatológicas: Valladolid, Segovia, Matacán, Barbadillo, Lubia, Navacerrada, Madrid-Barajas, Madrid-Radiosondeos, Madrid-Retiro, Torrejón, Guadalajara, Toledo, Getafe y Cuatro Vientos (para evitar la coincidencia de las flechas de Madrid-Barajas y Madrid-Radiosondeos, estaciones situadas muy cerca la una de la otra, se ha representado sólo el viento de Madrid-Barajas en los gráficos de viento observado).

- Estaciones automáticas: Yebes, Madrid-Retiro, San Pablo de los Montes, Aranda de Duero, Salamanca, Segovia, Soria, Valladolid.

- Centrales eléctricas: Almaraz y Trillo.

- Sondeos: Barajas.

4.5.2. Campos de viento

4.5.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones

En las figuras 4.5.2. a 4.5.5. se pueden ver los mapas de viento en superficie simulado de los días 18 y 19 de Julio de 1990 a las 7, 13, 18 y 24 h (TU), mientras que en las figuras 4.5.6. a 4.5.9. se muestran las correspondientes observaciones de viento en superficie. En la tabla X se puede ver la distribución observada de la dirección del viento en superficie por cuadrantes y el recorrido observado y simulado del viento durante ambos días.

Las características más destacadas del flujo simulado y su grado de concordancia con el observado se discuten a continuación:

- Meseta madrileña: Los vientos simulados presentan variaciones diurnas significativas. Durante el primer día, los vientos débiles de componente E a las 7 h dan paso a vientos muy débiles de componente sur a las 13 h y de dirección variable a las 18 h. Este día finaliza con vientos algo más fuertes (2-3 m/s) del primer cuadrante. El segundo día los vientos de componente E de las 7 h dan paso a vientos muy débiles del oeste a las 13 y 18 h, terminando el día con un flujo más desorganizado.

La concordancia con las observaciones el primer día es bastante buena, mientras que el segundo día el viento observado a las 13 h (débil en cualquier caso) es mayoritariamente del S y a las 24 h del NE o en calma. Las observaciones respaldan en cualquier caso la existencia de un ciclo diurno del viento para esta situación meteorológica, que coincide con el descrito por Plaza et al. (1993) y Aceña et al. (1993). El recorrido observado coincide bastante bien con el simulado en Cuatro Vientos, mientras que en Retiro las divergencias son apreciables.

- Valle del Henares y La Alcarria: Durante el primer día el viento simulado del E a primera hora de la mañana da paso a viento de componente oeste a las 13 h, del N a las 18 h (en todos los casos débil o muy débil) para finalizar con viento de componente N algo más fuerte (2-3 m/s). El segundo día la evolución del flujo simulado es muy similar al de la meseta madrileña, con la salvedad de que el viento del oeste es algo más fuerte que en Madrid a las 13 h.

La coincidencia con las observaciones es importante el primer día salvo a las 18 h (parece que el giro del viento a componente N se adelanta en la simulación respecto a lo observado), mientras que el segundo día las diferencias en la dirección del viento son apreciables a las 7 y 24 h, aunque la debilidad del flujo es correctamente captada por la simulación. La existencia de un ciclo diurno es muy evidente en Guadalajara, donde la distribución observada por cuadrantes presenta dos máximos claros en los cuadrantes primero y tercero.

- Sistema Central: El viento simulado presenta la siguiente evolución: el flujo de velocidad, no superior a los 3 m/s y predominantemente de componente E a las 7 h del día 18, se debilita a las 13 y 18 h, con cierta tendencia a vientos anabáticos. Al final del día el flujo presenta características catabáticas. El día 19 se simula un flujo muy débil de

dirección poco homogénea, salvo al final del día, en que predomina la componente oeste y la velocidad del viento es algo mayor.

Las medidas disponibles (Segovia y Navacerrada) parecen apoyar el debilitamiento del viento a las 13 h y la tendencia a vientos catabáticos a las 24 h del primer día. Las medidas del segundo día parecen corroborar la debilidad del flujo a las 7, 13 y 18 h y su fortalecimiento relativo a las 24 h. En cambio las direcciones observadas del viento coinciden poco con las simuladas; esta divergencia es especialmente marcada a las 24 h del segundo día, en que las observaciones sugieren de nuevo viento catabático, en contra de lo simulado. El recorrido observado y el simulado se corresponden bastante bien en ambas estaciones, con la excepción del primer día en Navacerrada.

- Montes de Toledo: El flujo simulado durante el día 18 no sobrepasa los 3 m/s y procede de los cuadrantes primero y segundo. El día 19 el viento simulado es aún más débil, salvo a las 24 h. El viento observado en San Pablo de los Montes parece corroborar el debilitamiento del viento en el segundo día, aunque la coincidencia de las direcciones observada y simulada no es grande. Esto es explicable, al menos en parte, por la debilidad del flujo.

- Valle del Tajo: El flujo simulado del E a las 7 h del día 18 se debilita progresivamente hasta las 18 h, mientras que al final de este día predomina el flujo de drenaje. El día 19 el viento es débil y de dirección variable a las 7 h y está prácticamente en calma a las 13 h. A las 18 h el flujo simulado es del oeste en la zona más occidental del valle, mientras que al final de la simulación es algo más fuerte y predominantemente de componente oeste.

Las limitadas observaciones disponibles (Toledo y Almaraz) parecen apoyar el flujo del E inicial y su debilitamiento a las 18 h del primer día. Al final de este día el viento observado es muy débil y no permite corroborar el viento de drenaje simulado. El día siguiente no se observa el encalmamiento del viento a las 13 h, ni la generalización posterior de la componente oeste. Sin embargo, el recorrido observado en Toledo corrobora la disminución simulada de la velocidad media de un día a otro.

- Meseta norte: La evolución simulada es la siguiente: El flujo del primer cuadrante a las 7 h del primer día (con velocidades de hasta 4-5 m/s en la zona intermedia del valle del Duero) se debilita a las 13 h (salvo al NO de Gredos). A las 18 h se generaliza un viento débil del N-NE por la zona más cercana al contorno norte del dominio, que se mantiene

a las 24 h. A esta hora el viento en las zonas más cercanas al Sistema Central tiene componente S. El segundo día el flujo es en general muy débil a las 7 h, y se fortalece ligeramente a las 13 h, especialmente en la cuenca alta, donde tiene componente oeste. A las 18 y 24 h el flujo simulado es parecido al del primer día.

Las observaciones no corroboran la fuerza del flujo del primer cuadrante a las 7 h ni su debilitamiento a las 13 h. El cambio de componente norte a sur en el viento observado en las estaciones de Salamanca entre las 18 y las 24 h sí parece corresponderse mejor con lo simulado, al igual que la dirección norte del flujo observado a las 18 y 24 h en las otras cuatro estaciones de esta zona. El viento observado a las 7 h del segundo día está en calma o es muy débil, en buena correspondencia con el viento simulado. A las 13 h las medidas corroboran la mayor fuerza del viento en la cuenca alta y la dirección oeste en esta zona. En cambio no se capta en la simulación el viento relativamente fuerte del N-NE a las 18 h en la zona de Soria, ni el flujo del E en la zona de Salamanca a las 24 h. Las velocidades medias se simulan bastante bien en Matacán, Barbadillo y Valladolid, especialmente el segundo día; no se observa sin embargo la tendencia a disminuir el viento de un día a otro.

Estación	Frecuencia de dirección de viento observado (h)					Recorrido (km)	
	1 ^{er} c.	2 ^o c.	3 ^{er} c.	4 ^o c.	Cal.	Obs.	Sim.
Retiro	8.0	4.5	1.5	0.5	9.5	38	154
	9.0	3.5	2.0	0.5	9.0	96	180
Barajas	3.5	3.0	1.5	3.0	13.0	-	-
	3.0	4.0	3.0	5.0	9.0	-	-
Cuatro Vientos	11.0	4.6	5.6	1.7	1.1	* 133	163
	8.6	3.2	6.8	2.1	3.3	* 160	188
Getafe	9.4	6.0	4.1	1.0	3.5	-	-
	11.0	3.7	4.0	1.8	3.5	-	-
Navacerrada	1.0	18.0	5.0	0.0	0.0	290	190
	6.0	6.0	7.0	4.0	1.0	202	166
Guadalajara	13.0	0.0	6.5	2.5	2.0	* 113	163
	10.0	1.0	9.0	1.0	3.0	* 119	183
Toledo	3.1	14.4	0.0	0.0	6.5	272	171
	2.0	5.3	2.2	3.8	10.7	171	125
Barbadillo	10.5	8.5	0.0	2.0	3.0	174	173
	7.5	6.0	5.0	2.0	3.5	141	141
Matacán	7.5	6.0	2.5	5.5	2.5	126	189
	10.0	6.5	3.0	1.5	3.0	126	132
Segovia	8.9	7.6	1.0	5.8	0.7	* 207	157
	6.7	9.2	1.3	6.6	0.2	* 173	179
Lubia	11.0	4.0	1.5	5.5	2.0	264	-
	8.0	1.0	2.5	4.5	8.0	230	-
Valladolid	19.3	2.5	0.5	0.9	0.8	174	234
	19.6	2.3	0.2	1.9	0.0	180	163

TABLA X. Distribución de viento observado por cuadrantes, recorrido observado (* indica de 7 h a 7 h, en vez de 0 a 24 h) y recorrido simulado en los días 18-7-1990 y 19-7-1990

4.5.2.2. Viento simulado en la superficie de 900 hPa

Los mapas de viento simulado a las 13 y 24 h de ambos días en la superficie de 900 hPa se muestran en las figuras 4.5.10. a 4.5.11.

En los resultados correspondientes al primer día se aprecia como característica más destacable el cambio de vientos ladera arriba a las 13 h a vientos ladera abajo a las 24 h, especialmente en el Sistema Central, valle del Henares y La Alcarria. El segundo día de simulación los resultados indican un predominio de flujo anabático débil a las 13 h. En cambio, al final de la simulación el flujo no es catabático, sino que predomina la componente norte al norte del Sistema Central y la componente oeste al sur del Sistema Central.

4.5.3. Comparación de la evolución temporal observada y simulada en algunos puntos seleccionados

En la figura 4.5.12. se presenta la evolución temporal del viento en Yebes y San Pablo de los Montes, para mostrar por un lado un ciclo diurno bastante marcado y por otro lado una evolución más irregular del viento observado, así como la forma en que se simulan ambas situaciones.

En Yebes el viento observado presenta ambos días una evolución similar: de madrugada el viento es al principio del SE y posteriormente del NE, mientras que a lo largo del resto del día la dirección del viento va girando en promedio en el sentido de las agujas del reloj, aunque su variabilidad es mayor que de madrugada. Esta evolución es correctamente reproducida por la simulación, aunque en ésta las variaciones de dirección son más graduales. La velocidad simulada también se corresponde bien con la medida, y se reproduce el máximo observado en torno a las 24 h de cada día.

En San Pablo de los Montes se producen variaciones del viento observado a lo largo de cada día, pero no se aprecia una evolución similar en los dos días. El rasgo que se repite más claramente de un día a otro es el viento de componente sur y velocidad relativamente grande que se observa en torno a la medianoche, y que cesa a partir de cierta hora de la madrugada dando paso a viento muy débil y de dirección variable. La simulación no reproduce bien la evolución observada; el aspecto mejor simulado es la menor velocidad del viento en las horas centrales del segundo día en comparación con las mismas horas del primer día. Las divergencias entre el viento simulado y el observado se pueden deber a la influencia

de características orográficas de una escala inferior a la resuelta por el modelo, como ya se discutía en el apartado 4.2.3.

4.5.4. Perfiles verticales de viento y temperatura

En las figuras 4.5.13. a 4.5.15. se muestran los perfiles de viento y temperatura.

Si se comparan los perfiles térmicos observado y simulado, cabe resaltar que mientras los perfiles diurnos son bien reproducidos en la simulación (con la excepción de una inversión observada a 850 hPa el segundo día a las 11 h y de la persistente inversión de 600 hPa, que no aparece en el perfil simulado por falta de resolución), los perfiles nocturnos simulados exageran claramente la estabilización nocturna cerca del suelo.

En los perfiles de viento observado destaca la gran debilidad del viento en todos los niveles (en ninguno de los cuatro sondeos se sobrepasan los 10 m/s, y en general la velocidad está en torno a 5 m/s), lo que se corresponde con la situación de la dorsal anticiclónica en altura sobre la Península Ibérica. Esta debilidad del viento queda bien reflejada en general en la simulación. Las divergencias más destacables son la ausencia en el sondeo de un máximo de viento simulado a muy bajo nivel a las 23 h del día 18 (en clara relación con la excesiva estabilidad simulada en los niveles más bajos a esa hora) y la existencia de una importante cizalla del viento en niveles bajos en el perfil observado a las 11 h del día 19, que no es recogida por la simulación.

4.5.5. Trayectorias

En la figura 4.5.16. se muestran las trayectorias simuladas de partículas emitidas a 8 y 100 m de altura en la ciudad de Madrid.

En las trayectorias de ambas partículas, tanto la emitida a 8 m como la emitida a 100 m, se reflejan claramente la debilidad del flujo simulado y su gran variabilidad en dirección. Estas características se aprecian también, aunque en menor medida, en las trayectorias (no mostradas) de las partículas emitidas a 300 y 650 m. Ninguna de las cuatro partículas abandona el dominio durante el período de simulación, ni atraviesa totalmente el Sistema Central a través del paso de montaña de Avila, que es hacia donde se dirigen todas inicialmente.

Por otro lado, la partícula emitida a 8 m se mantiene en todo momento muy cerca del suelo (al final está a unos 10 m sobre el suelo), y prácticamente retorna al final de

la simulación al punto de partida (se queda a unos 20 km al oeste de la ciudad de Madrid). En cambio, la partícula emitida a 100 m de altura asciende considerablemente al retornar hacia el sur tras haber llegado hasta el paso de montaña de Avila, de tal forma que 24 h después de ser emitida está situada a unos 80 km al oeste-suroeste de Madrid y a una altura de unos 2300 m sobre el suelo. Al finalizar la simulación está situada a 90 km al sur de Madrid.

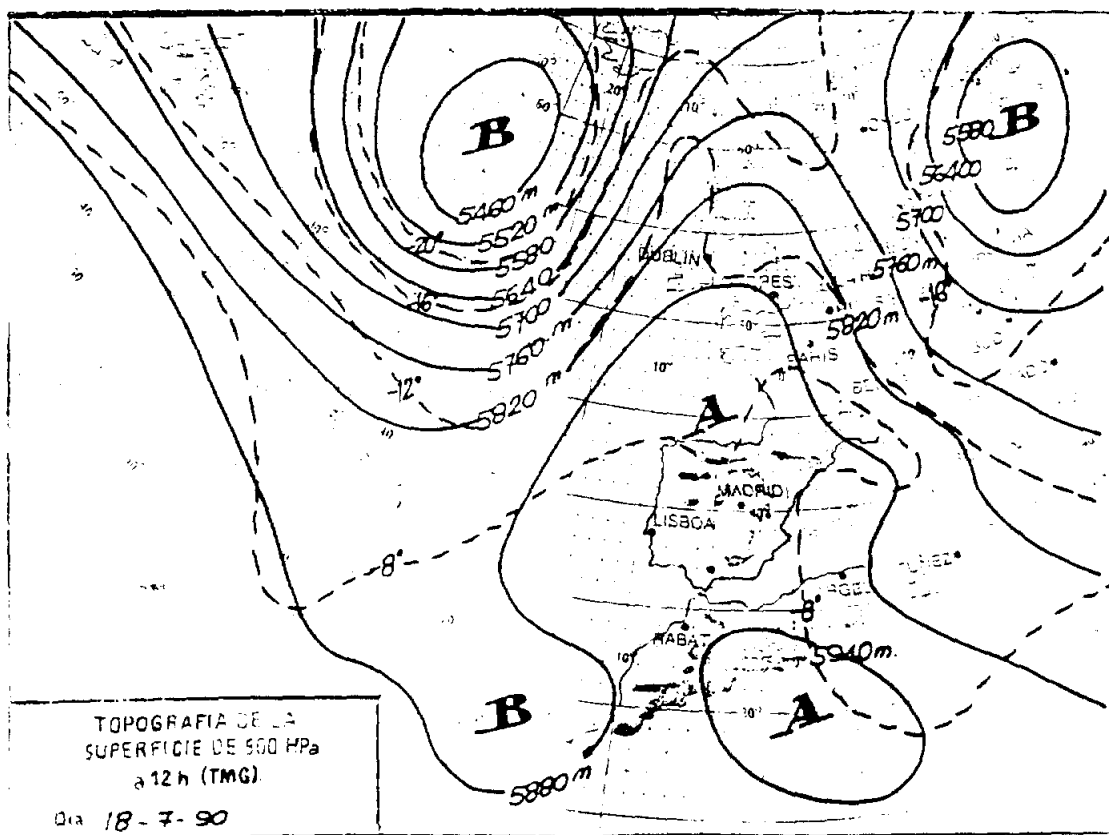
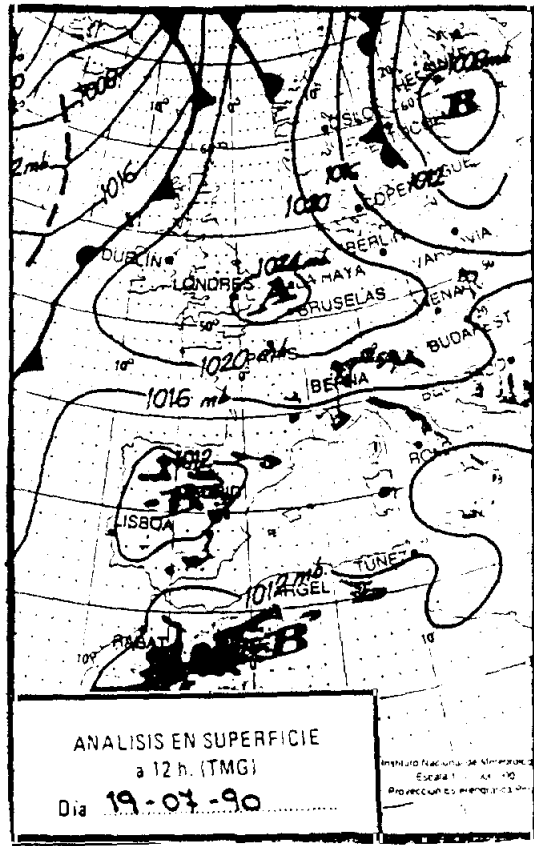
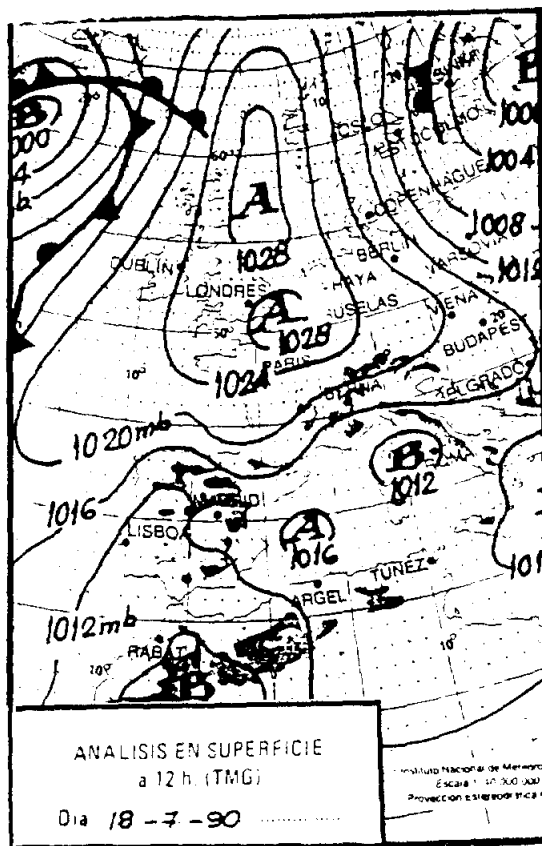
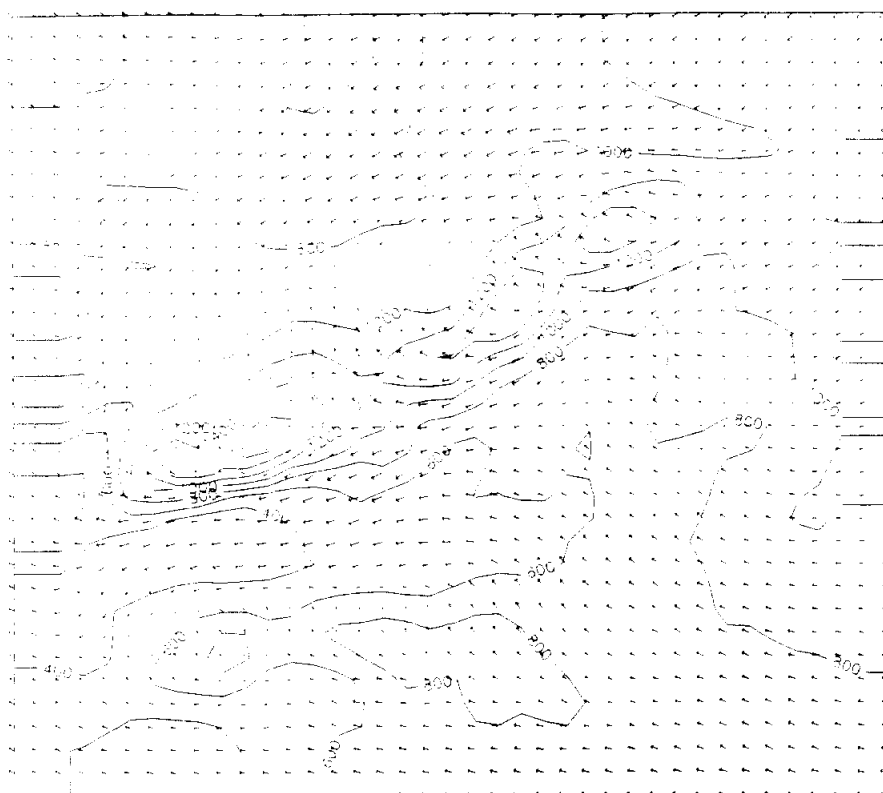
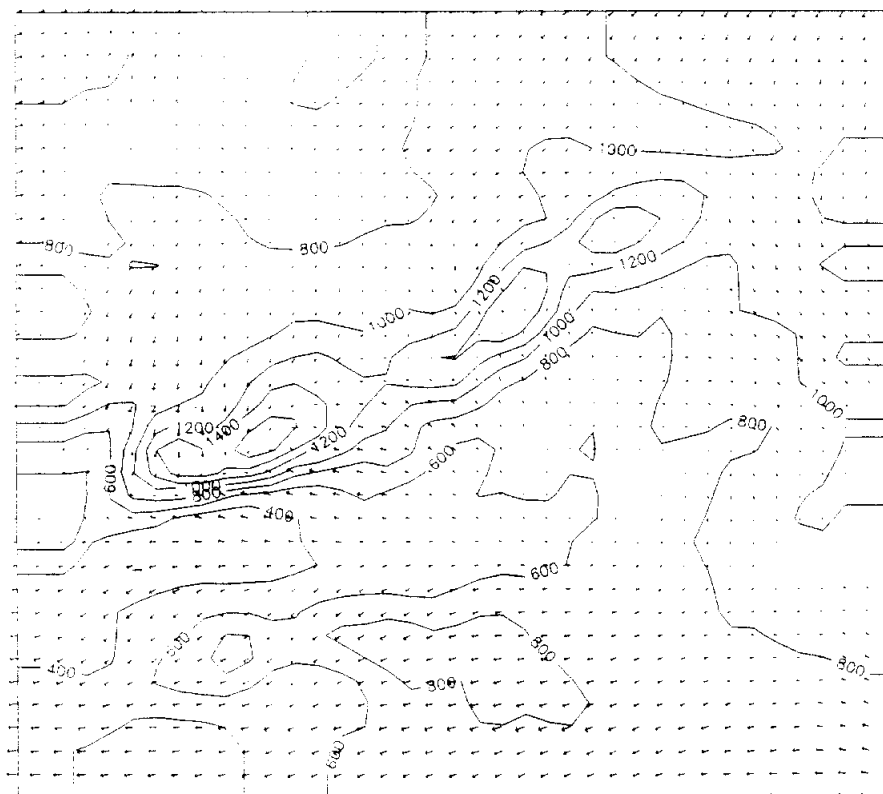


Figura 4.5.1. Análisis en superficie a las 12 h de los días 18-7-90 y 19-7-90 y topografía de 500 hPa a las 12 h del día 18-7-90



18-07-90
07 h (TU)

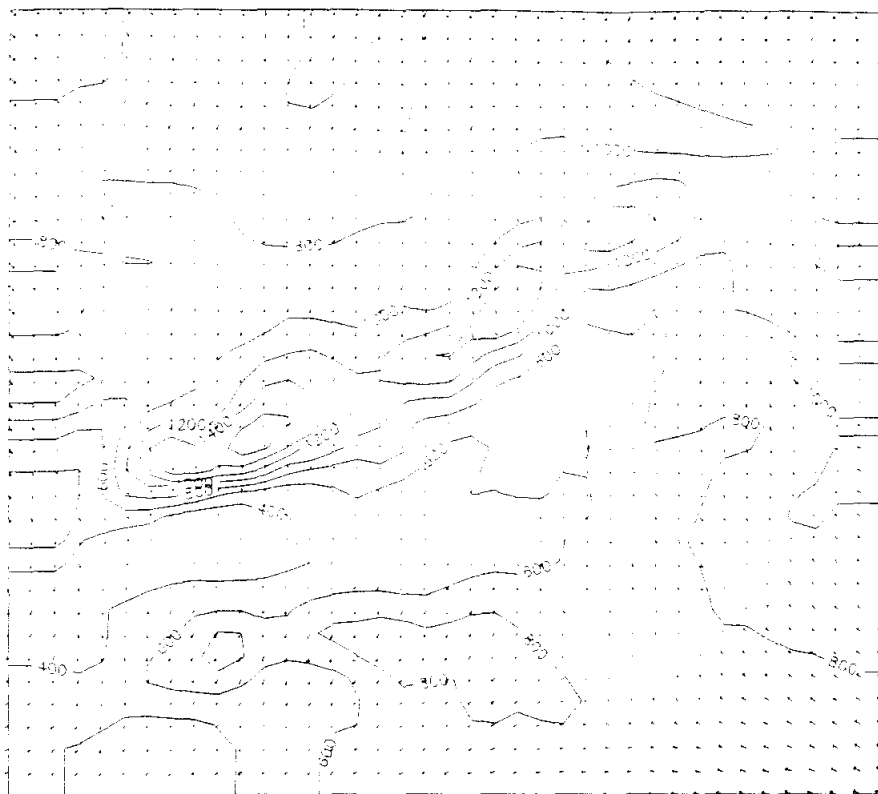
N
20 m/s



18-07-90
13 h (TU)

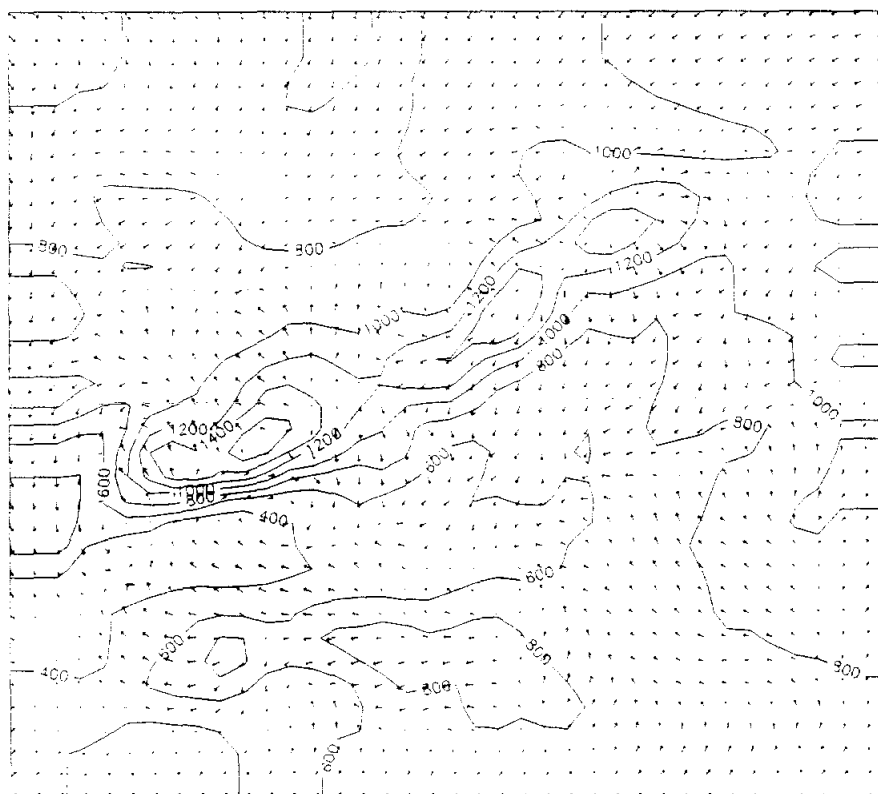
N
20 m/s

Figura 4.5.2. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 18-7-90



18-07-90
18h

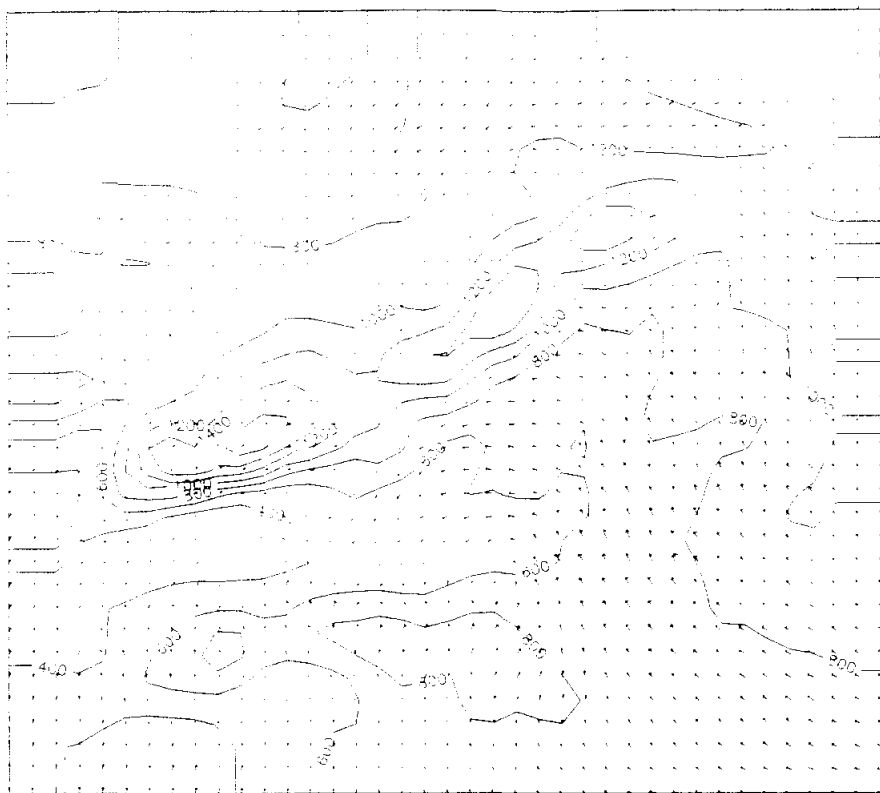
N
120 m/s



18-07-90
24h

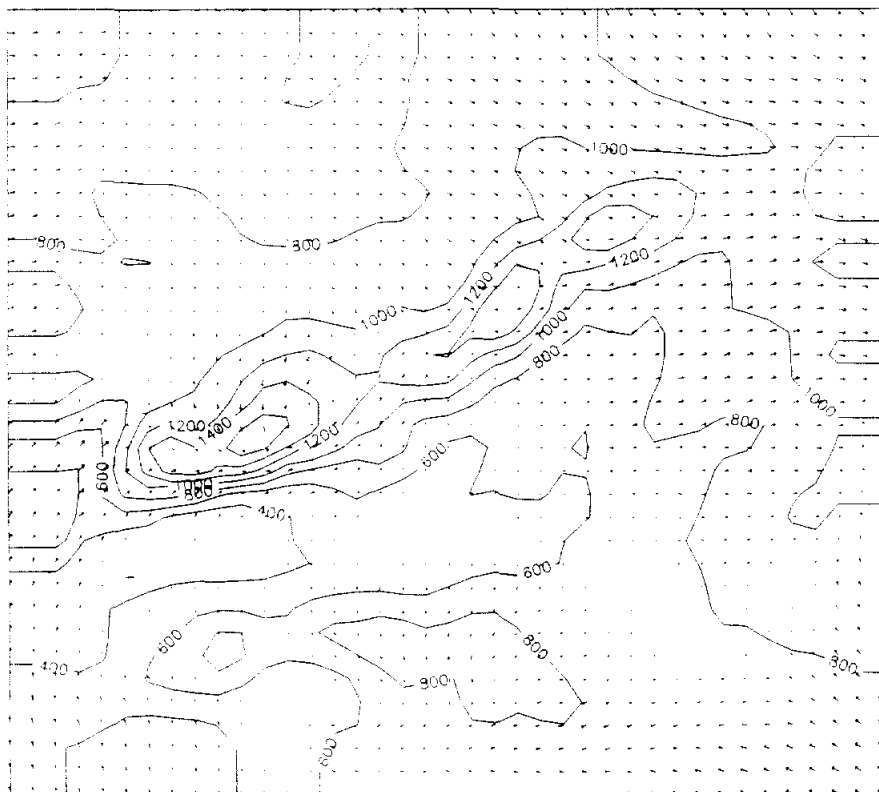
N
120 m/s

Figura 4.5.3. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 18-7-90



19-07-90
7 h

N
20 m/s



19-07-90
13 h (TU)

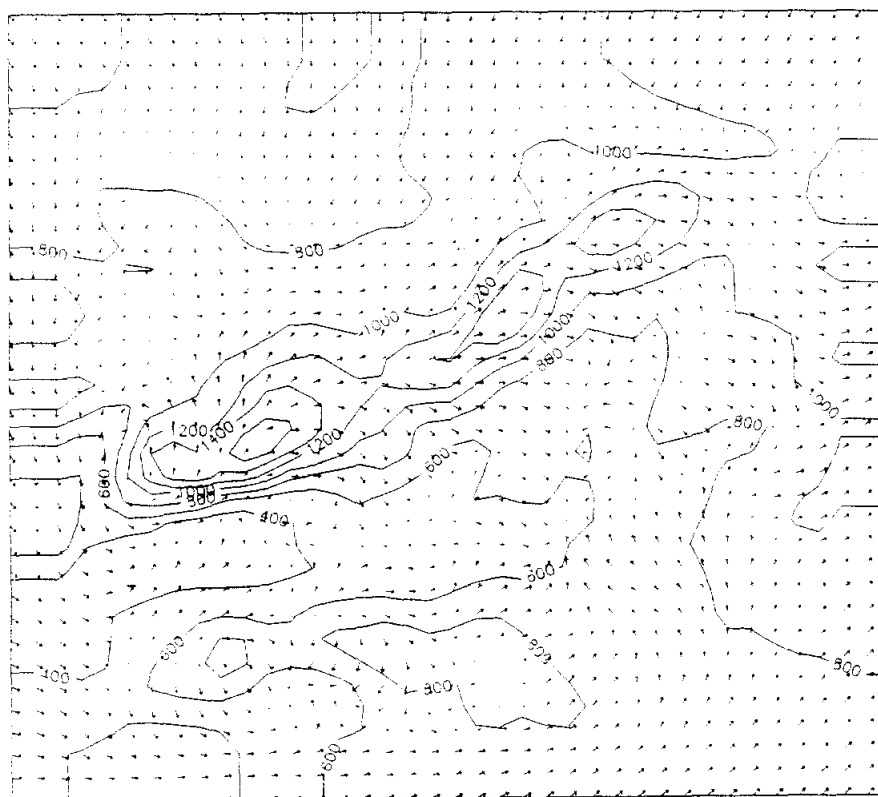
N
20 m/s

Figura 4.5.4. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 19-7-90



18-07-90

18-07-90



19-07-90

19-07-90

Figura 4.5.5. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 19-7-90

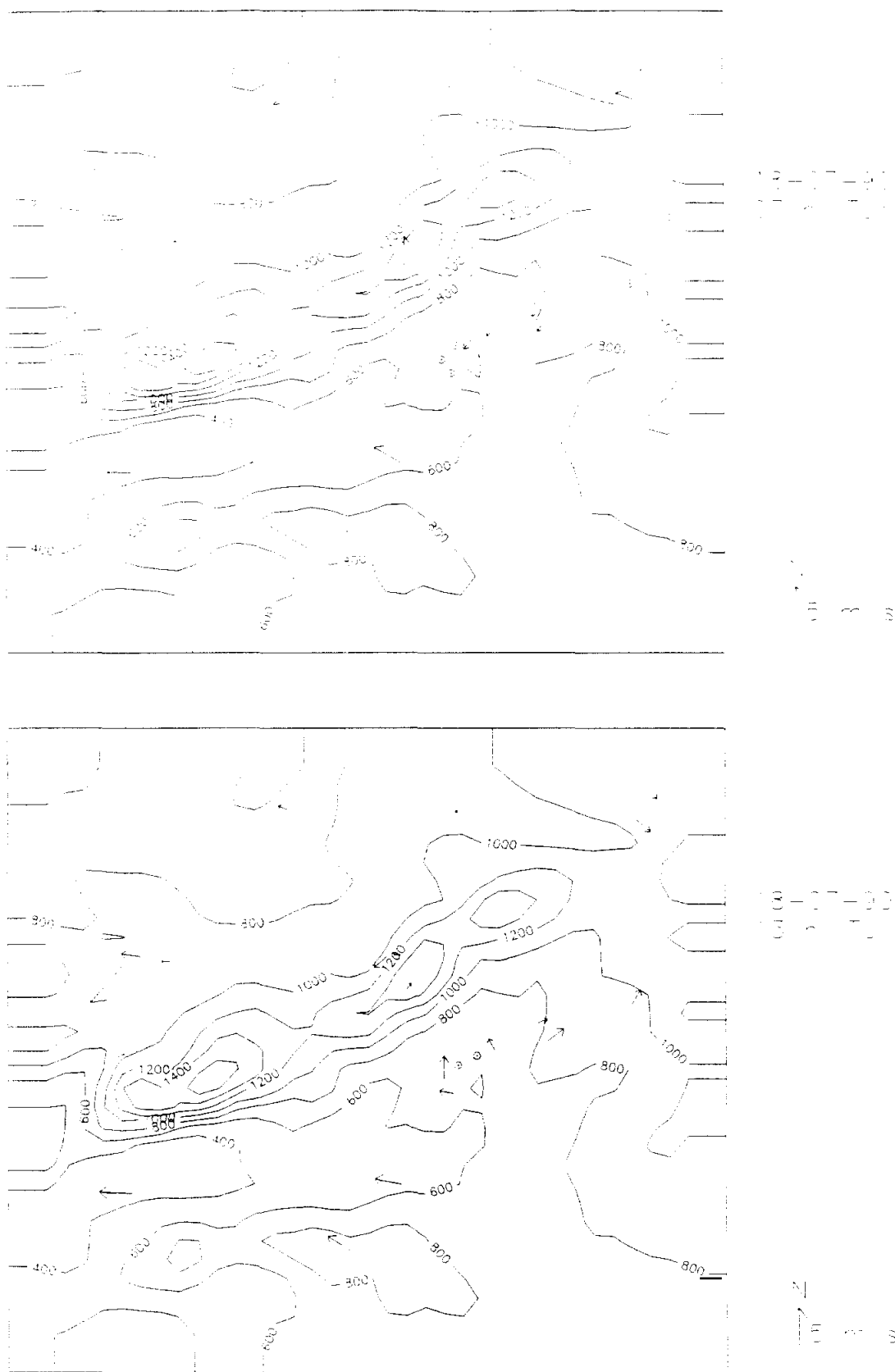
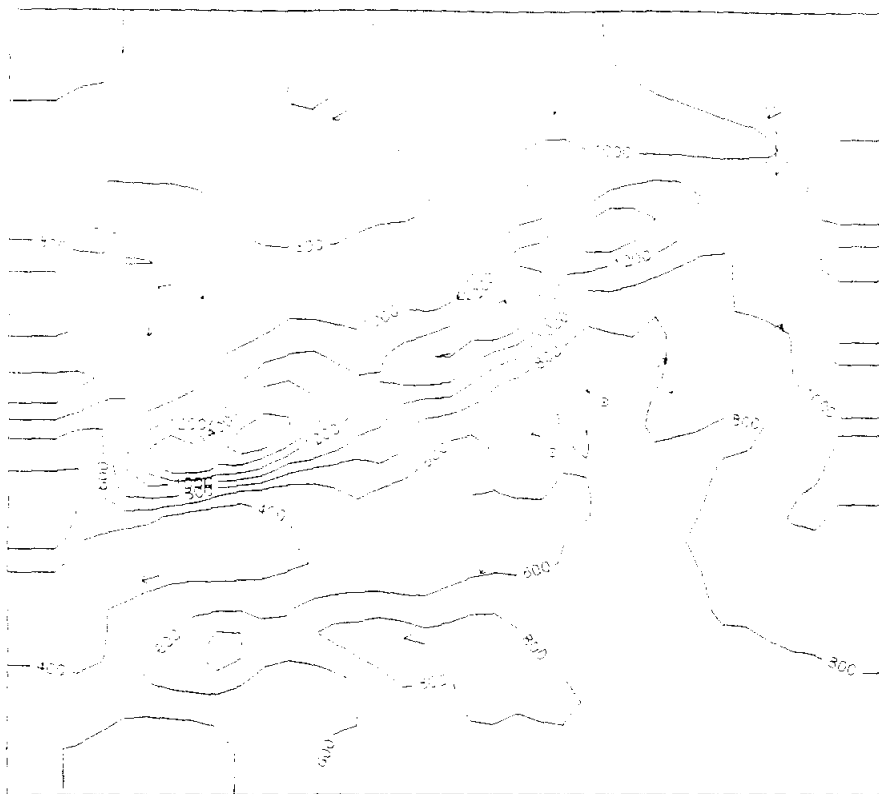
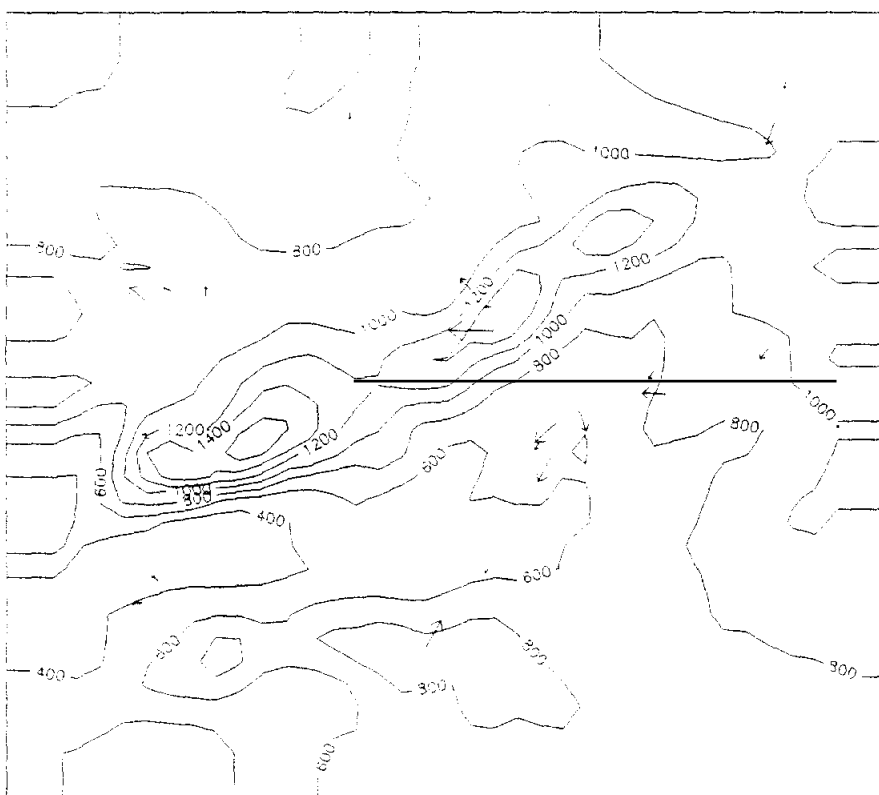


Figura 4.5.6. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 18-7-90



18-07-90
24-07-90

15 m/s



18-07-90
24-07-90

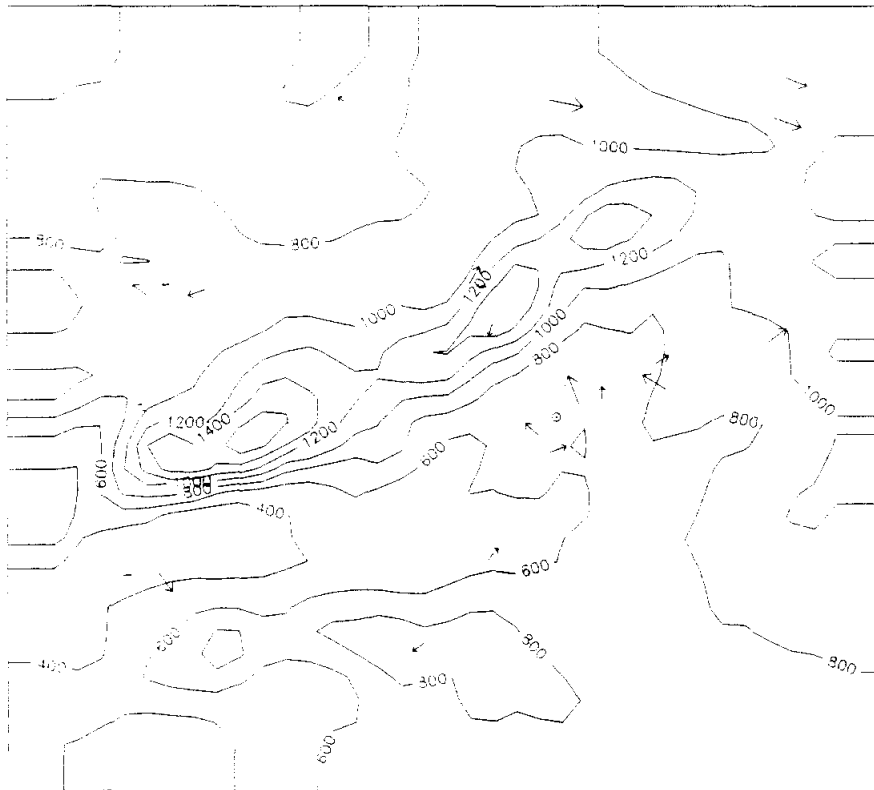
15 m/s

Figura 4.5.7. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 18-7-90



19-07-90
7h

5 m/s



19-07-90
13h

5 m/s

Figura 4.5.8. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 19-7-90

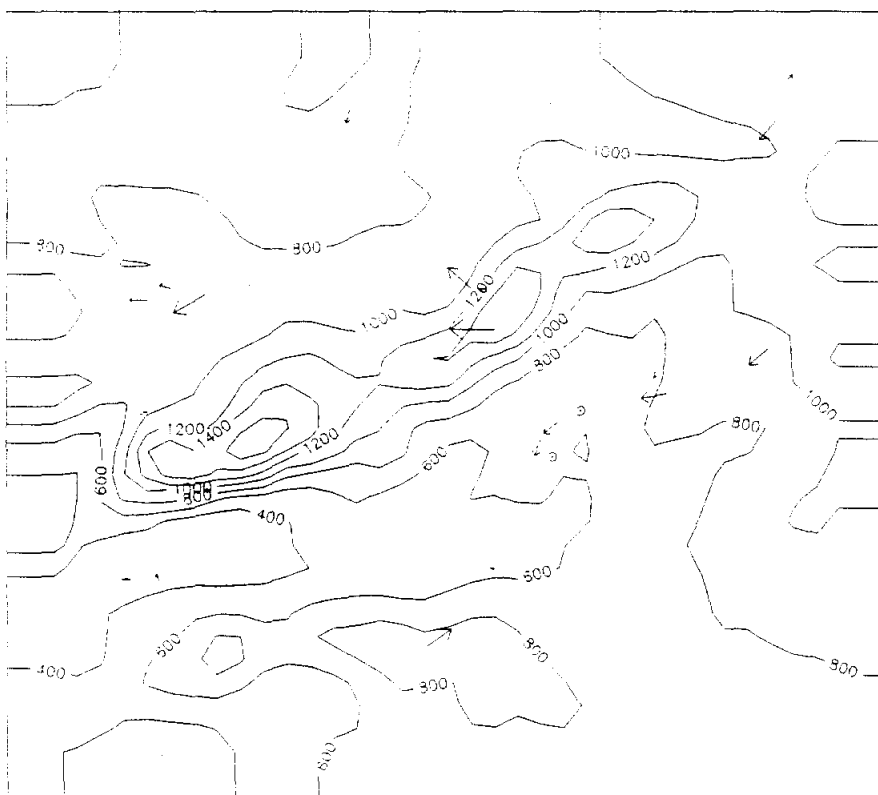
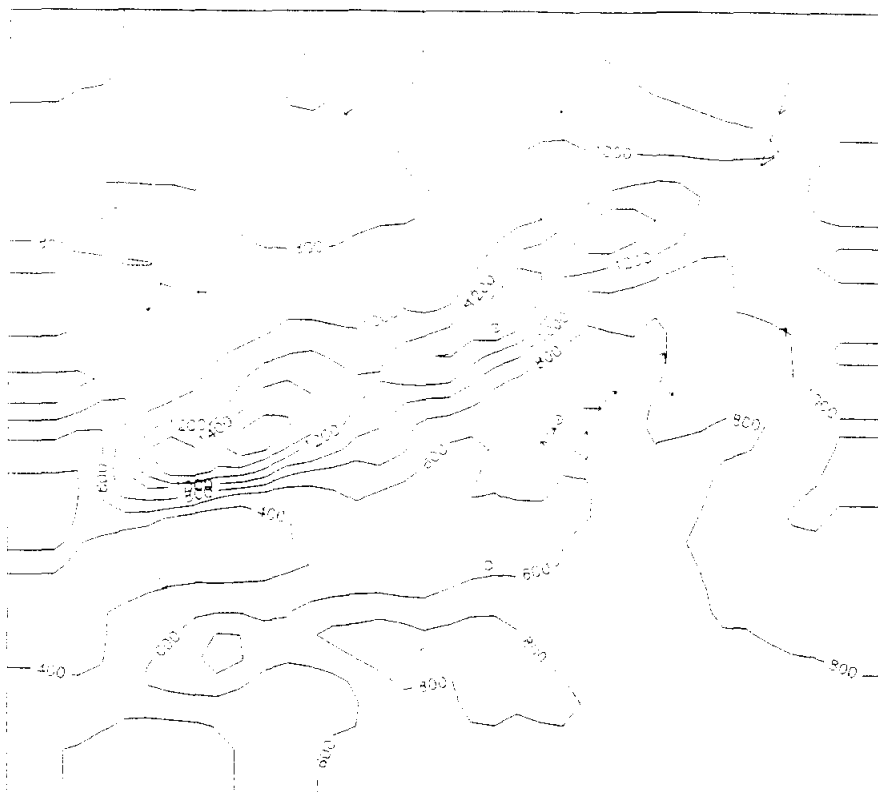
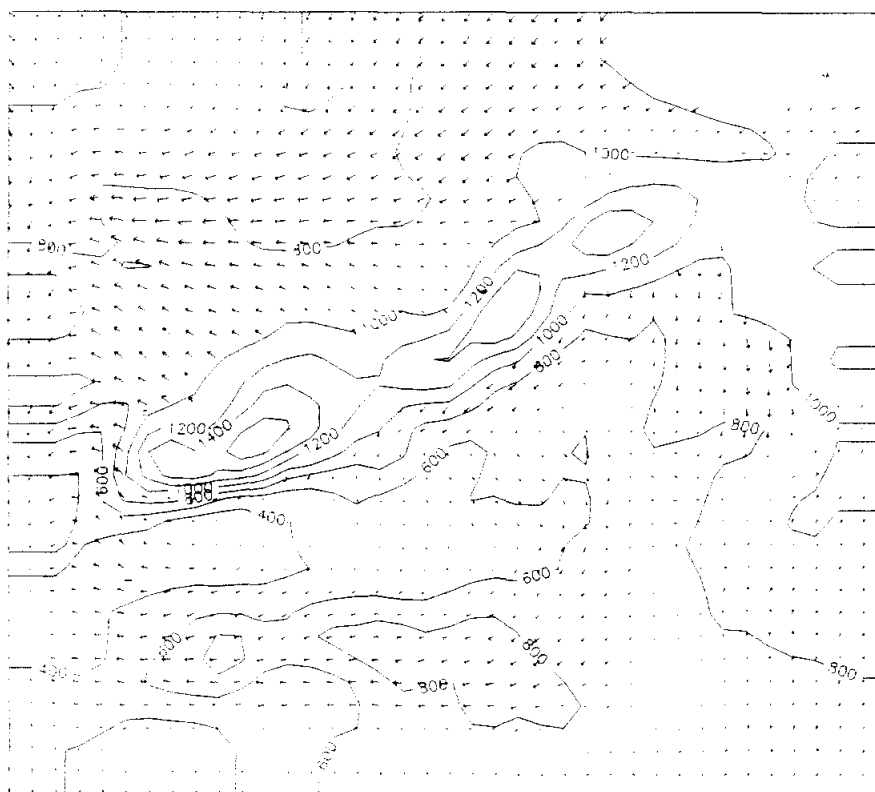
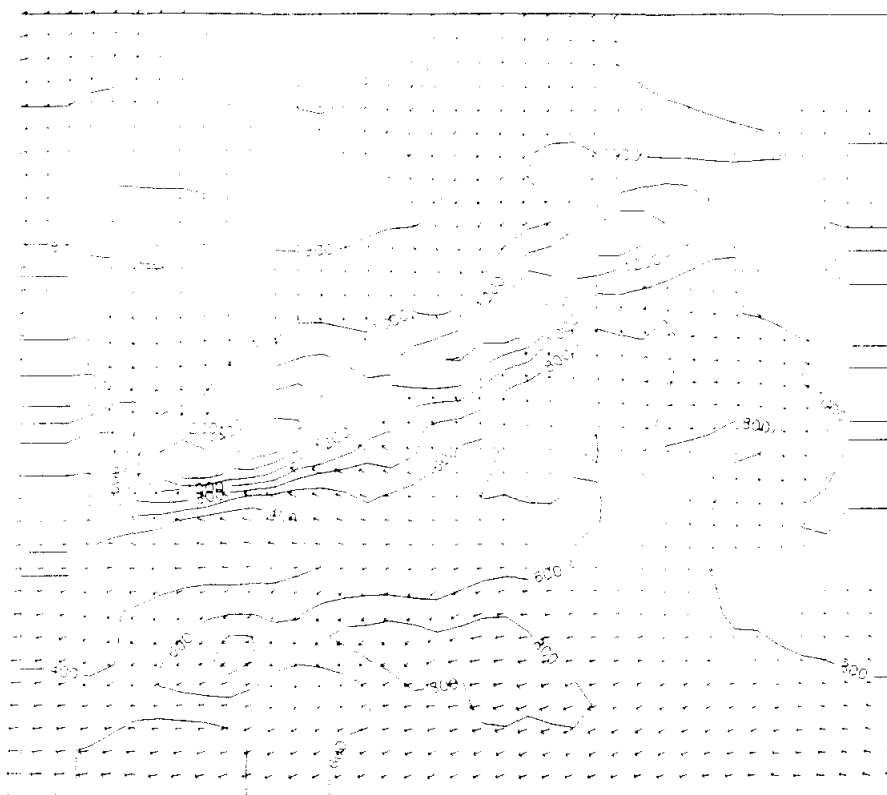
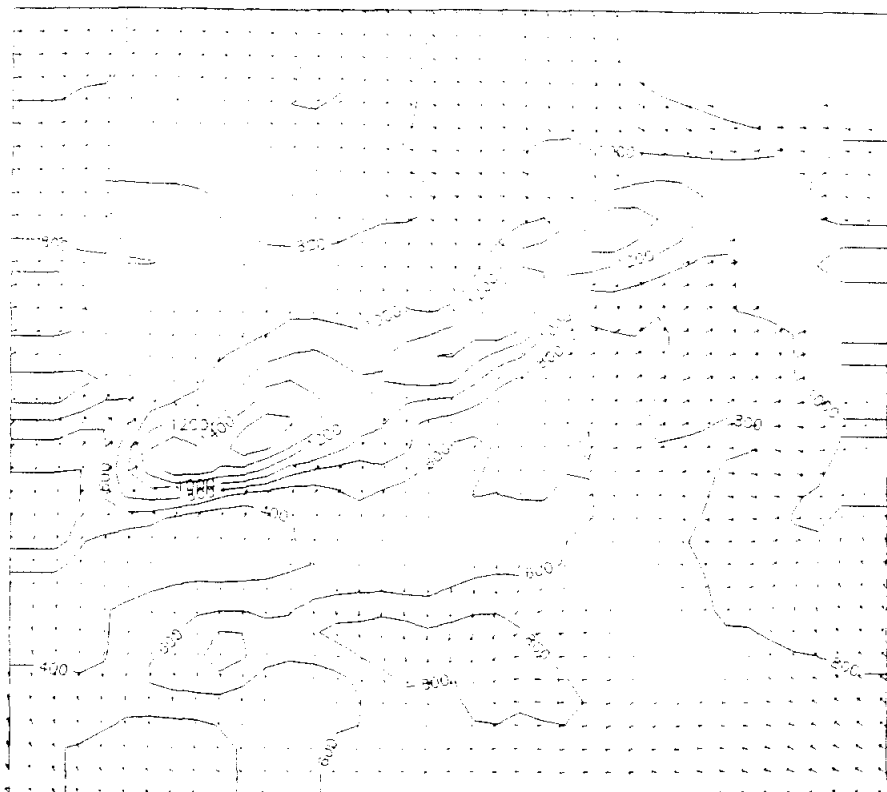


Figura 4.5.9. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 19-7-90

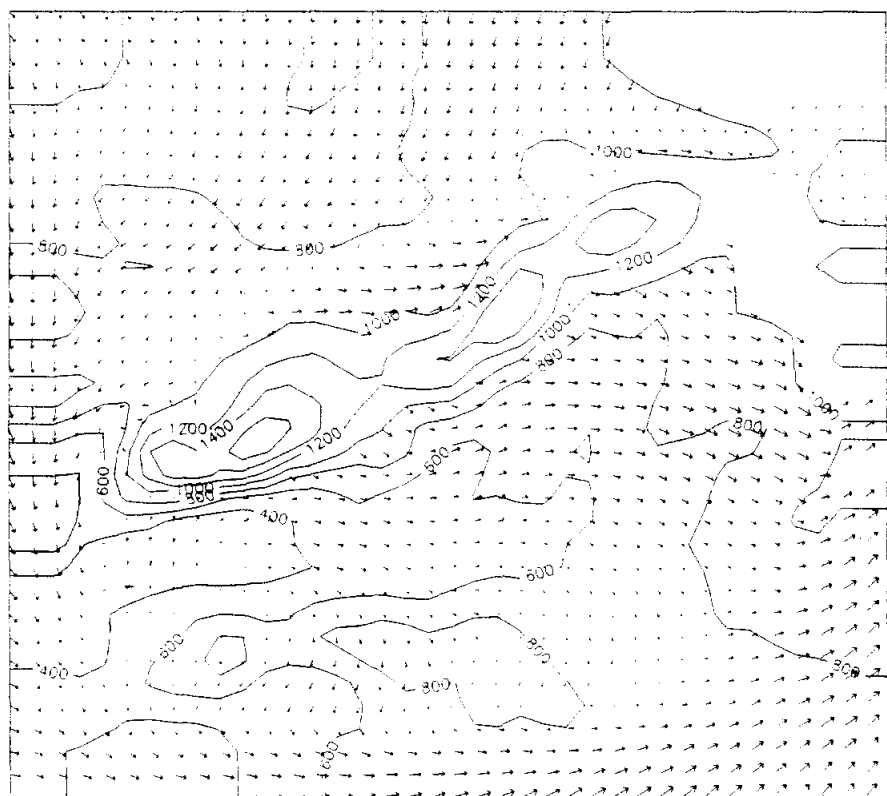


**Figura 4.5.10. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 18-7-90**



19-07-90
13 h T₀

N
120 m/s



19-07-90
24 h T₀

N
120 m/s

**Figura 4.5.11. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 19-7-90**

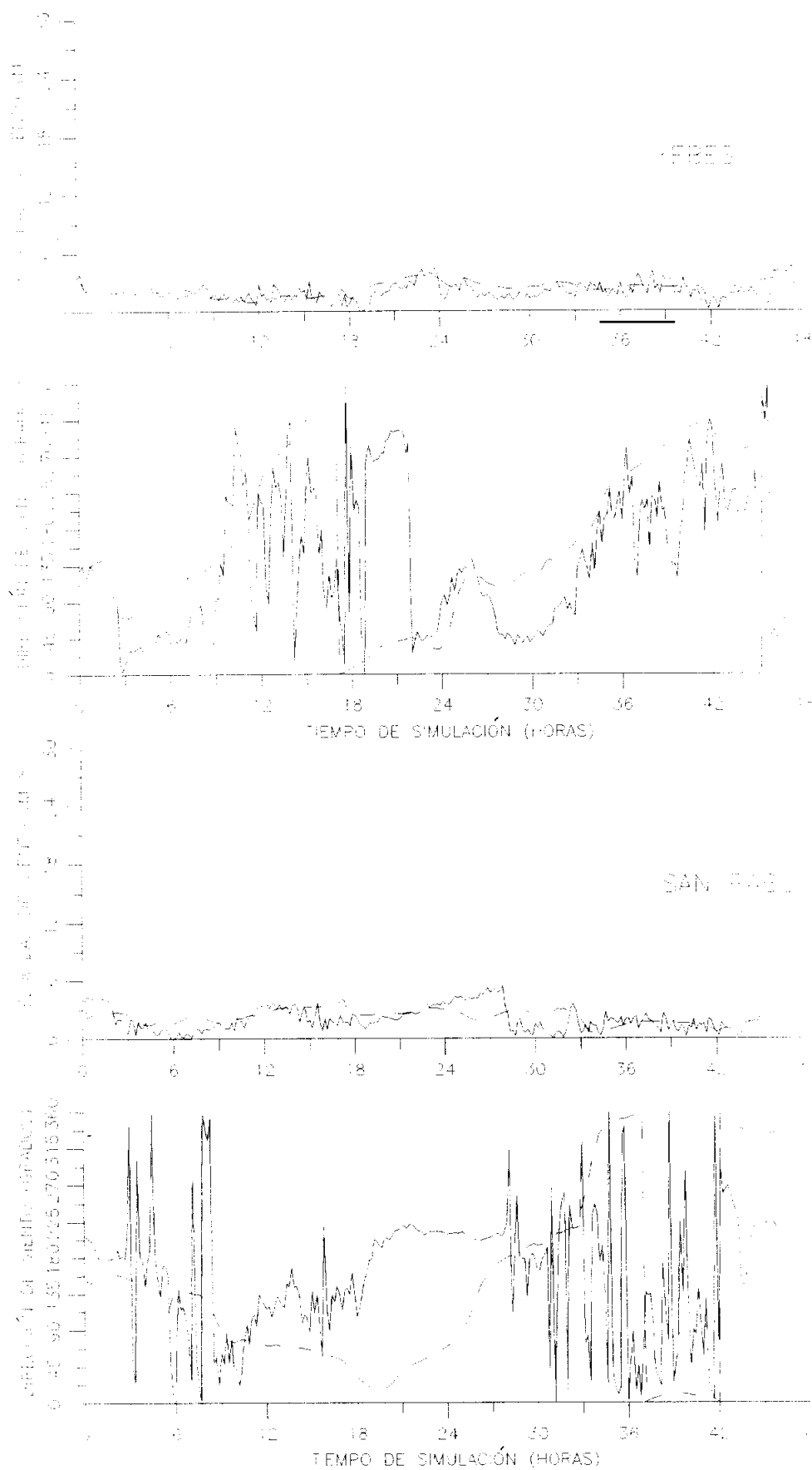


Figura 4.5.12. Evolución temporal de la velocidad y la dirección del viento observado (—) y simulado (- - -) en Yebes y San Pablo.

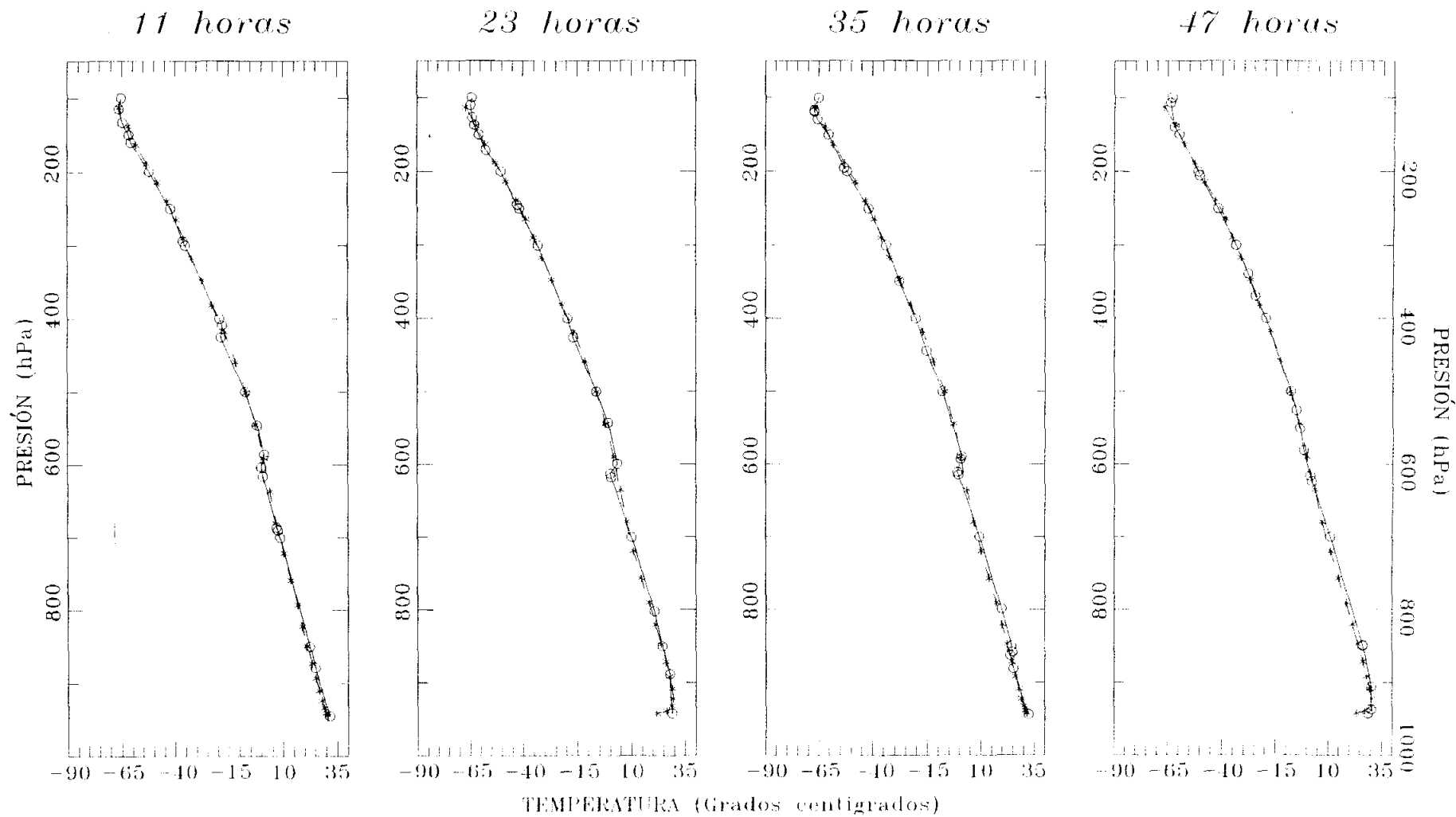


Figura 4.5.13. Perfiles verticales de temperatura observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 11, 23, 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

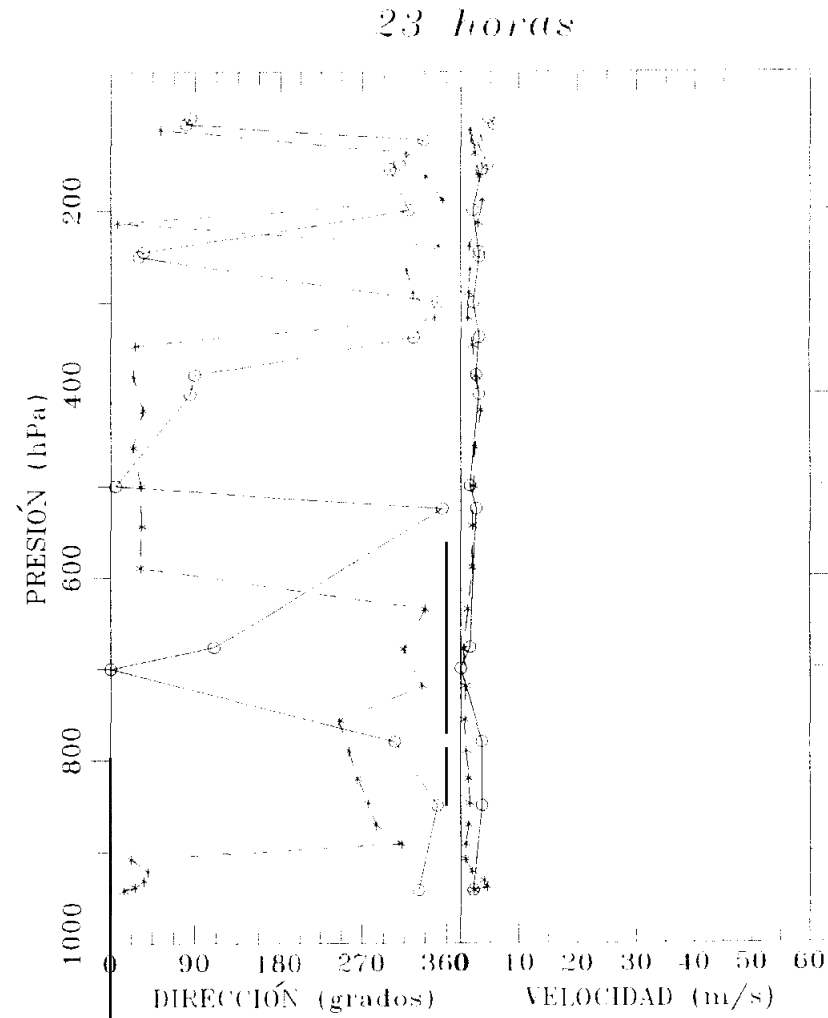
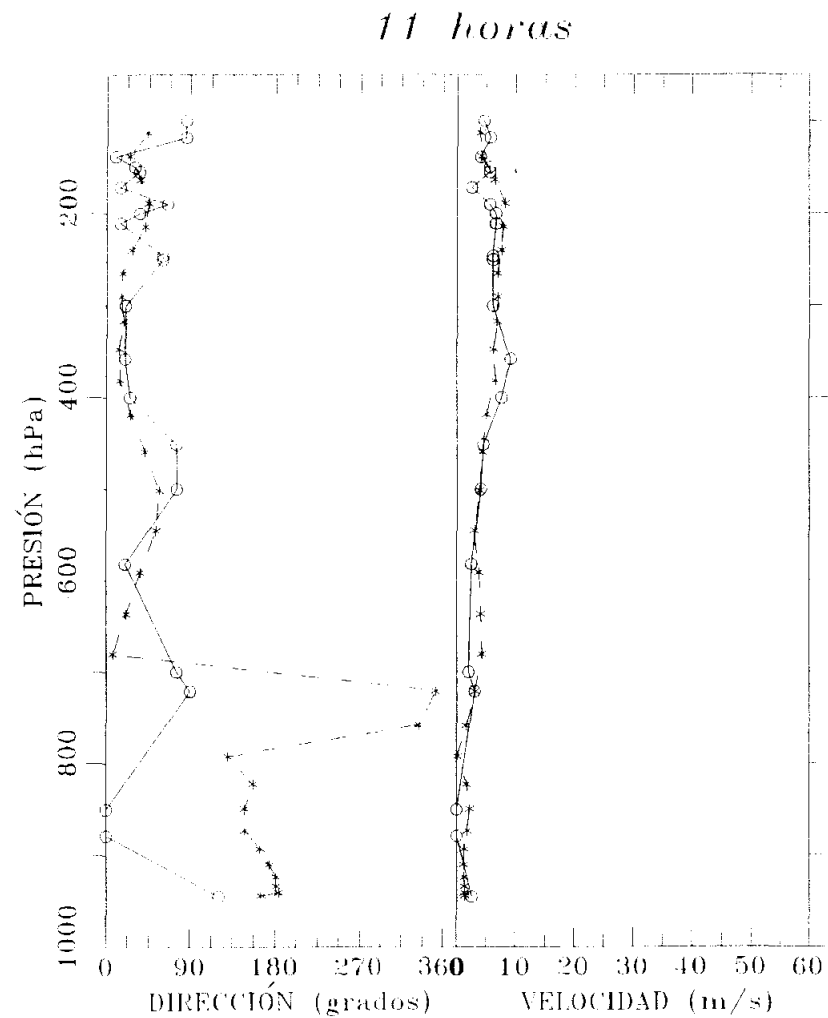


Figura 4.5.14. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 11 y 23 h desde el inicio de la simulación.

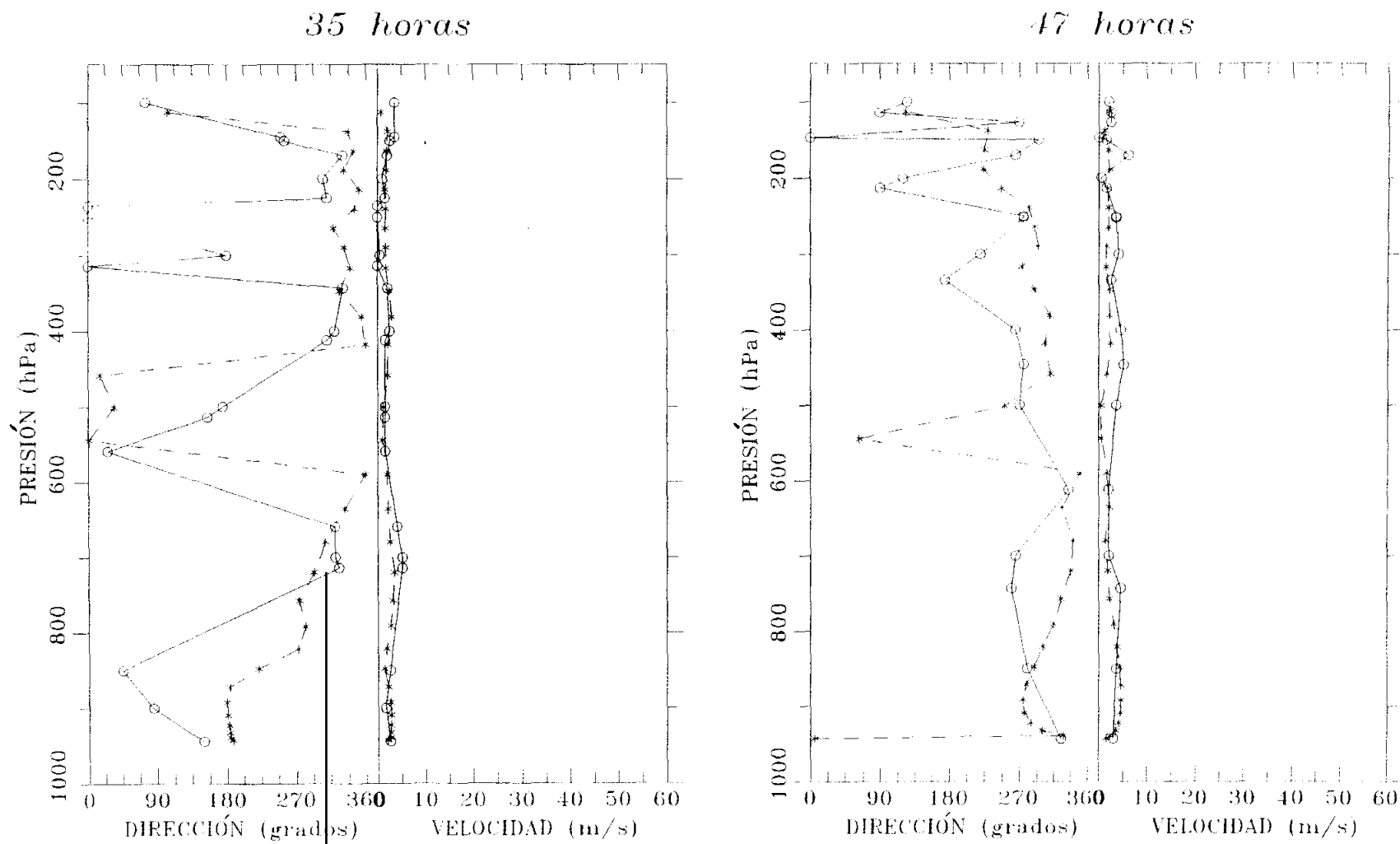


Figura 4.5.15. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

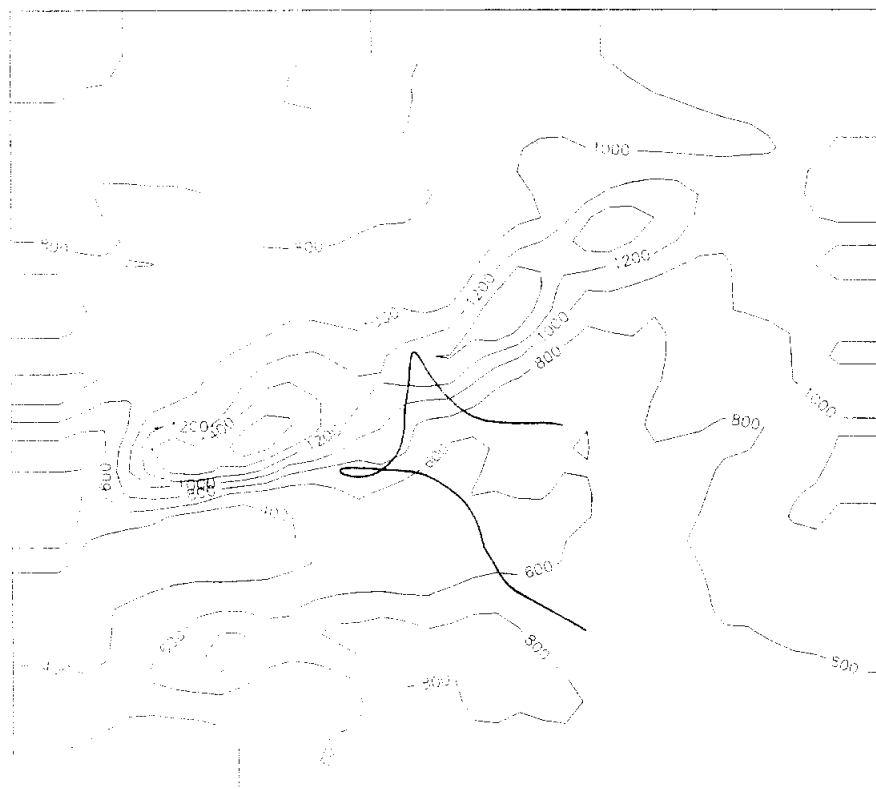


Figura 4.5.16. Trayectorias de partículas emitidas a 7 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid seis horas después del inicio de la simulación

4.6. Baja térmica (II)

El segundo episodio de baja térmica escogido comienza el 15-07-1991 a las 0h (TU) y termina el 17-07-1991 a las 0h (TU). Como se puede ver en las figuras 4.6.1. y 4.6.2, un anticiclón centrado en el Océano Atlántico se extiende ambos días en forma de cuña al norte de la Península Ibérica. En el interior de ésta, el calentamiento diurno induce la formación de una baja térmica, especialmente perceptible en los análisis de las 18 h. Las temperaturas en superficie son muy altas, con máximas de 40 grados el día 16 en Madrid-Retiro. En la topografía de 500 hPa existe el primer día un centro anticiclónico al suroeste de la Península Ibérica, que no se aprecia ya el segundo día, en que se observa una bolsa de aire relativamente frío sobre la mitad occidental peninsular, que favoreció algún fenómeno tormentoso aislado el día 16 en Castilla-La Mancha y Madrid.

4.6.1. Datos observados disponibles

- Estaciones climatológicas: Navacerrada, Madrid-Barajas, Madrid-Retiro, Getafe, Cuatro Vientos, Torrejón, Toledo, Guadalajara, Soria, Valladolid, Avila, Matacán, Lubia, Villanubla y Zamora.
- Estaciones automáticas: Navacerrada, Aranjuez, Talavera, San Pablo de los Montes, Aranda de Duero, Avila, Salamanca, Segovia, Soria y Valladolid.
- Centrales eléctricas: Almaraz y Trillo.
- Sondeos: Barajas.

4.6.2. Campos de viento

4.6.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones

En las figuras 4.6.3. a 4.6.6. se pueden ver los mapas de viento en superficie simulado de los días 15 y 16 de Julio de 1991 a las 7, 13, 18 y 24 h (TU), mientras que en las figuras 4.6.7. a 4.6.10. se muestran las correspondientes observaciones de viento en superficie. En la tabla XI se muestra la distribución observada de la dirección del viento en superficie por cuadrantes y el recorrido observado y simulado durante ambos días.

A continuación se comentan los aspectos más destacados del flujo simulado y se comparan con las observaciones:

- Meseta madrileña, valle del Henares y La Alcarria: El flujo simulado del NE que se extiende por toda la zona con velocidades de hasta 6 m/s a las 7 h del primer día

se debilita progresivamente, de tal forma que a las 18 h de este mismo día el viento está prácticamente en calma en la meseta madrileña y es muy débil del N en La Alcarria y del NE en el valle del Henares. Al final de este primer día los vientos simulados son del primer cuadrante y el flujo presenta características de drenaje, confluyendo en el valle del Henares. Durante el segundo día, los débiles vientos de componente E de las 7 h dan paso a las 13 h a vientos del O-SO en la meseta madrileña y del O en el valle del Henares y La Alcarria, situación que se mantiene básicamente a las 18 h salvo por el norte de la zona, dónde los vientos simulados pasan a tener dirección O-NO. Finalmente, el flujo al final de la simulación es bastante desorganizado, destacando el flujo de drenaje del primer cuadrante en el valle del Henares y La Alcarria sobre el predominio de la componente oeste.

Las observaciones corroboran el predominio del viento del primer cuadrante en la zona a lo largo de todo el primer día (como se puede ver en la tabla XI). Se observa un debilitamiento del viento a las 13 h en las estaciones madrileñas, que sin embargo no continúa a las 18 h. El segundo día comienza efectivamente con vientos débiles de componente E a las 7 h, que en buena correspondencia con lo simulado pasan a vientos del tercer cuadrante a las 13 h. En cambio, no se recoge en la simulación el predominio de vientos del cuarto cuadrante a las 18 h y su mayor fuerza en algunas estaciones. Al final del período la correspondencia es aceptable, con vientos del oeste en las estaciones situadas más al sur de la zona y del norte en las situadas más al norte. Las mayores divergencias se dan en la estación de Trillo, donde las observaciones indican flujo débil o muy débil del segundo cuadrante a lo largo de todo el episodio; estas divergencias estarán probablemente relacionadas con la situación de la estación en una zona relativamente estrecha del valle del Tajo, lo que induce efectos muy locales en el flujo que el modelo no puede captar por falta de resolución. Por otro lado el recorrido simulado en Retiro, Cuatro Vientos y Guadalajara es apreciablemente mayor que el observado en el primer día, mientras que la correspondencia entre ambos es bastante mejor en el segundo día.

- Sistema Central: A las 7 h del primer día el flujo simulado es débil del NE en las laderas norte y se canaliza por los pasos de montaña, donde tiene dirección N. El calentamiento de las laderas produce vientos anabáticos débiles o muy débiles a las 13 y 18 h, que son más marcados por las laderas norte, debido a que en general predomina la componente norte frente a la sur. A las 24 h el flujo simulado es en general catabático.

La predominancia de la componente oeste a las 7 h del día 16, dentro de un flujo muy débil, se confirma a las 13 h, con un flujo bastante homogéneo del O-NO, que se debilita a las 18 h. El día finaliza de nuevo con flujo de carácter catabático, inmerso en un flujo del O-NO a mayor escala.

Las observaciones en Avila indican el primer día un ciclo de vientos catabáticos (S a las 7 h) - anabáticos (N a las 13 y 18 h) - catabáticos (S a las 24 h), lo que coincide (salvo a las 7 h) con la simulación. Las medidas en Navacerrada confirman la predominancia de la dirección norte en los picos hasta las 18 h; no se capta en cambio el giro a dirección O-SO a las 24 h en dicha estación. Los vientos observados el día 16 parecen confirmar plenamente la evolución del flujo a las 7 y 13 h: comienza a predominar la componente oeste a las 7 h, con vientos muy débiles, que se intensifican a las 13 h y toman dirección O-NO. Estos vientos no se debilitan sin embargo a las 18 h, sino a las 24 h, momento en que se mantiene la dirección NO en Avila y Navacerrada, mientras que en Segovia el viento está prácticamente en calma. Por otro lado, mientras que en Navacerrada el recorrido observado disminuye de un día a otro en contradicción con lo simulado, en Avila aumenta, lo que se refleja correctamente en la simulación.

- Valle del Tajo y Montes de Toledo: El día 15 a las 7 h se simula un flujo del E canalizado por el valle del Tajo, mientras que en los Montes es del NE. El viento en el valle se va debilitando hasta las 18 h, salvo en la zona más occidental en que empieza a aparecer flujo de componente oeste a dicha hora. En los Montes de Toledo el viento también se debilita al tiempo que va girando a dirección N. Este día termina con cierta generalización de la componente oeste, aunque se aprecian características catabáticas en el flujo de las laderas sur de los Montes de Toledo y convergencia de vientos en el valle del Tajo (excepto en la zona más occidental). El día 16 comienza con vientos débiles o muy débiles a las 7 h, que dan paso a las 13 y 18 h a una estructura de vientos de componente oeste que divergen desde el fondo del valle. Esta configuración se desorganiza algo al final de la simulación, aunque se mantiene la predominancia de la componente oeste, al tiempo que se debilita el flujo en el valle del Tajo entre Aranjuez y Talavera.

Las observaciones confirman el flujo inicial del E en el valle del Tajo, pero no se observa viento del NE en San Pablo de los Montes. El predominio de la componente N a las 13 h y el debilitamiento de los vientos en el valle del Tajo a las 18 h se corresponden aceptablemente con lo simulado. Las medidas a las 24 h del día 15 y a las 7 h del día 16

no parecen corroborar sin embargo todavía la generalización de la componente oeste y apuntan más bien a un flujo de drenaje por el fondo del valle. Las medidas sí confirman el flujo de componente oeste a las 13 h y sugieren que la divergencia de viento simulada es correcta. En cambio, la intensificación y el predominio de la dirección NO observados a las 18 h no son reflejados por la simulación. El posterior debilitamiento y predominio de la dirección oeste se corresponden bien con lo simulado.

- Meseta norte: El flujo simulado inicial del primer cuadrante (con una fuerza de hasta 5 m/s) se va debilitando hasta las 18 h, especialmente por el oeste, al tiempo que va predominando la componente N. Al final del primer día lo más resaltable es el flujo catabático de componente S que predomina en las zonas más cercanas al Sistema Central. El viento es muy débil con dirección variable a las 7 h del día 16, cediendo paso a un flujo generalizado del oeste a las 13 h con velocidades de hasta 5 m/s. Este flujo se debilita posteriormente, al tiempo que gira a dirección N por el norte y este de la zona. La simulación termina de nuevo con flujo catabático en las cercanías del Sistema Central, dentro de un predominio de la componente oeste.

Las observaciones corroboran el predominio claro del flujo del primer cuadrante durante el primer día, como se muestra en la tabla XI (en Valladolid llega a soplar casi 22 h de dicho cuadrante). A las 7 h las medidas indican viento del primer cuadrante por la zona occidental de la meseta, mientras que por el este el viento medido es débil o muy débil de componente oeste. Esta situación varía poco a las 13 h y 18 h, salvo en Soria, donde a las 18 h el flujo ha girado a dirección E y se ha intensificado (5 m/s en Luvia). La evolución del flujo en Soria no es captada por el modelo. Al final del primer día no hay signos de flujo catabático en las medidas. La correspondencia con la simulación es buena a las 7 y 13 h del día siguiente: efectivamente se generaliza el flujo del oeste (con una velocidad de hasta 5 m/s en Soria) a las 13 h. Se observa un giro a dirección NO a las 18 h, que va en el sentido del giro simulado, aunque se extiende a zonas como Salamanca en las que según la simulación se mantenía el viento del oeste. También en Soria hay divergencias, pues las medidas indican un giro a dirección NE. Al final de este día se reproduce la situación de vientos observados muy débiles o en calma del día anterior.

Estación	Frecuencia de dirección de viento observado (h)					Recorrido (km)	
	1 ^{er} c.	2 ^o c.	3 ^{er} c.	4 ^o c.	Cal.	Obs.	Sim.
Retiro	11.0	4.0	0.0	2.0	7.0	103	278
	6.5	2.0	3.5	8.5	3.5	147	217
Barajas	10.0	4.0	0.5	4.0	5.5	-	-
	0.5	1.5	3.0	11.5	7.5	-	-
Cuatro Vientos	10.0	7.5	1.0	4.5	1.0	* 130	272
	6.1	2.7	3.2	12.0	0.0	* 192	231
Getafe	14.6	1.2	0.1	1.3	6.8	-	-
	8.9	2.3	1.5	9.4	1.9	-	-
Navacerrada	5.0	0.0	1.0	18.0	0.0	240	231
	0.0	0.0	8.0	16.0	0.0	179	326
Guadalajara	15.0	1.5	0.0	6.0	1.5	* 128	304
	10.0	1.5	3.0	8.0	1.5	* 134	185
Toledo	6.0	5.0	0.0	2.5	10.5	199	219
	10.7	4.0	2.0	5.0	2.3	327	243
Matacán	18.5	2.5	0.0	0.0	3.0	222	246
	2.0	1.5	5.0	10.5	5.0	182	257
Avila	6.0	4.0	2.5	7.0	4.5	138	237
	0.2	2.7	5.3	12.5	3.3	210	302
Zamora	12.5	10.5	1.0	0.0	0.0	* 143	-
	9.0	5.5	0.0	9.5	0.0	* 139	-
Lubia	12.0	2.5	0.0	6.5	3.0	220	-
	5.5	2.0	4.0	3.5	9.0	185	-
Villanubla	14.3	3.5	0.0	0.0	6.2	* 134	-
	5.3	0.4	0.5	12.3	5.5	* 159	-
Valladolid	21.8	0.3	0.0	1.5	0.4	207	256
	7.5	0.2	3.5	12.3	0.5	239	189

TABLA XI. Distribución de viento observado por cuadrantes, recorrido observado (* indica de 7 h a 7 h, en vez de 0 a 24 h) y recorrido simulado en los días 15-7-1991 y 16-7-1991

4.6.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa

Los mapas de viento simulado a las 13 y 24 h de ambos días en la superficie de 900 hPa se muestran en las figuras 4.6.11. y 4.6.12.

En estos gráficos destaca con claridad el giro de dirección de un día a otro. Es de resaltar que pese al cambio de dirección, a las 13 h de ambos días el flujo presenta características anabáticas, convergiendo hacia el Sistema Central y divergiendo en el valle del Tajo. Características catabáticas de cierta claridad sólo se aprecian a las 24 h del primer día en la meseta norte, valle del Henares y La Alcarria. El viento es bastante más fuerte el segundo día, especialmente a las 24 h al sur del Sistema Central, donde el flujo del NO alcanza valores en torno a los 10 m/s por el norte de La Mancha.

4.6.3. Comparación de la evolución temporal observada y simulada en algunos puntos seleccionados

En la figura 4.6.13. se presenta la evolución temporal del viento en Avila y Talavera, con el fin de mostrar tanto la evolución observada como la simulada en un punto situado cerca de un paso de montaña y en un punto situado en un valle.

En Avila el viento es débil de componente sur de noche, mientras que de día es más fuerte, de dirección N el primer día y de dirección NO el segundo. La simulación no reproduce el viento de tipo catabático de la primera noche, lo que se debe en parte a que hacen falta algunas horas de simulación hasta que se empiezan a generar flujos a mesoescala a partir de unos datos iniciales con información de una escala mayor. Sí se recoge bien en la simulación la velocidad y dirección de los vientos diurnos, así como el hecho de que éstos son más fuertes el segundo día que el primero. Igualmente se simula correctamente el momento de transición a flujo catabático en torno a las 19 h del primer día, aunque el viento simulado es más fuerte que el observado y tiene dirección SO durante buena parte de la noche, mientras que el observado va girando de dirección SE a dirección SO a lo largo de la noche.

En Talavera el viento observado durante el primer día es de componente este hasta el mediodía, con una velocidad de 2-3 m/s; posteriormente el viento se debilita y gira a dirección sur, y al final sopla muy débil de dirección variable. A partir de la medianoche y hasta el mediodía del día 16 el viento observado tiene dirección E-NE y una velocidad de 2-3 m/s; luego va girando progresivamente de dirección SO a NO. El segundo día también

termina con viento muy débil y de dirección variable. La simulación recoge bien el flujo inicial de componente este y la tendencia a cambio de dirección a partir de mediodía, pero la correspondencia entre la dirección observada y simulada es escasa a partir de ese momento y hasta el mediodía del día siguiente. Posteriormente se recoge aceptablemente bien la componente oeste del viento, aunque el simulado es más fuerte que el observado.

4.6.4. Perfiles verticales de viento y temperatura

En las figuras 4.6.14. a 4.6.16. se muestran los perfiles verticales de viento y temperatura en Barajas.

En los perfiles térmicos diurnos observados existen capas estables: el primer día en torno a 800 hPa, bien simulada dada su anchura, y el segundo día una pequeña inversión en torno a 900 hPa, no recogida dado su escaso espesor. En los perfiles nocturnos observados se aprecia la inversión junto al suelo, que es exagerada por el modelo, igual que ocurre en la anterior simulación de baja térmica.

En el primer perfil de viento observado de este episodio destaca la debilidad del viento (con una velocidad inferior a 5 m/s hasta los 400 hPa); aún así, este perfil está bien reproducido en la simulación, salvo en los niveles más bajos. El chorro de viento del sur a una altura de 230 hPa a las 23 h del primer día marca el cambio de situación en altura, y se corresponde con el acercamiento de una pequeña vaguada en los niveles más altos. El pequeño chorro de bajo nivel simulado, no presente en las observaciones, está asociado probablemente a la excesiva inversión nocturna simulada; este efecto se repite en el perfil nocturno del día siguiente. Los perfiles de este segundo día muestran una progresiva intensificación y un giro a dirección oeste del viento en la mayor parte de la columna atmosférica; ambos hechos son correctamente recogidos en la simulación, lo que muestra la eficacia de la actualización y transmisión de la información por los contornos.

4.6.5. Trayectorias

En la figura 4.6.17. se muestran las trayectorias simuladas de partículas emitidas a 8 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid.

Ambas trayectorias son testigos del cambio de dirección predominante del flujo de un día a otro. Sin embargo, mientras la partícula emitida a 8 m, tras llegar al valle del Tajo, entra en una zona de flujo muy débil y al final de la simulación se encuentra a sólo

70 km al SO de Madrid, la otra partícula recorre una distancia apreciable durante el segundo día, inmersa en el flujo del oeste. Ambas partículas se mantienen en el flujo de bajo nivel. Las otras dos partículas emitidas (no se muestran los gráficos) siguen una trayectoria similar a la de la segunda partícula, aunque en este caso llegan a abandonar el dominio por el contorno este antes del final de la simulación.

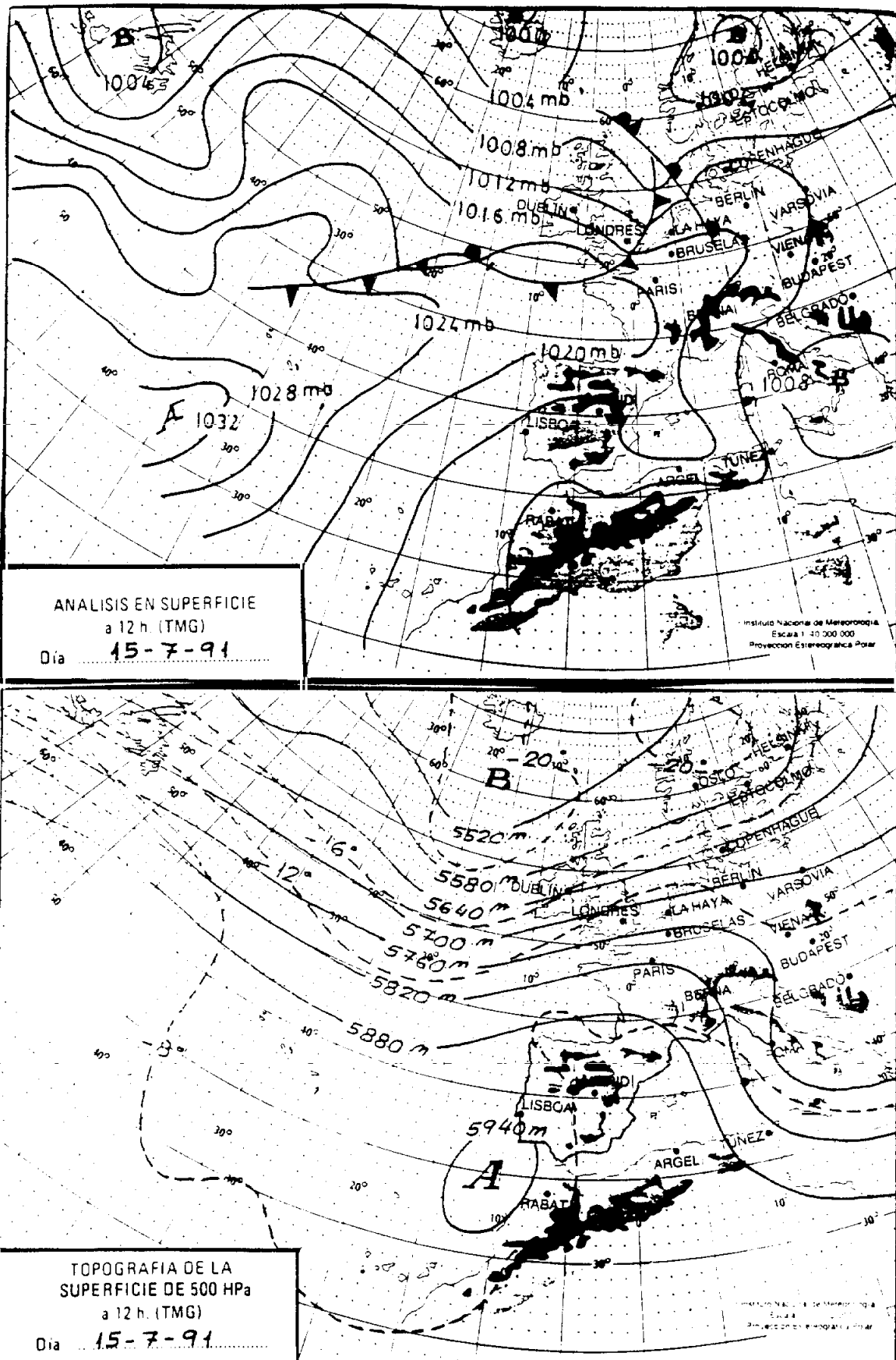


Figura 4.6.1. Análisis en superficie y topografía de 500 hPa a las 12 h del día 15-7-91

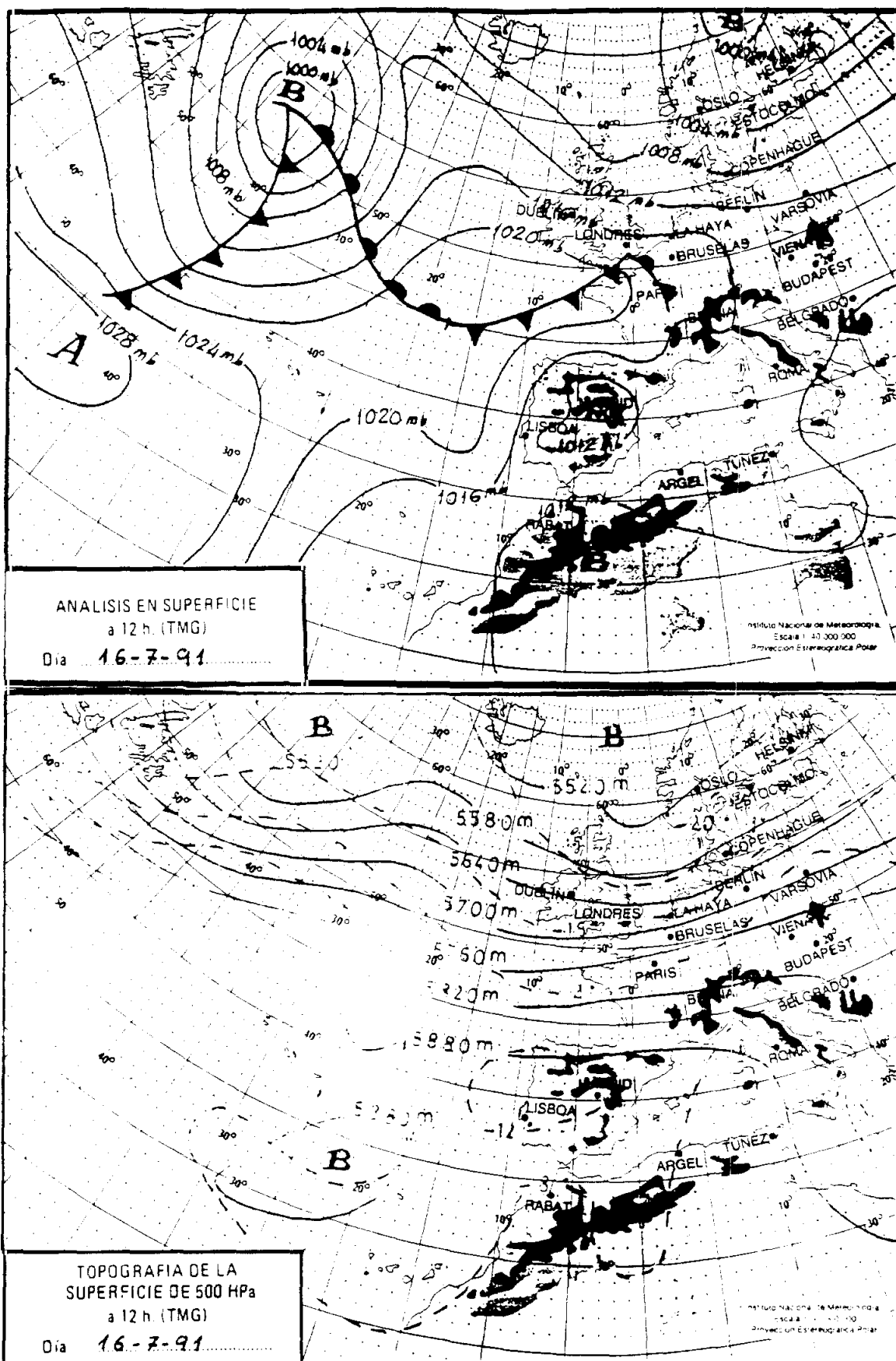


Figura 4.6.2. Análisis en superficie y topografía de 500 hPa a las 12 h del día 16-7-91

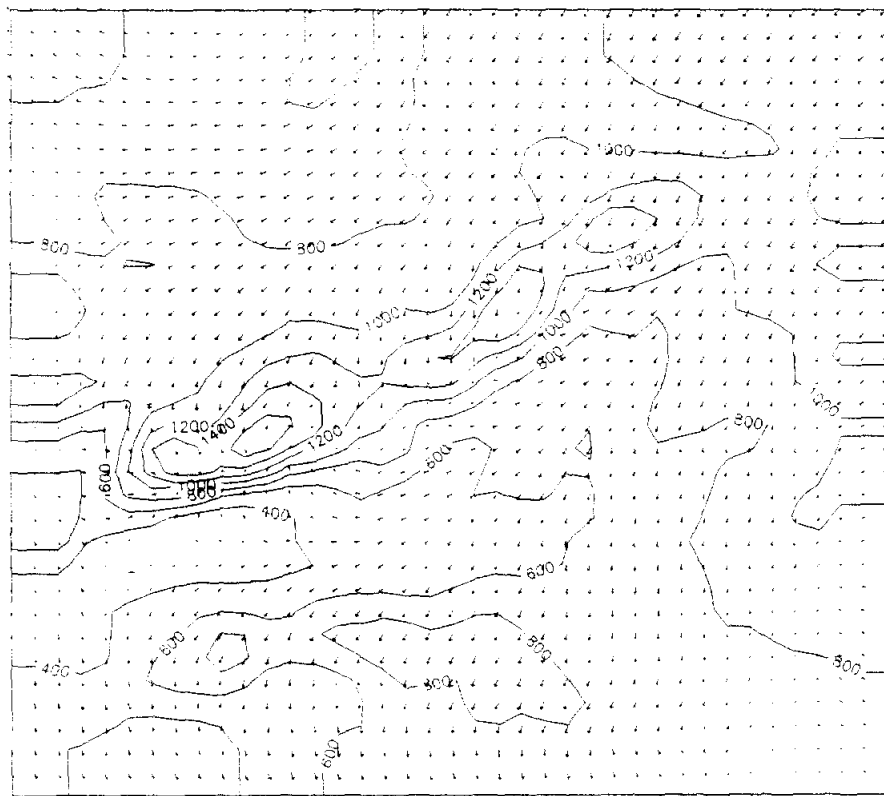
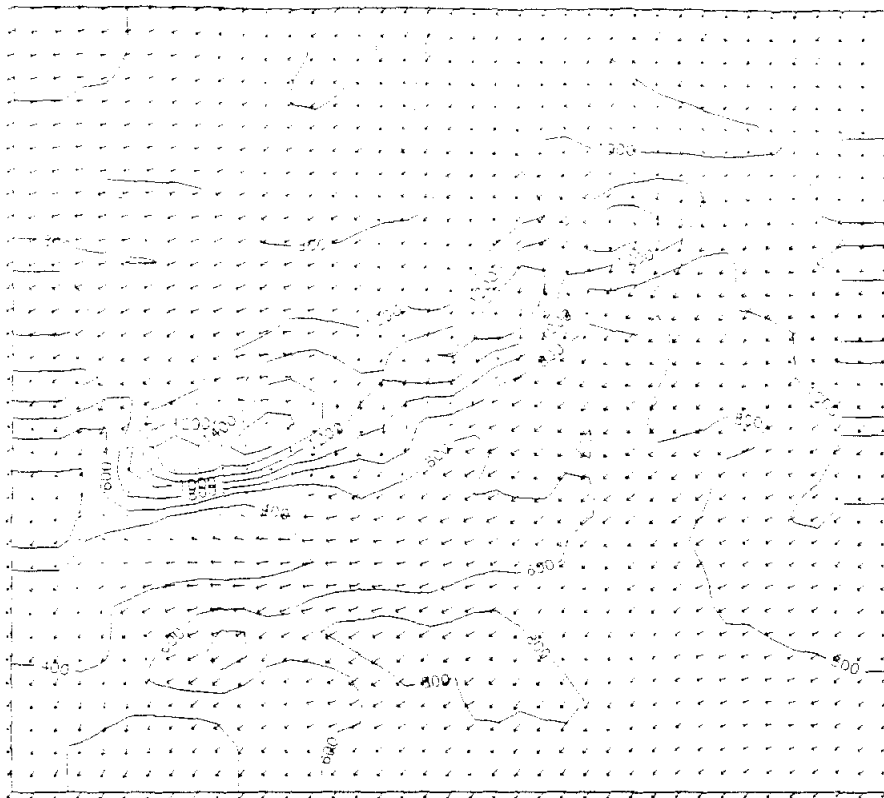


Figura 4.6.3. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 15-7-91

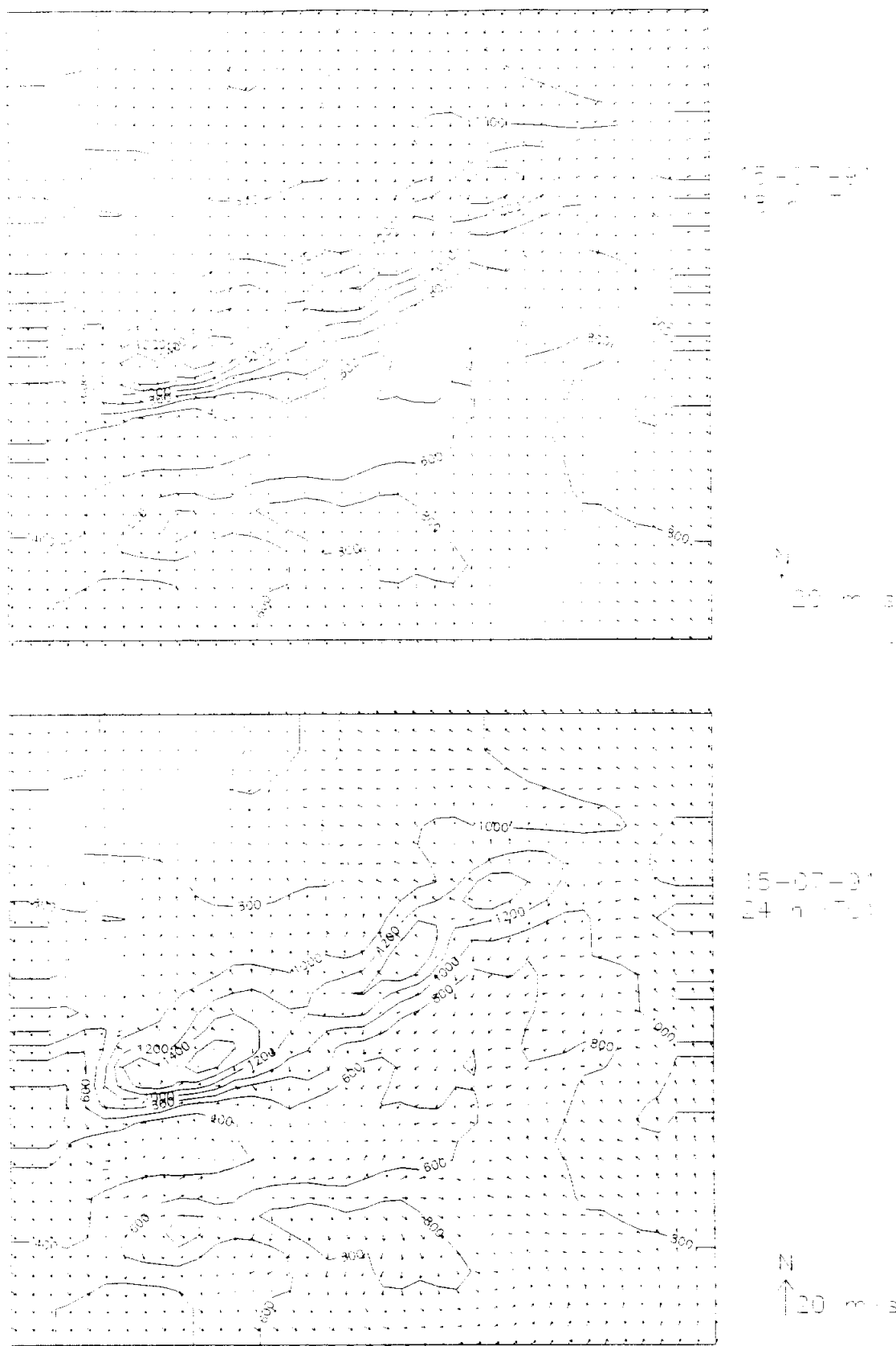


Figura 4.6.4. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 15-7-91

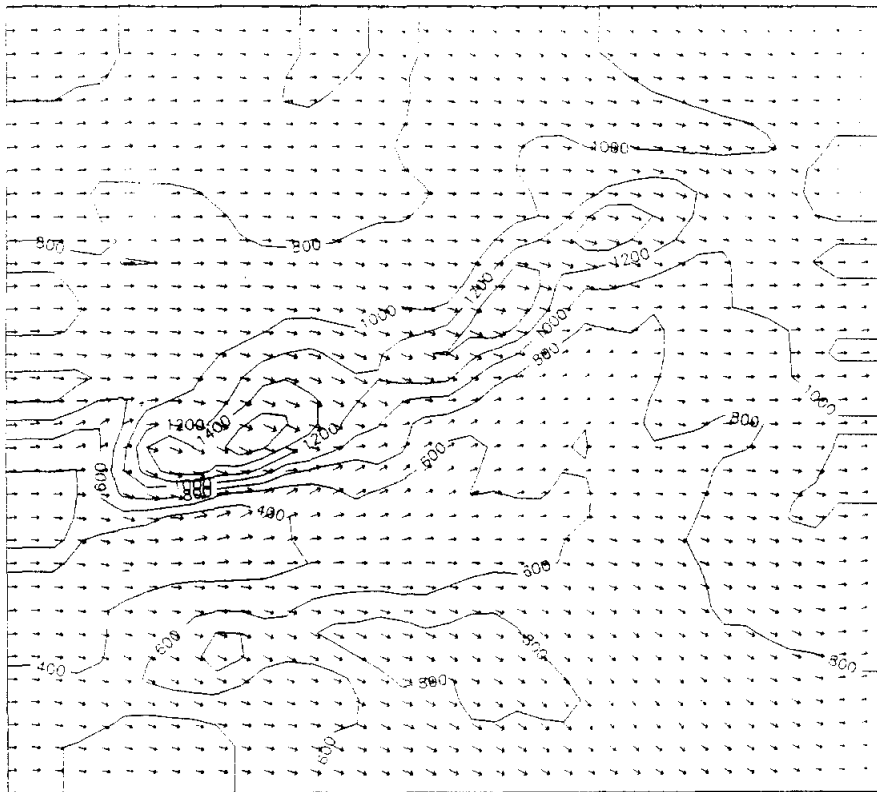
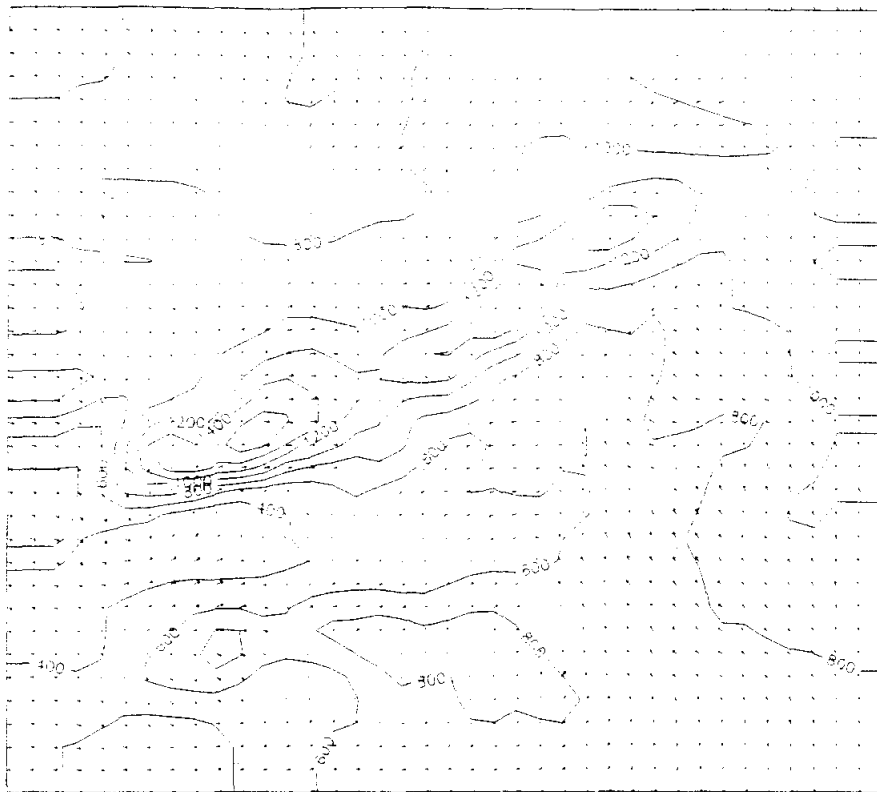
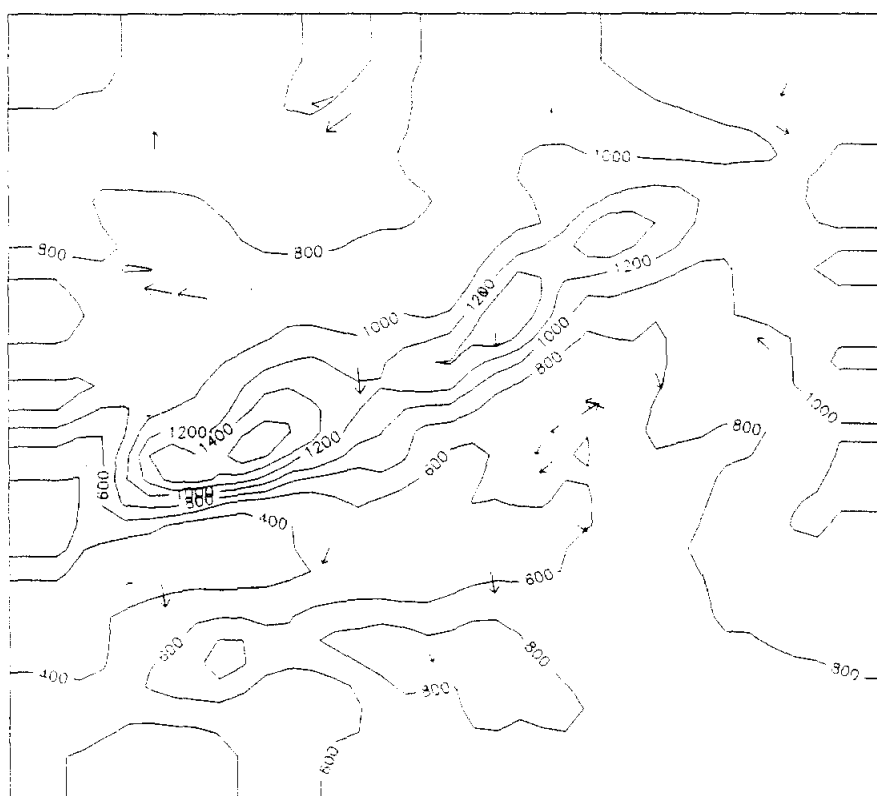


Figura 4.6.5. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 16-7-91



15-07-91
15 h (7h)

15 m/s



15-07-91
15 h (13h)

15 m/s

Figura 4.6.7. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 15-7-91

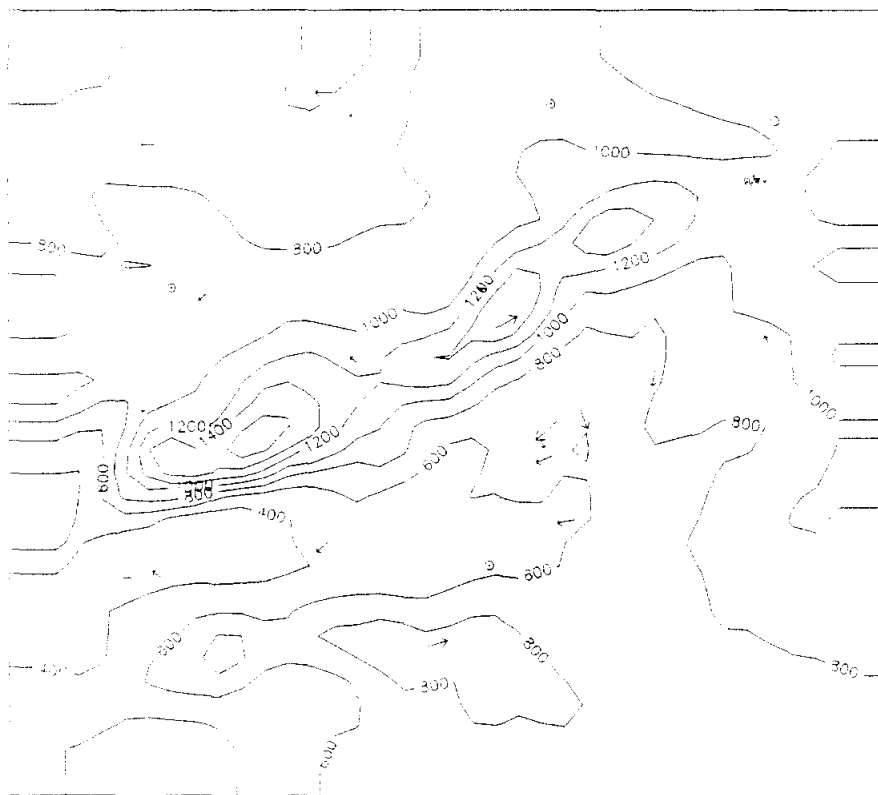
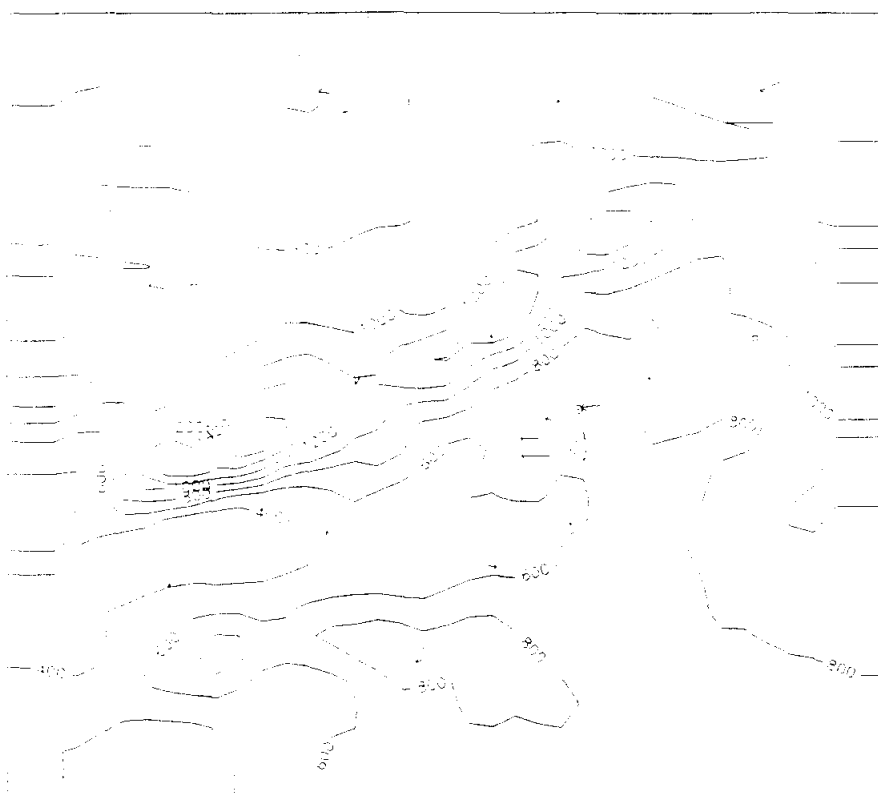


Figura 4.6.8. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 15-7-91

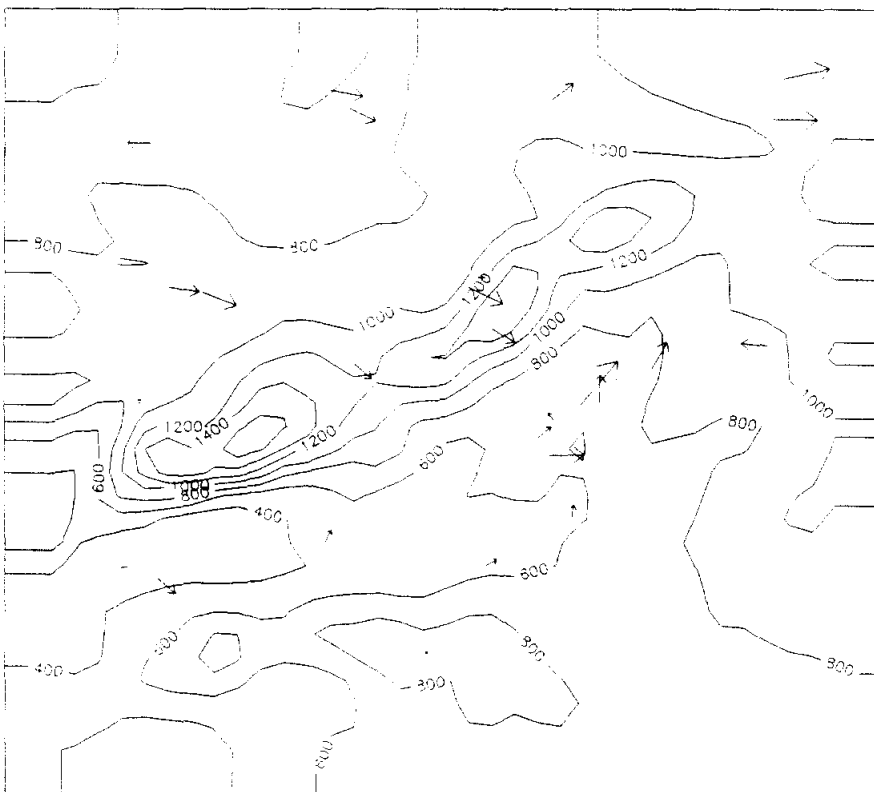


Figura 4.6.9. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 16-7-91

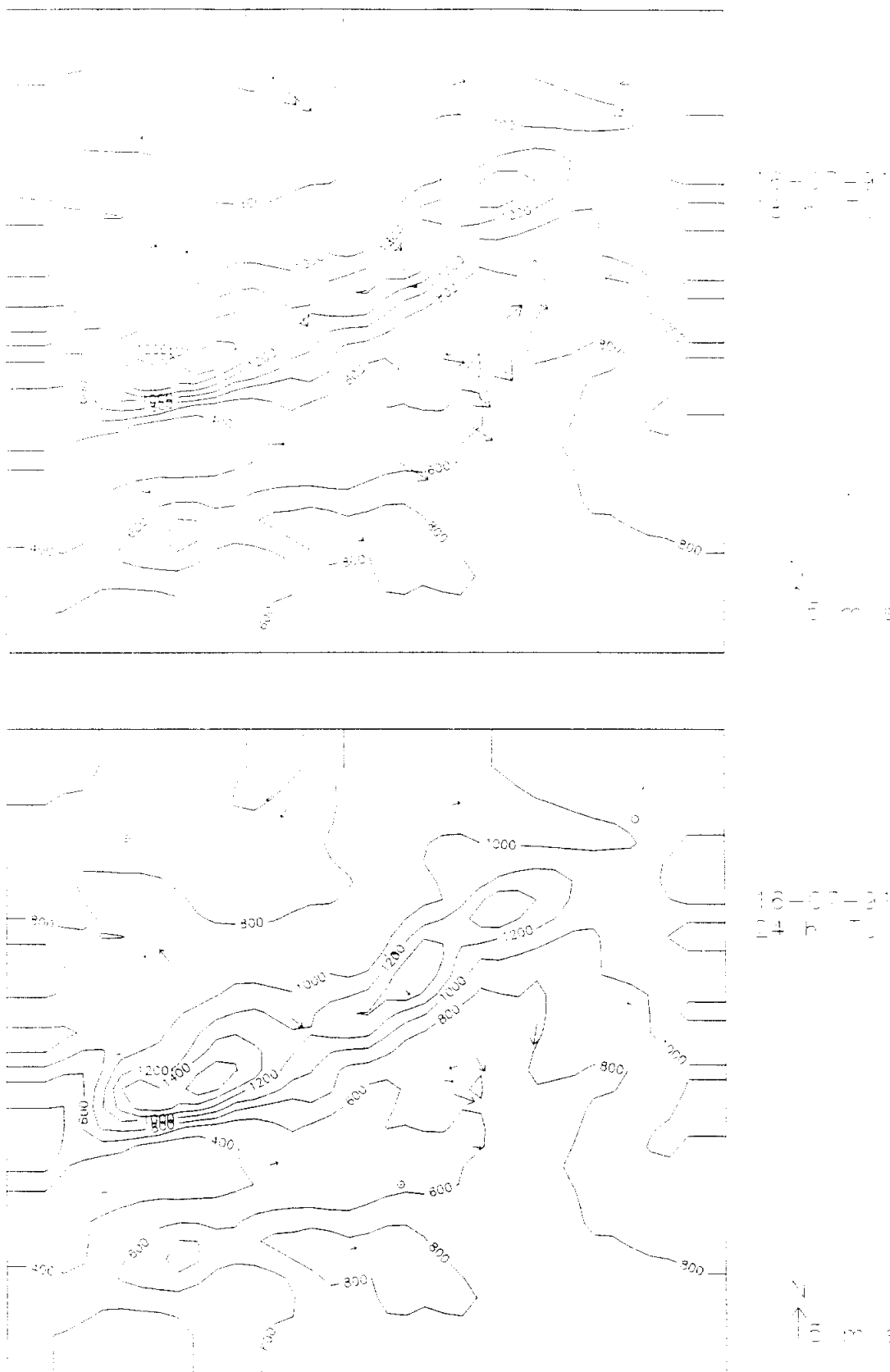
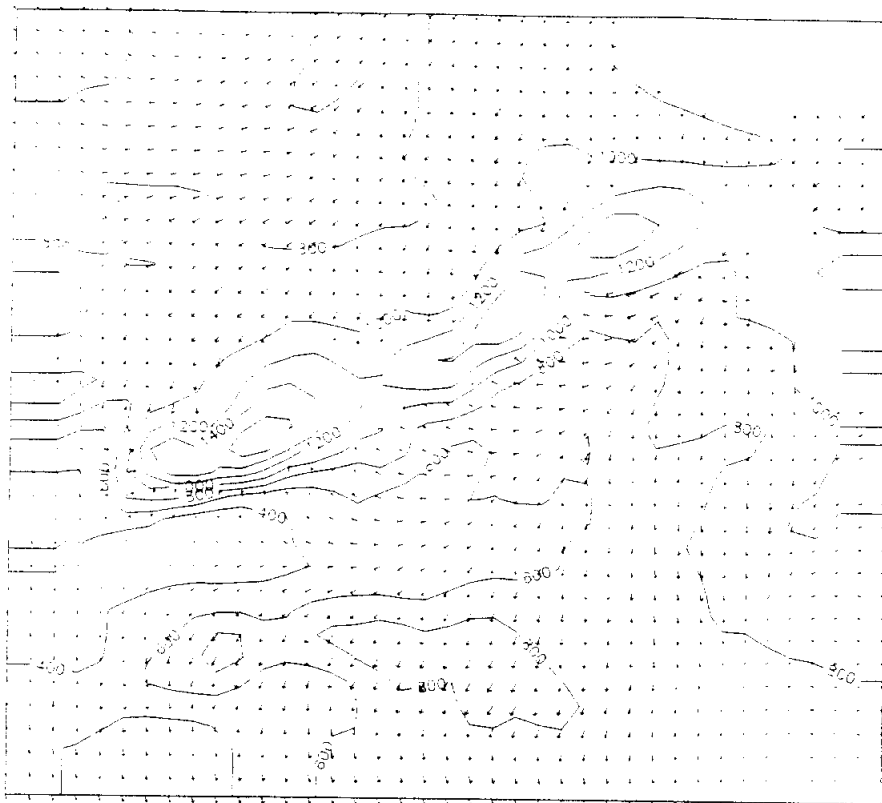
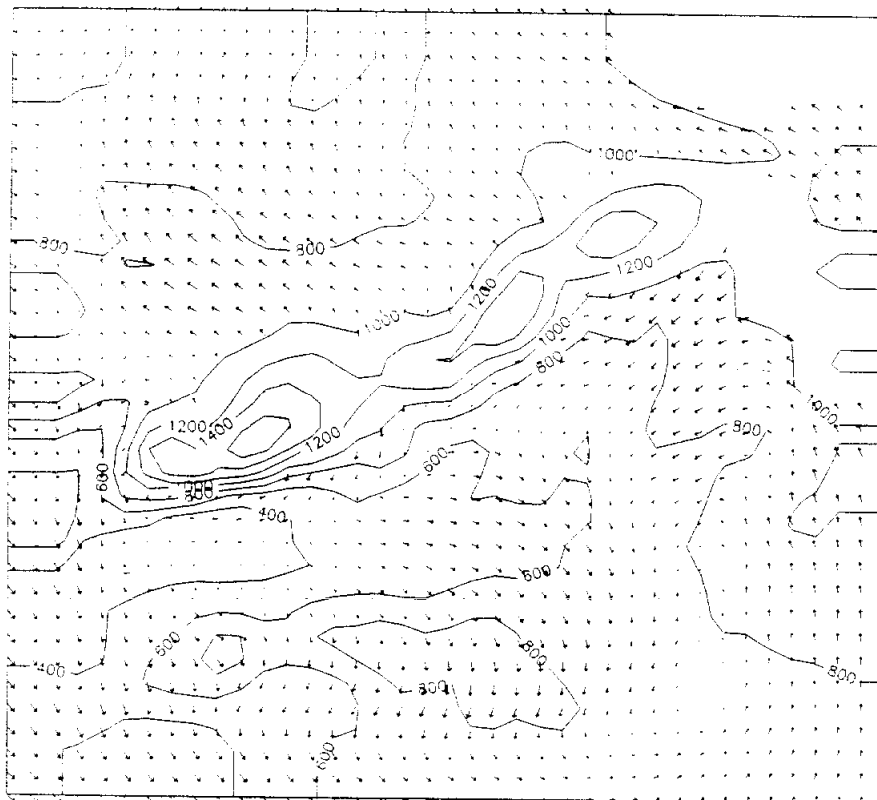


Figura 4.6.10. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 16-7-91



15-07-91
13 h

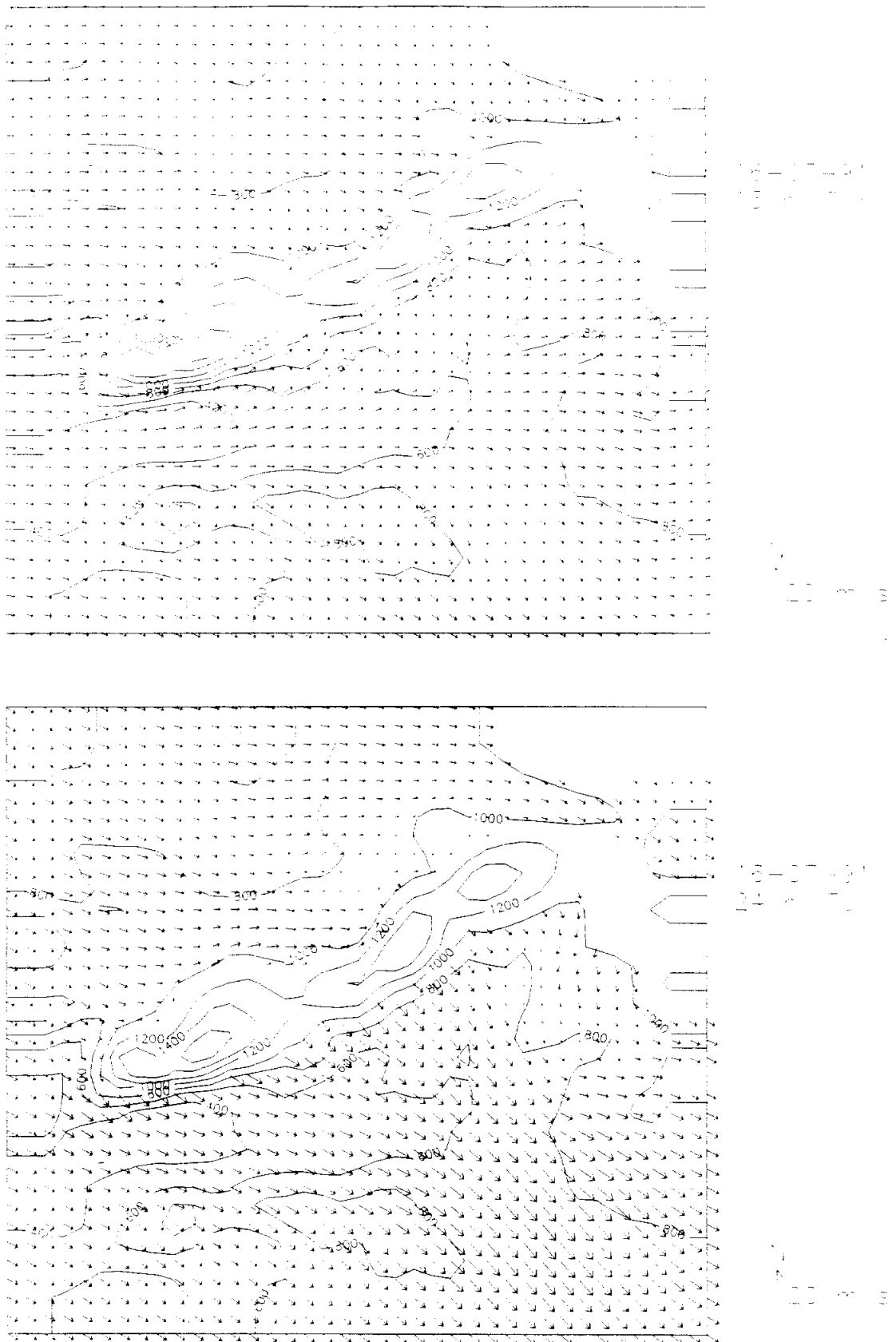
120 m/s



15-07-91
24 h (T0)

120 m/s

**Figura 4.6.11. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 15-7-91**



**Figura 4.6.12. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 16-7-91**

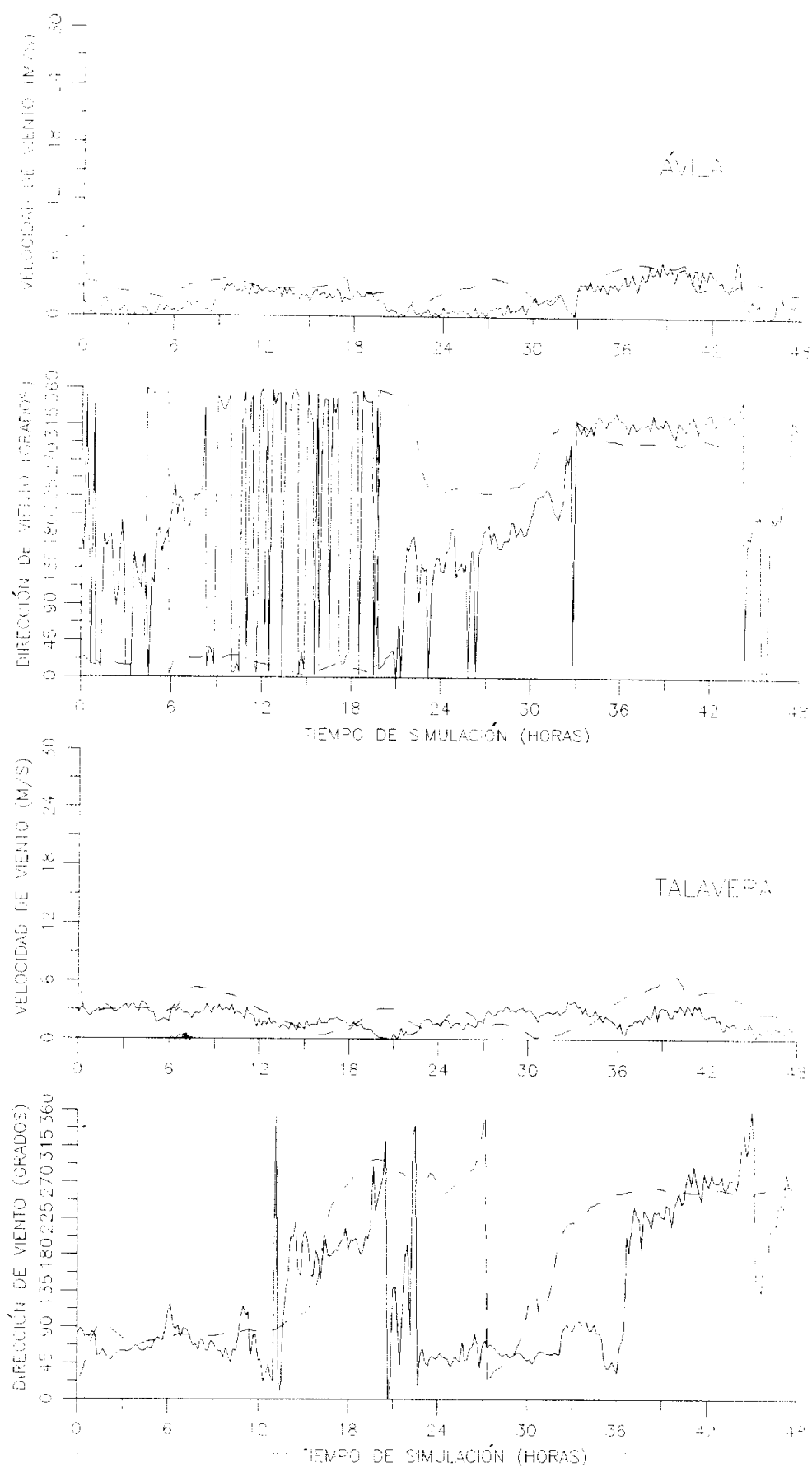


Figura 4.6.13. Evolución temporal de la velocidad y la dirección del viento observado (—) y simulado (- - -) en Ávila y Talavera.

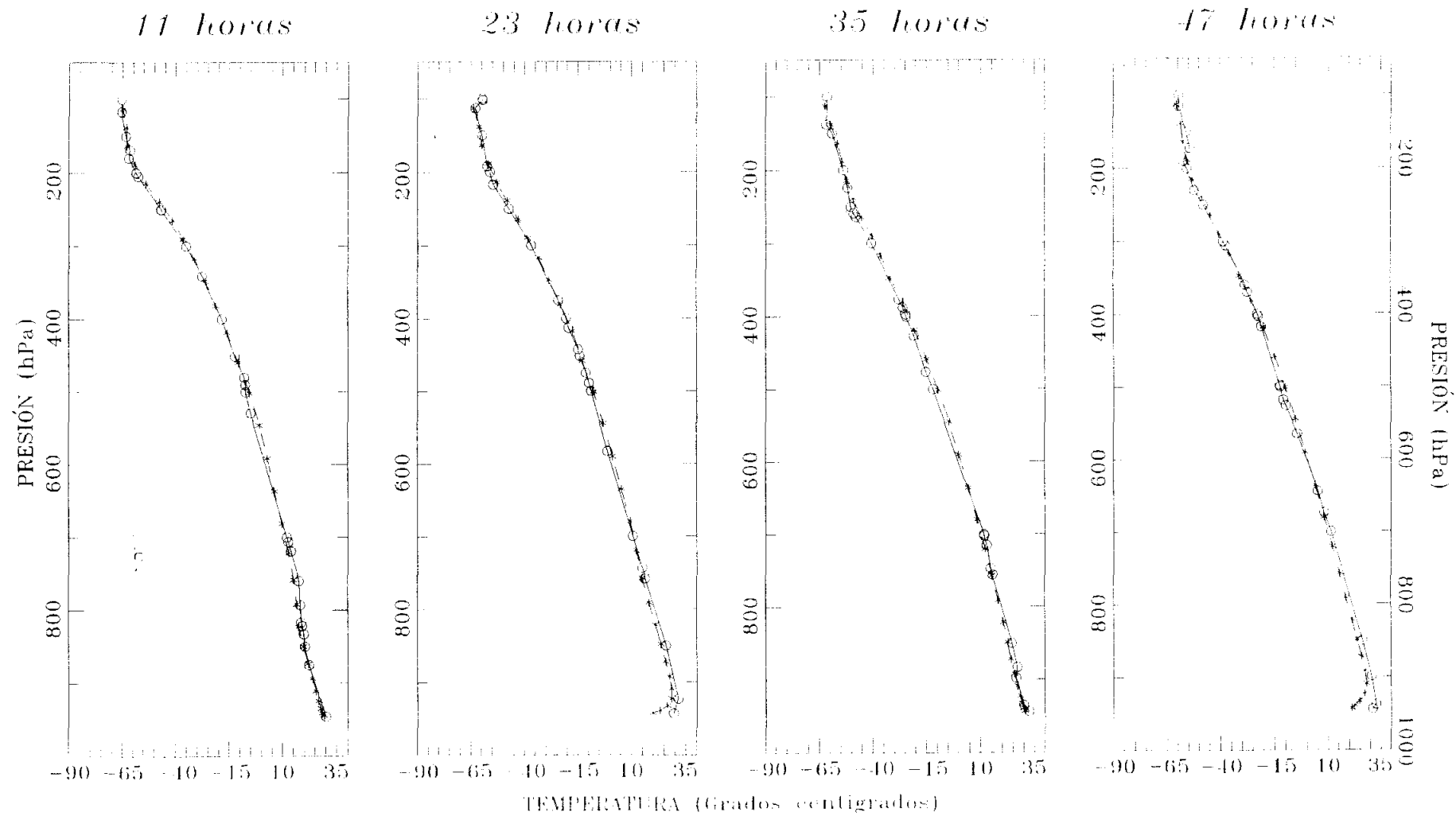


Figura 4.6.14. Perfiles verticales de temperatura observados (-o-) y simulados (-*-)
en Barajas a las 11, 23, 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

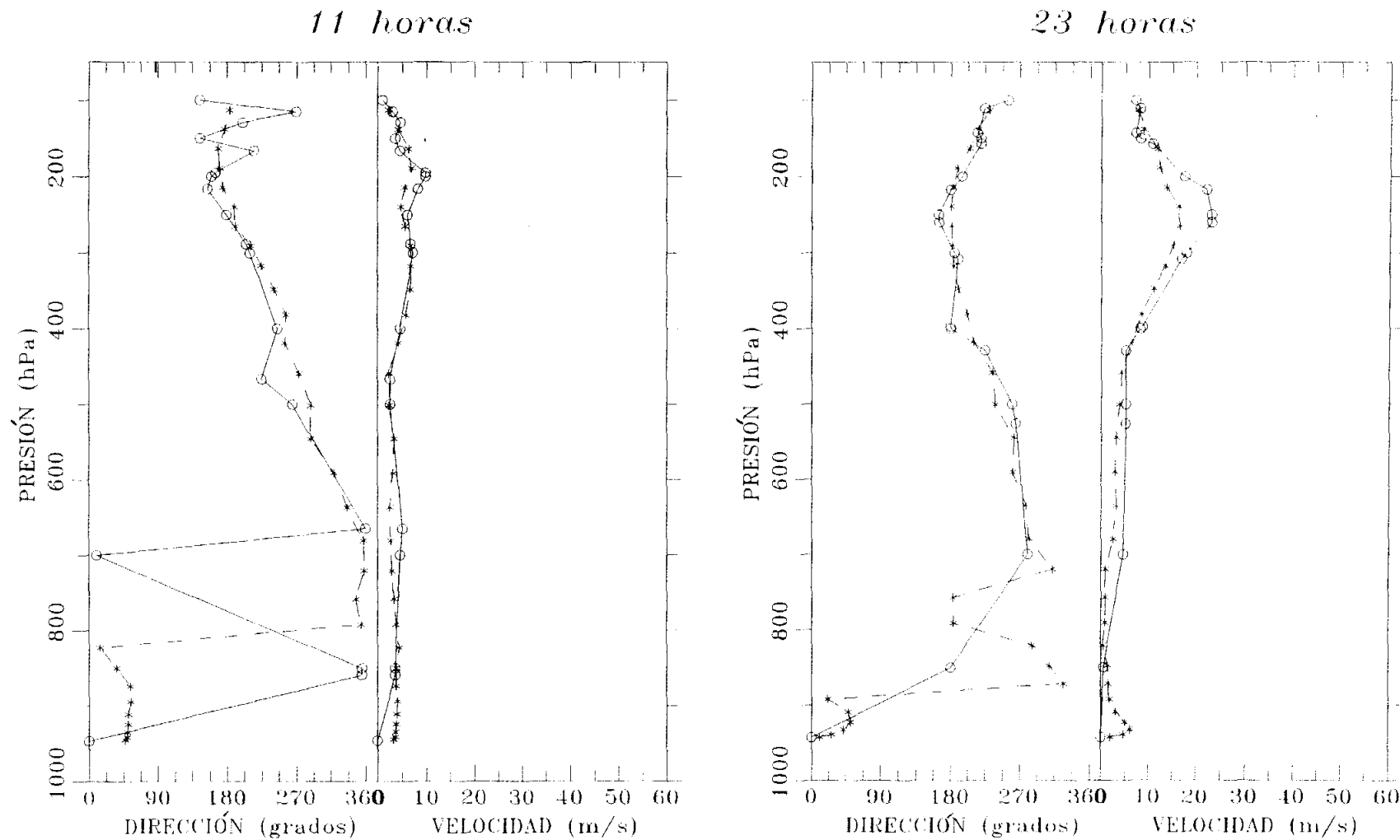


Figura 4.6.15. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 11 y 23 h desde el inicio de la simulación.

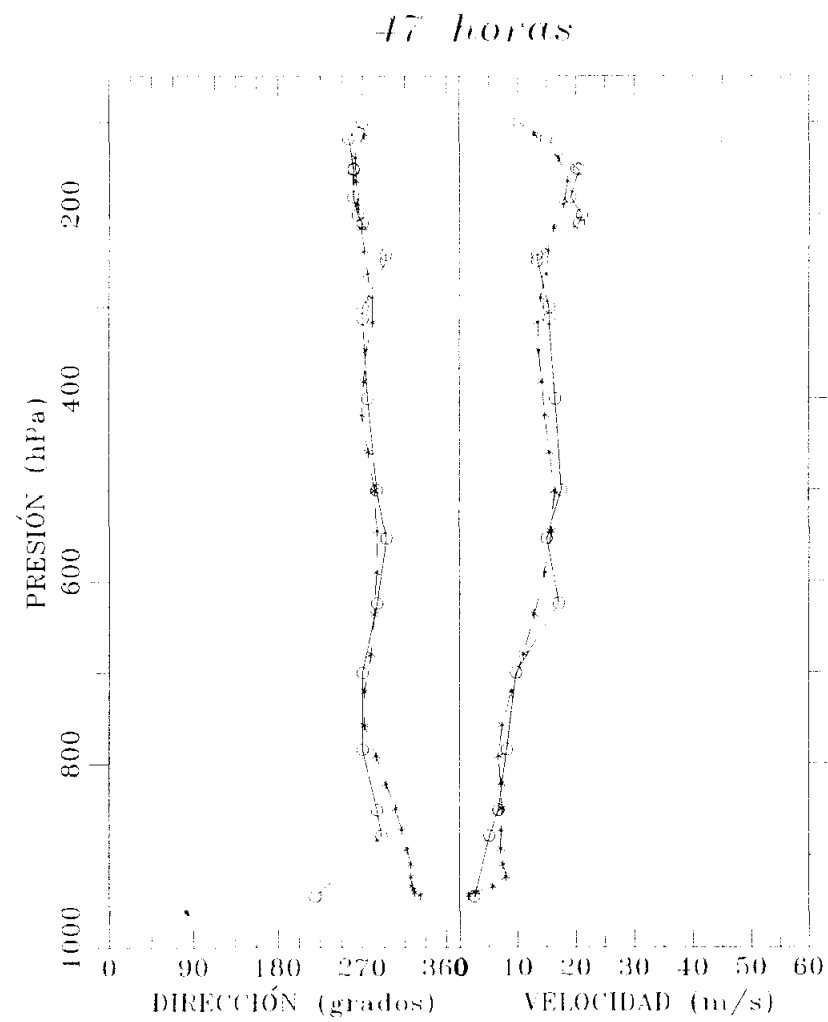
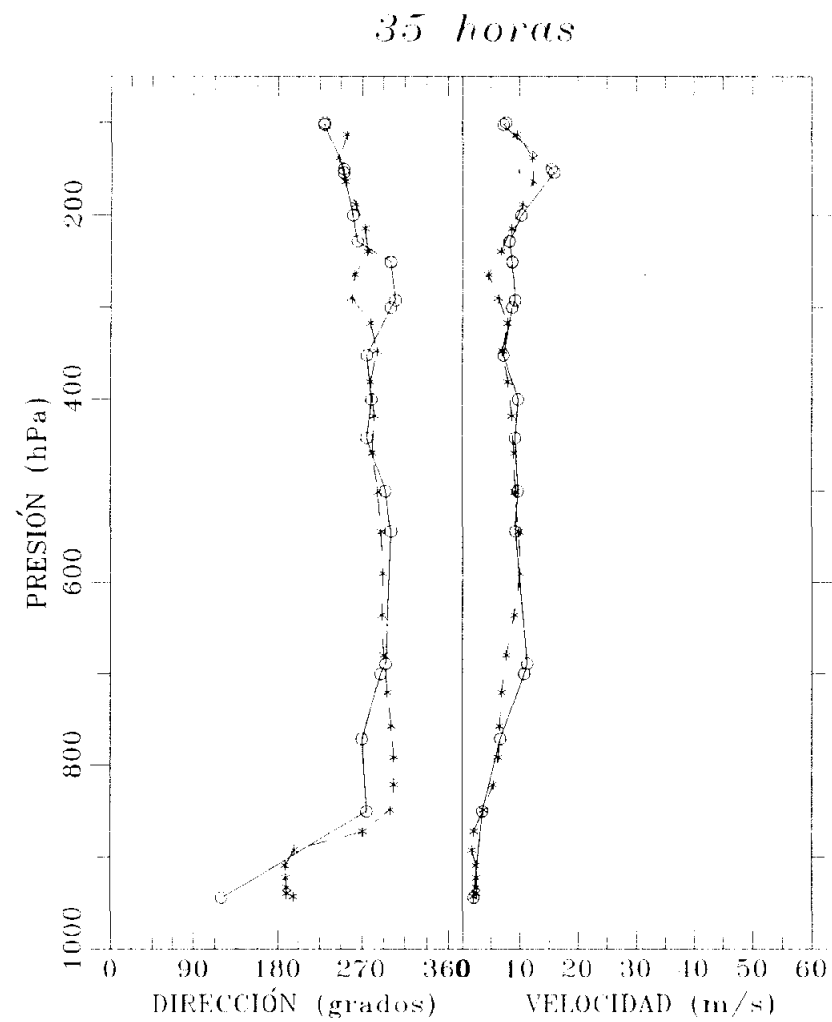
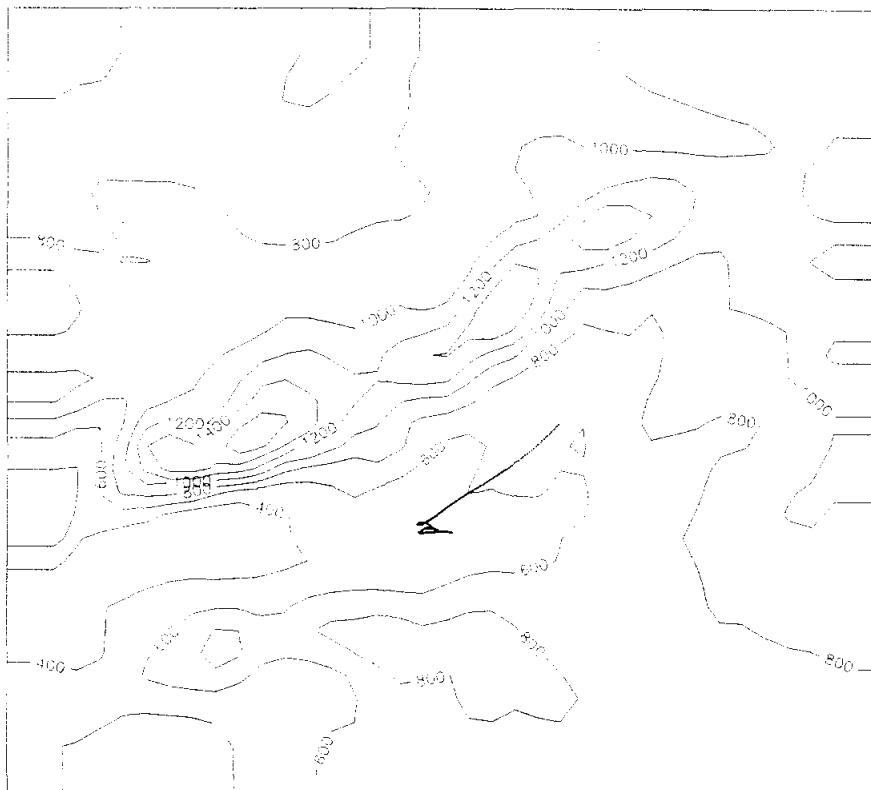
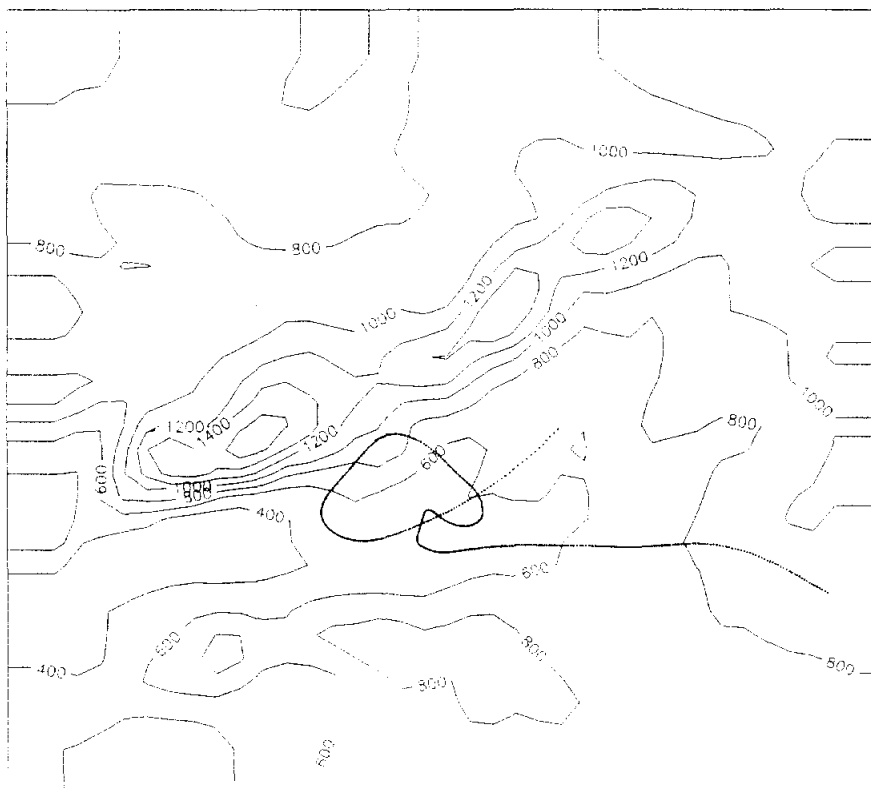


Figura 4.6.16. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.



7 m



100 m

Figura 4.6.17. Trayectorias de partículas emitidas a 7 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid seis horas después del inicio de la simulación

4.7. Bajas presiones al oeste de las Islas Británicas

Se ha escogido el episodio del 13-12-1989 a las 0 h (TU) al 15-12-1989 a las 0 h (TU). La situación sinóptica se muestra en la figura 4.7.1. En superficie existen dos centros profundos de bajas presiones al oeste de las Islas Británicas, aproximadamente sobre el paralelo de 50º, que afectan a la Península Ibérica y producen un flujo geostrófico del oeste-suroeste sobre la zona centro. En altura, la situación de las bajas es parecida y el flujo del oeste-suroeste se extiende por toda la troposfera. Frentes sucesivos van barriendo la Península, arrastrados por el flujo de largo recorrido sobre el Atlántico. Se producen precipitaciones en la zona centro, en general poco importantes.

4.7.1. Datos observados disponibles

- Estaciones climatológicas: Madrid-Retiro, Madrid-Barajas, Cuatro Vientos, Getafe, Navacerrada, Guadalajara, Toledo, Matacán, Barbadillo, Avila, Segovia, Zamora, Lúbia, Valladolid, Soria, Madrid-Radiosondeos, Torrejón y Villanubla.

- Estaciones automáticas: Aranda de Duero, Avila, Guadalajara, Madrid, Navacerrada, Salamanca, Segovia, Sigüenza, Soria y Valladolid.

- Centrales eléctricas: Almaraz.

- Sondeos: Barajas.

4.7.2. Campos de viento

4.7.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones

En las figuras 4.7.2 a 4.7.5. se pueden ver los mapas de viento en superficie simulado de los días 13 y 14 de Diciembre de 1989 a las 7, 13, 18 y 24 h (TU), mientras que en las figuras 4.7.6. a 4.7.9. se muestran las correspondientes observaciones de viento en superficie. En la tabla XII se muestra la distribución observada de la dirección del viento por cuadrantes y el recorrido observado y simulado del mismo durante ambos días.

Los aspectos más relevantes del flujo se comentan a continuación:

- Meseta madrileña, valle del Henares y La Alcarria: El flujo es inicialmente del SO de unos 3-4 m/s en toda la zona y se debilita transitoriamente a las 18 h del primer día. Posteriormente toma una dirección S-SO con una fuerza en torno a los 6 m/s, salvo a las 18 h del segundo día en que se simula de nuevo un cierto debilitamiento transitorio.

Las observaciones confirman el flujo del SO durante el primer día y el debilitamiento

transitorio a las 18 h. El segundo día el flujo observado es efectivamente más fuerte, aunque en las tres estaciones en que se tiene recorrido observado (Retiro, Cuatro Vientos y Guadalajara) el aumento de velocidad es menor que el simulado. También parece que las medidas corroboran un cierto giro del viento hacia la dirección S-SO.

- Sistema Central: A las 7 h del primer día el flujo converge en los pasos de montaña, con mayor componente sur por las laderas sur y mayor componente oeste por las laderas norte, donde el viento es además más fuerte. La convergencia en los pasos se mantiene a las 13 h, al tiempo que se equilibran las velocidades en ambas laderas y disminuyen en los picos. Posteriormente el viento empieza a girar ligeramente hacia dirección S-SO, al tiempo que aumenta su fuerza. Con ello las zonas de convergencia se trasladan a la meseta norte, situación que se mantiene con escasas variaciones durante el segundo día. Destaca en cualquier caso que la deflexión lateral del flujo y las diferencias de velocidad entre las laderas de barlovento y sotavento son relativamente pequeñas en esta simulación si se compara con otras, lo que es un resultado tanto de la ausencia de estabilidad marcada en las capas bajas de la atmósfera como de la fuerza del viento.

Las observaciones confirman el aumento de velocidad del viento de un día a otro (como se puede ver en los recorridos observados en Avila, Segovia y Navacerrada) y la existencia de un cambio de dirección en el sentido indicado por la simulación. Sin embargo, la componente oeste observada es algo mayor que la simulada en Segovia y Navacerrada durante el segundo día. En contra de lo simulado, el viento observado es más fuerte en Navacerrada que en Segovia y Avila.

- Montes de Toledo y valle del Tajo: En los Montes de Toledo el flujo es también más fuerte el segundo día que el primero, y algo más fuerte en las laderas norte que en las laderas sur. El cambio de dirección observado en otras zonas es poco apreciable aquí. En el valle del Tajo también se simula un aumento de la velocidad del viento en el segundo día. La velocidad del viento es menor en la zona del valle al S y SO de Gredos que en el resto del valle; éste es el principal efecto que produce el Sistema Central sobre el viento, ya que la deflexión del flujo es escasa.

Las medidas en Almaraz y Toledo corroboran el aumento de fuerza del viento de un día a otro, así como la escasa canalización del viento, que durante el segundo día presenta una importante componente perpendicular al eje del valle. Sin embargo, el viento en Almaraz es más fuerte que en Toledo, lo que no es recogido en la simulación.

- Meseta norte: El rasgo más destacado es también aquí el fortalecimiento del viento en el segundo día. El ligero cambio de dirección del viento se hace patente en la formación de una zona de convergencia aproximadamente al norte de Avila a partir del final del primer día.

Las medidas confirman el fortalecimiento del viento en el segundo día. Asimismo indican que el viento en la meseta norte es más fuerte que en la sur, lo que coincide con los resultados de la simulación. Destaca la fuerza del viento observado en Matacán, con una velocidad media de 10 m/s en el segundo día (la mayor en todas las estaciones consideradas). La única excepción parece ser el observatorio de Valladolid, donde el recorrido observado es considerablemente menor que el del resto de las estaciones de la meseta norte, incluyendo la cercana estación de Villanubla.

Estación	Frecuencia de dirección de viento observado (h)					Recorrido (km)	
	1 ^{er} c.	2 ^o c.	3 ^{er} c.	4 ^o c.	Cal.	Obs.	Sim.
Retiro.	0.0	2.0	20.0	1.0	1.0	211	359
	0.0	2.5	21.5	0.0	0.0	258	490
Barajas	0.0	1.5	17.5	0.0	5.0	-	-
	0.0	2.0	21.0	0.0	1.0	-	-
Cuatro Vientos	0.0	1.2	22.2	0.0	0.6	* 395	369
	0.0	3.0	21.0	0.0	0.0	* 420	498
Getafe	0.0	0.4	22.0	0.2	1.4	-	-
	0.0	0.4	23.4	0.2	0.0	-	-
Navacerrada	0.0	0.0	23.0	1.0	0.0	546	411
	0.0	3.0	21.0	0.0	0.0	666	505
Guadalajara	0.0	0.5	22.0	0.0	1.5	* 282	376
	0.0	0.0	24.0	0.0	0.0	* 362	545
Toledo	0.0	0.0	9.0	0.0	15.0	202	417
	0.0	0.0	22.0	0.0	2.0	350	504
Matacán	0.0	0.5	21.0	2.5	0.0	592	525
	0.0	0.0	24.0	0.0	0.0	882	703
Barbadillo	0.0	0.0	24.0	0.0	0.0	553	498
	0.0	0.0	24.0	0.0	0.0	705	668
Avila	0.0	12.8	8.5	2.2	0.5	236	405
	0.2	7.5	16.3	0.0	0.0	346	639
Segovia	0.0	3.2	19.4	1.4	0.0	* 371	426
	0.0	0.2	23.8	0.0	0.0	* 601	664
Zamora	0.0	1.0	23.0	0.0	0.0	* 377	-
	0.0	0.0	24.0	0.0	0.0	* 684	-
Lubia	0.0	9.0	14.5	0.5	0.0	470	-
	0.0	12.0	12.0	0.0	0.0	676	-
Villanubla	0.0	0.0	24.0	0.0	0.0	* 464	-
	0.0	0.0	24.0	0.0	0.0	* 787	-
Valladolid	0.0	12.0	11.5	0.0	0.5	243	415
	0.3	13.5	10.0	0.2	0.0	238	601

TABLA XII. Distribución de viento observado por cuadrantes, recorrido observado (* indica de 7 h a 7 h, en vez de 0 a 24 h) y recorrido simulado en los días 13-12-1989 y 14-12-1989

4.7.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa

Los mapas de viento simulado a las 13 y 24 h de ambos días en la superficie de 900 hPa se muestran en las figuras 4.7.10. y 4.7.11.

El aspecto más destacable a las 13 h es la curvatura del flujo en las cercanías del Sistema Central: tras bordear la Sierra de Gredos, el flujo se curva tendiendo a converger en la Sierra de Guadarrama. Posteriormente aumenta la velocidad del flujo, que a esta altura es parecida en ambas mesetas. Destaca de nuevo la escasa influencia del Sistema Central sobre el flujo.

4.7.3. Perfiles verticales de viento y temperatura

En las figuras 4.7.12. a 4.7.14. se muestran los perfiles de viento y temperatura en Barajas.

El rasgo más destacado de los perfiles térmicos observados es la ausencia de capas estables en los niveles más bajos y de inversiones nocturnas junto al suelo. A las 11 y 23 h del primer día existen capas isotermas en torno a 700 hPa, y al final de la simulación se observa una estrecha capa isoterma entre 750 y 800 hPa. La simulación reproduce bien estos perfiles térmicos.

En cuanto a los perfiles de viento, en todos los sondeos se repite básicamente la misma estructura: dirección sur-suroeste junto al suelo, que va girando con la altura hacia dirección oeste-suroeste, dirección que se mantiene en la mayoría de la troposfera a partir de cierta altura. El modelo recoge bien la dirección del viento, aunque el giro del viento simulado cerca del suelo es más gradual que el medido. En cuanto a la velocidad del viento, se simula bien en las capas más bajas (salvo a las 11 h del primer día). Se recoge también correctamente el chorro en la tropopausa, pero no se reproducen bien los cambios de pendiente del perfil en las capas intermedias.

4.7.4. Trayectorias

En la figura 4.7.15. se muestran las trayectorias simuladas de partículas emitidas a 8 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid.

Las partículas siguen en este caso una trayectoria muy sencilla, característica de la fuerza y persistencia del viento. La partícula emitida a 8 m de altura abandona el dominio del modelo por el noreste tras 14 h, a unos 50 m sobre el suelo. La partícula emitida a

100 m se mantiene igualmente en el flujo de bajo nivel y abandona el dominio en 8 h, por un punto algo más al sur que la anterior partícula. Esto último refleja lógicamente la leve cizalla del viento por rozamiento con el suelo.

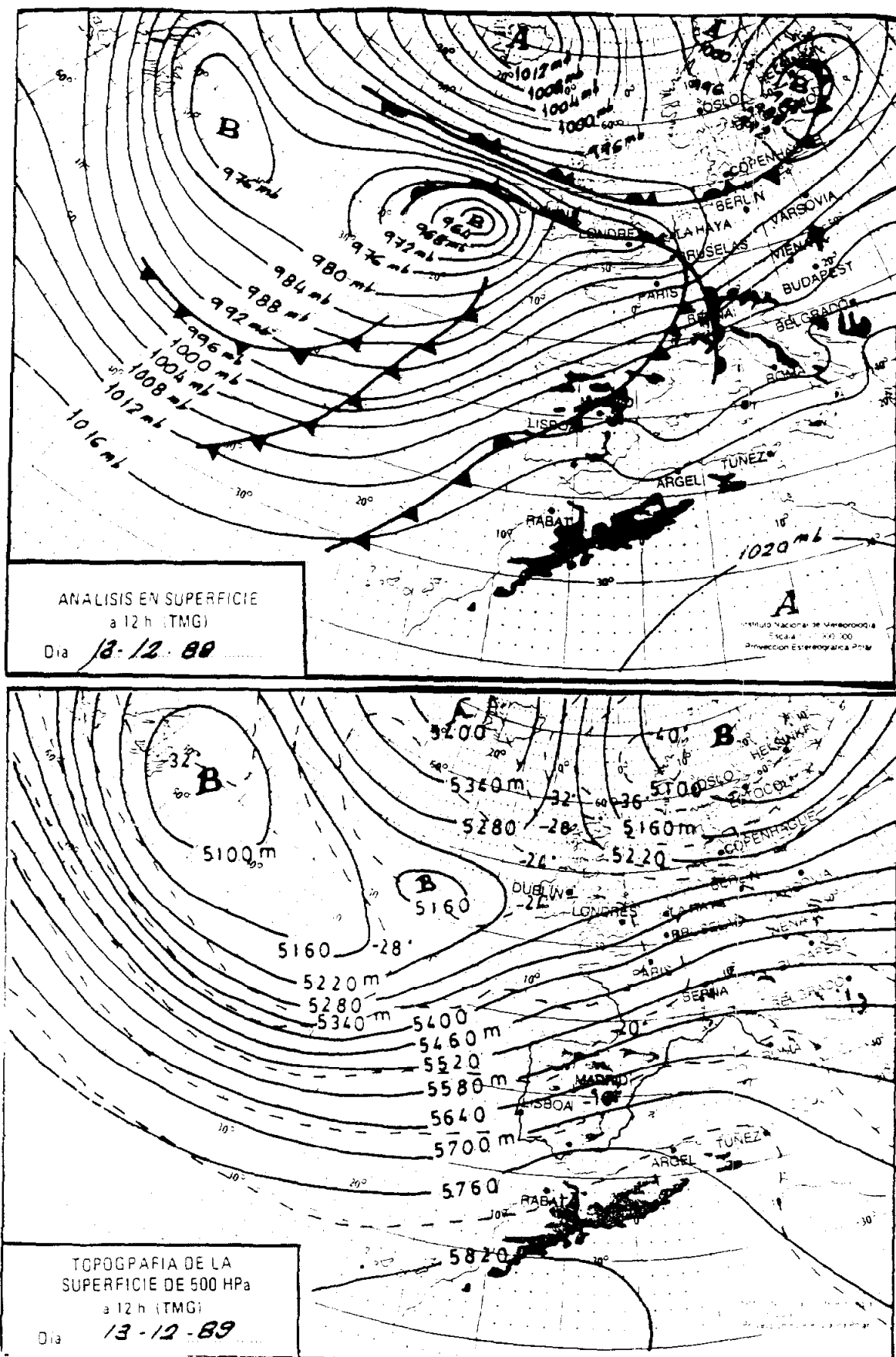


Figura 4.7.1. Análisis en superficie y topografía de 500 hPa a las 12 h del día 13-12-89

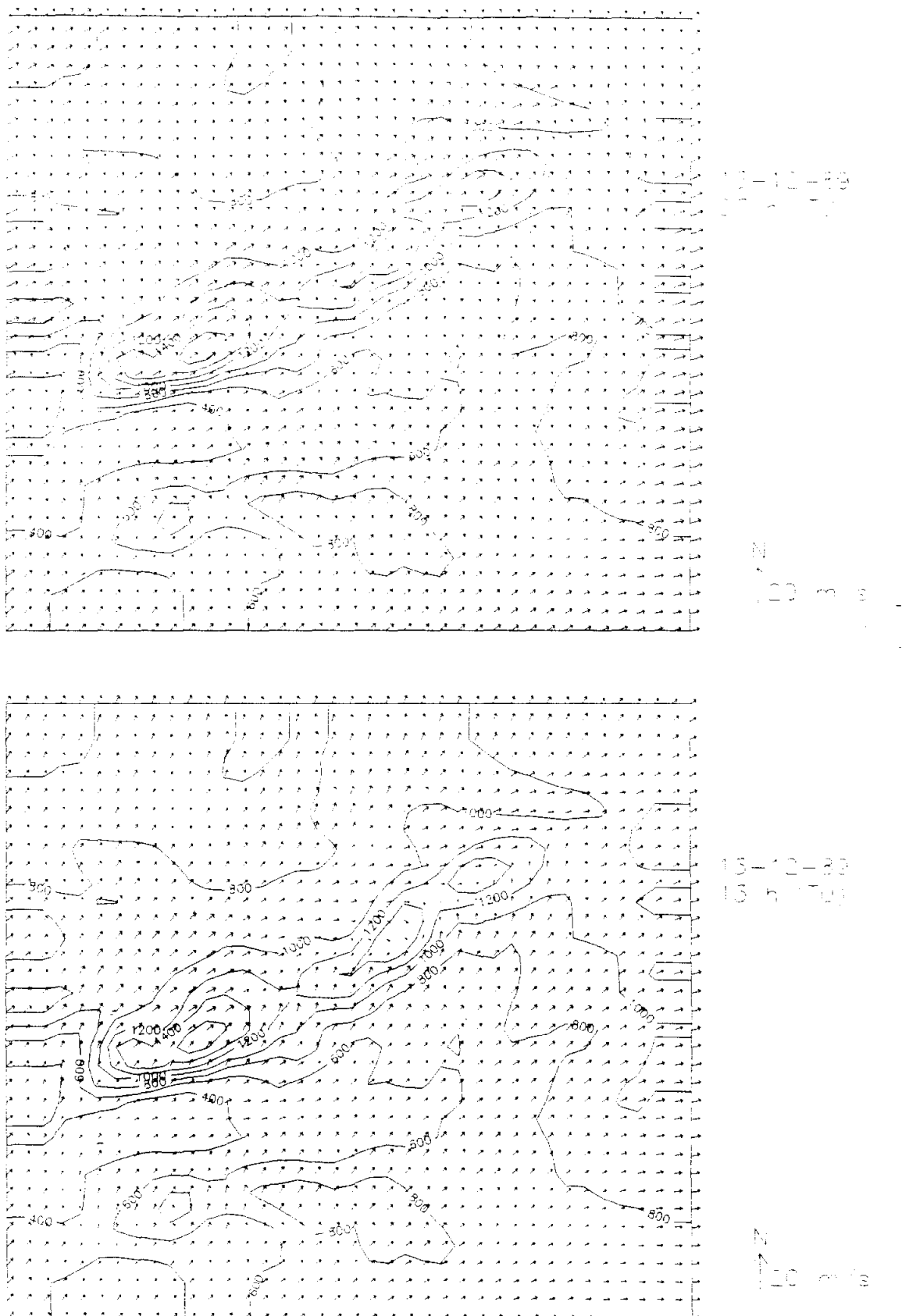


Figura 4.7.2. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 13-12-89

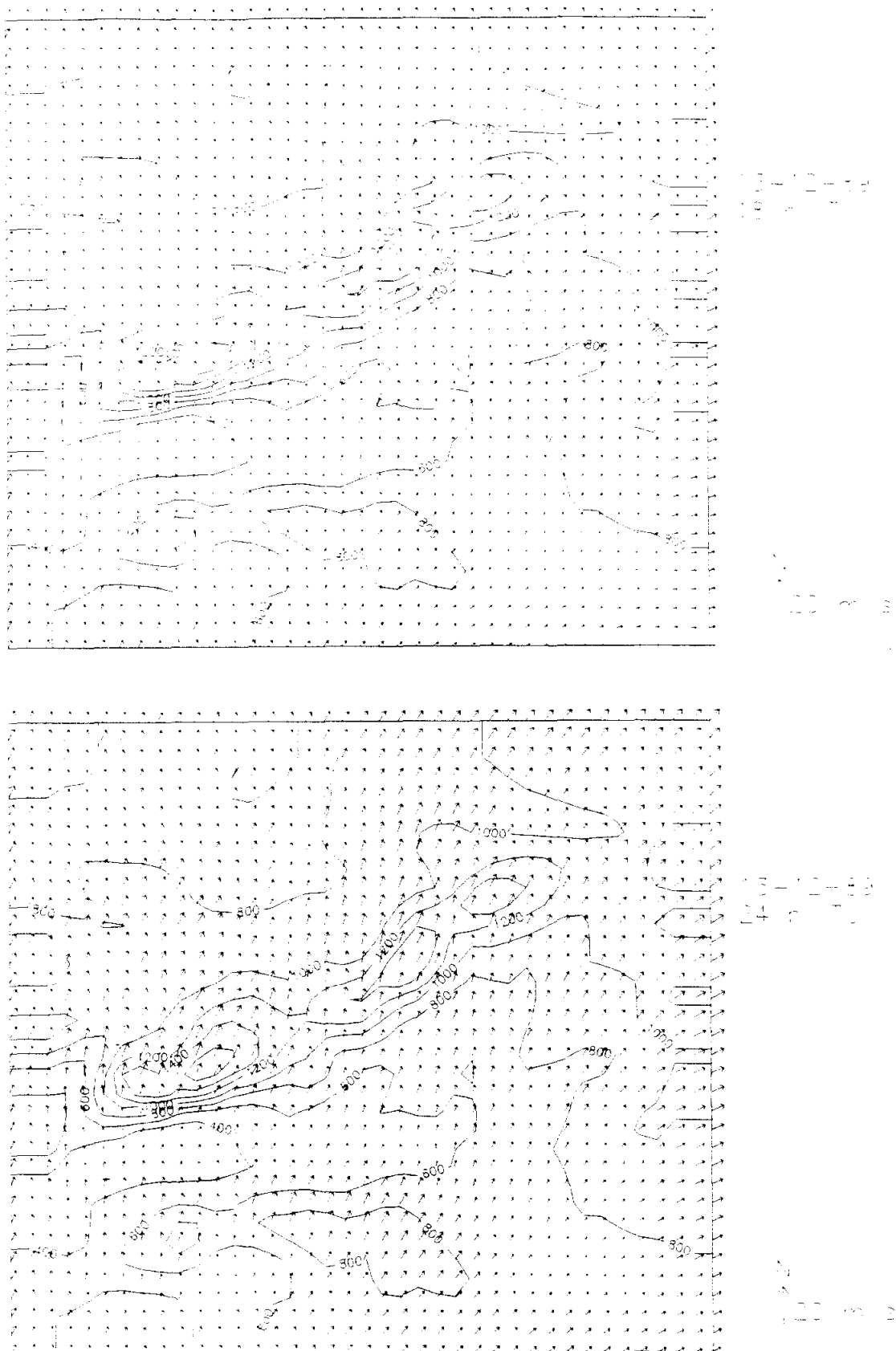


Figura 4.7.3. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 13-12-89

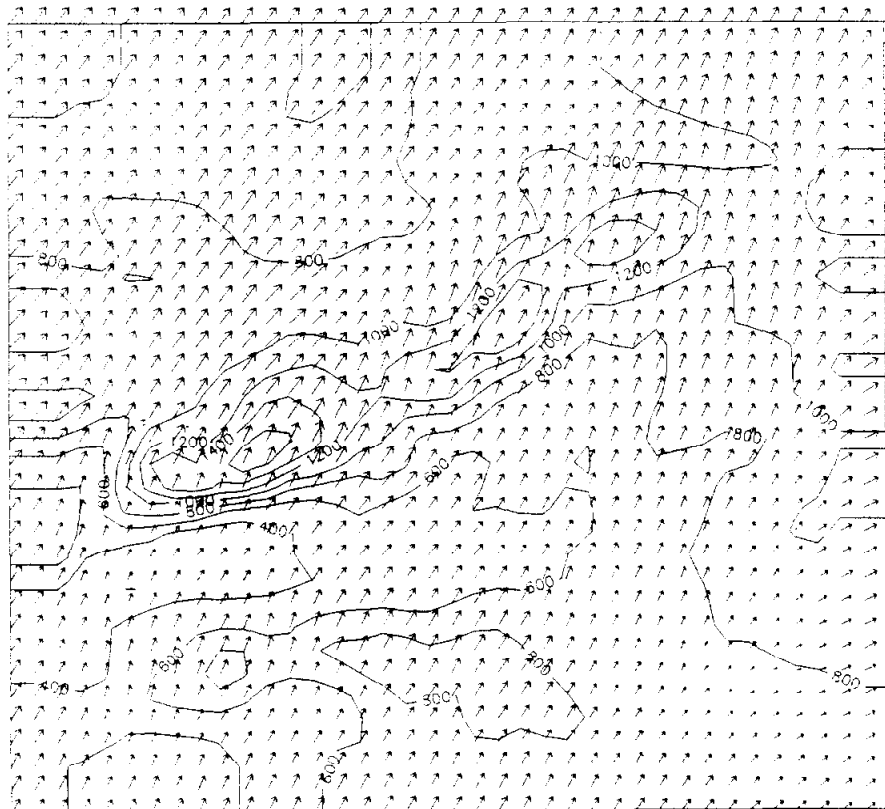
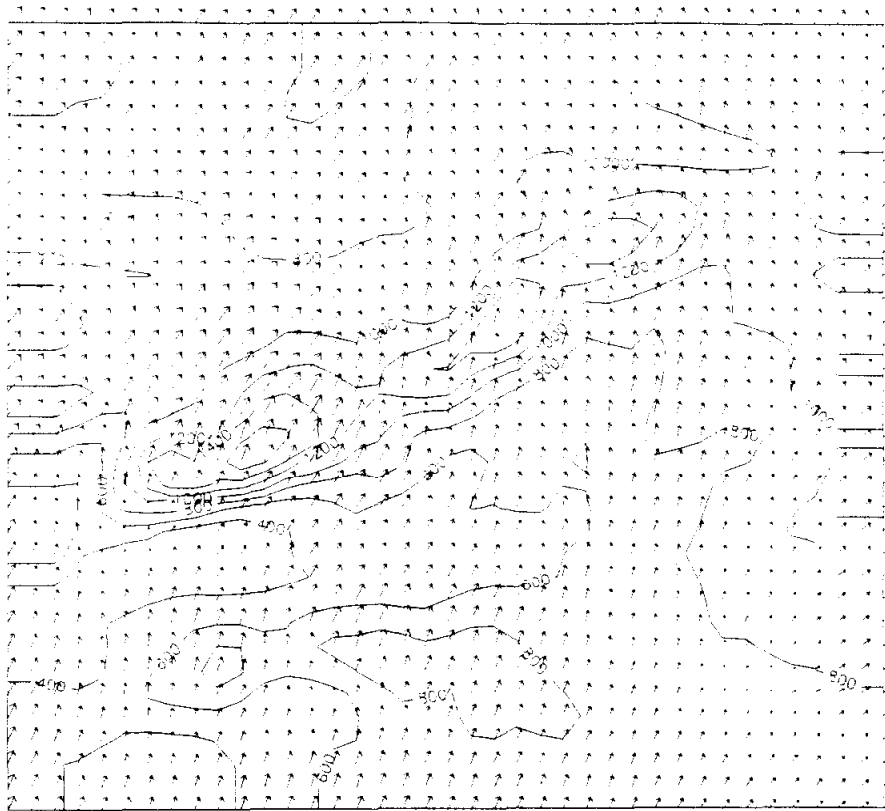


Figura 4.7.4. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 14-12-89

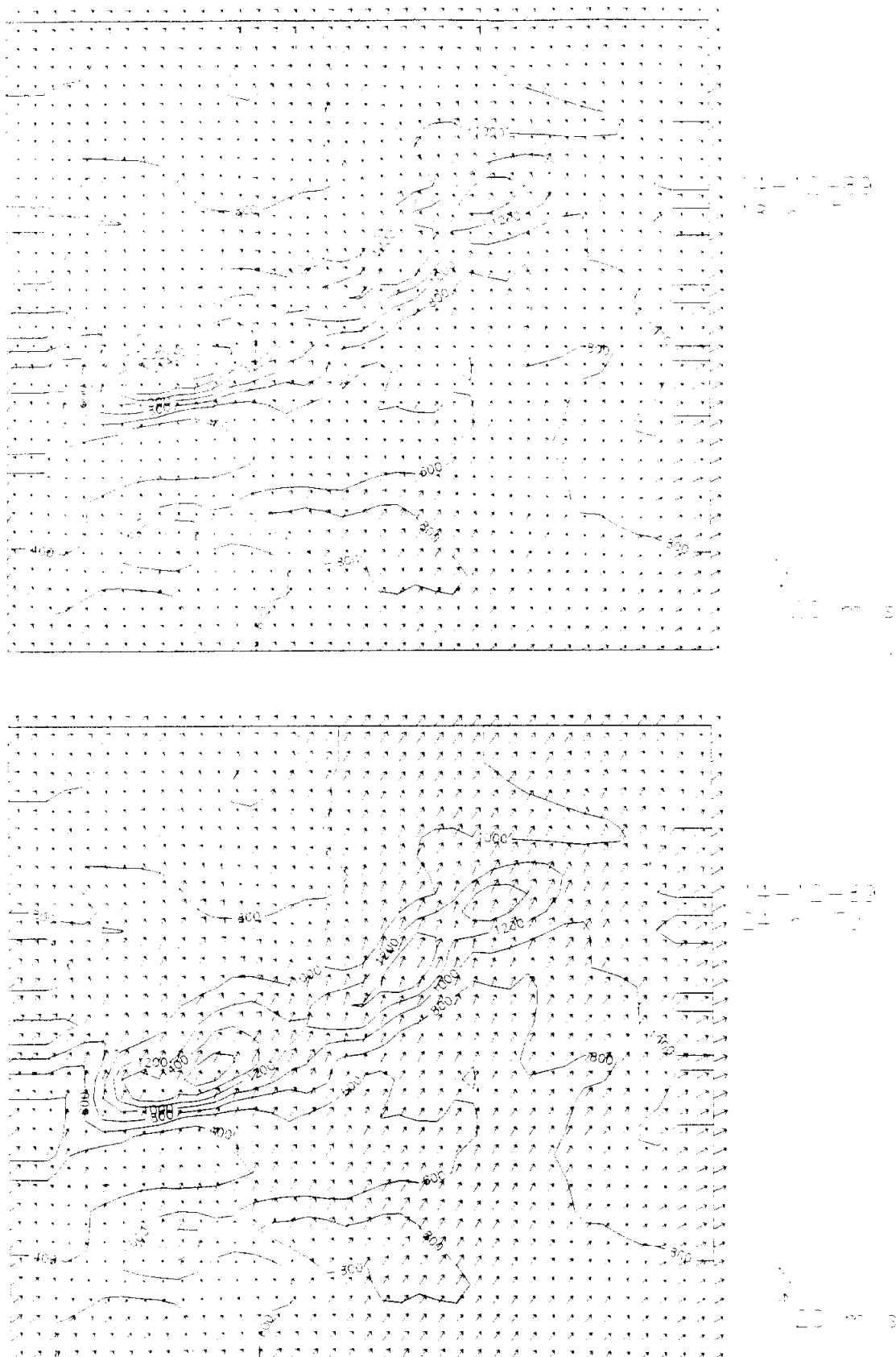
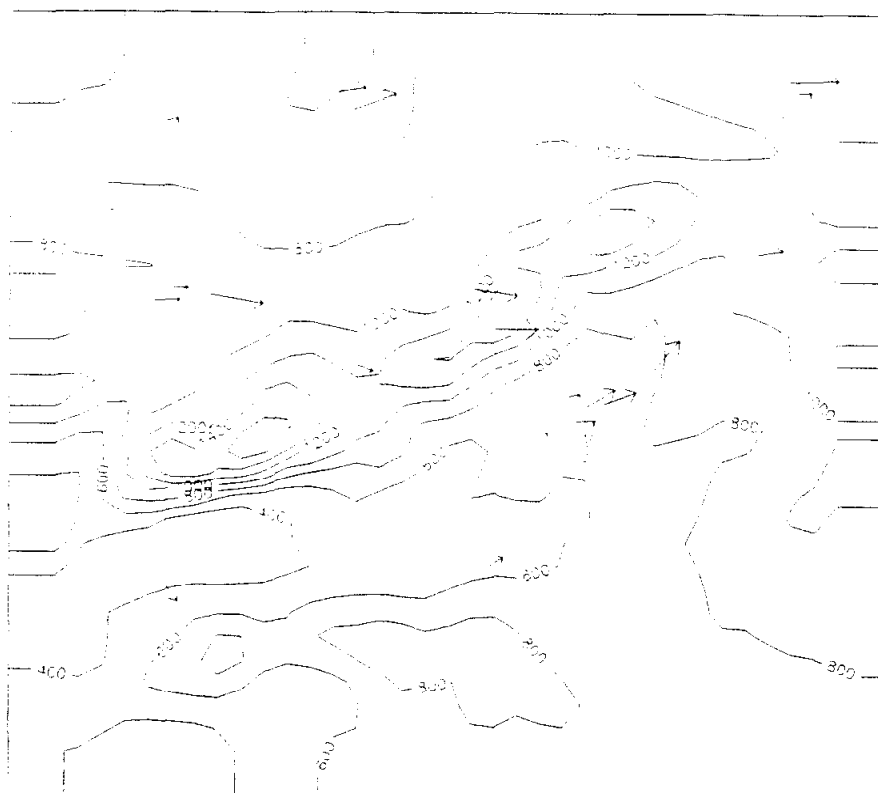
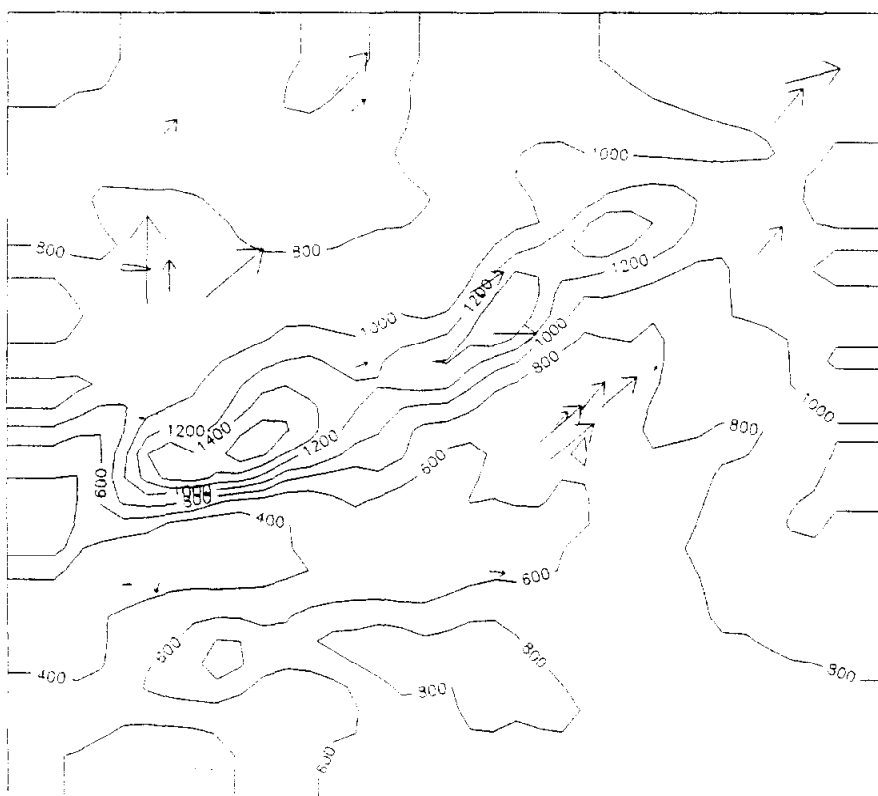


Figura 4.7.5. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 14-12-89



13-12-89
7h

N
5 km



13-12-89
13h

N
5 km

Figura 4.7.6. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 13-12-89

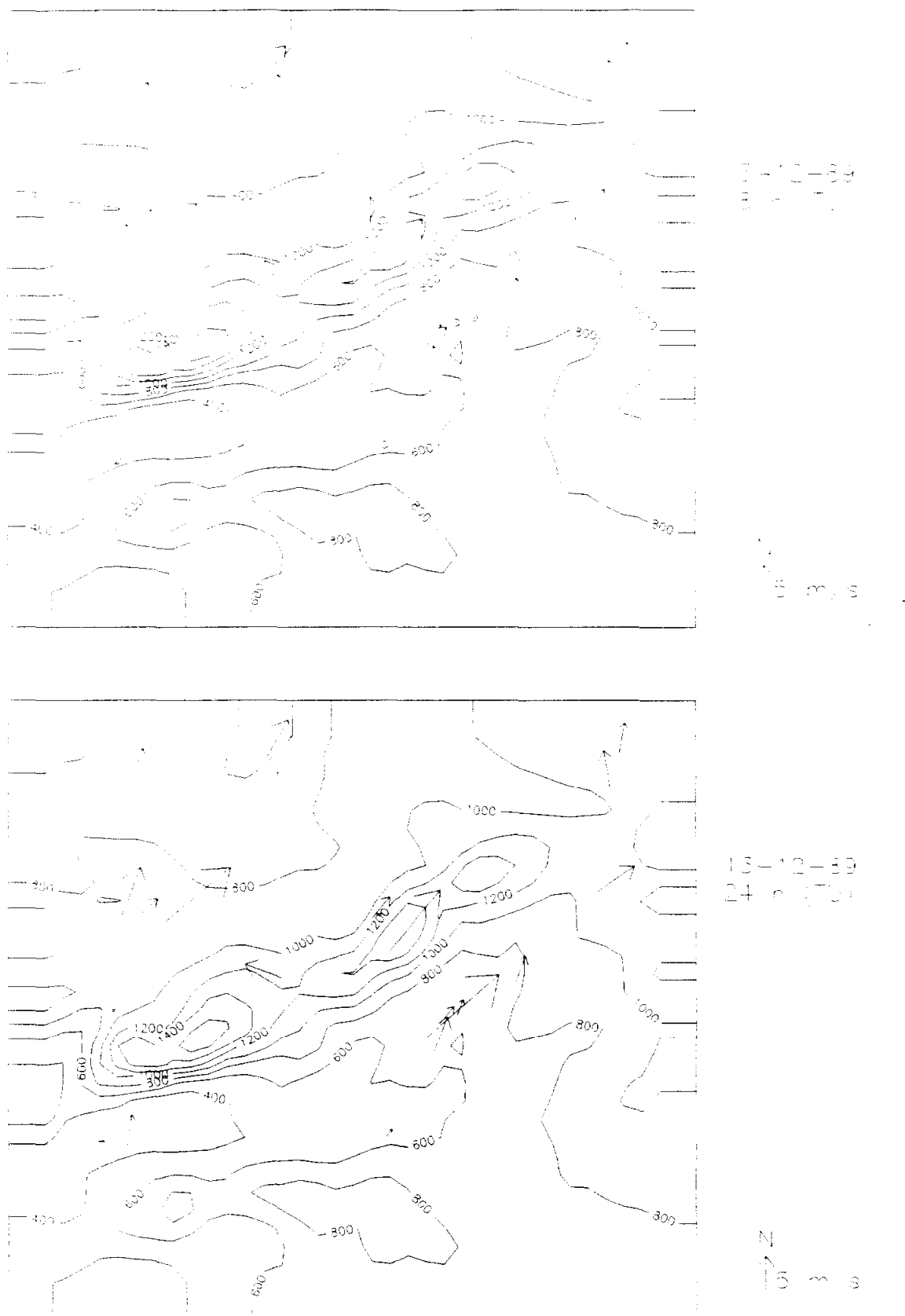
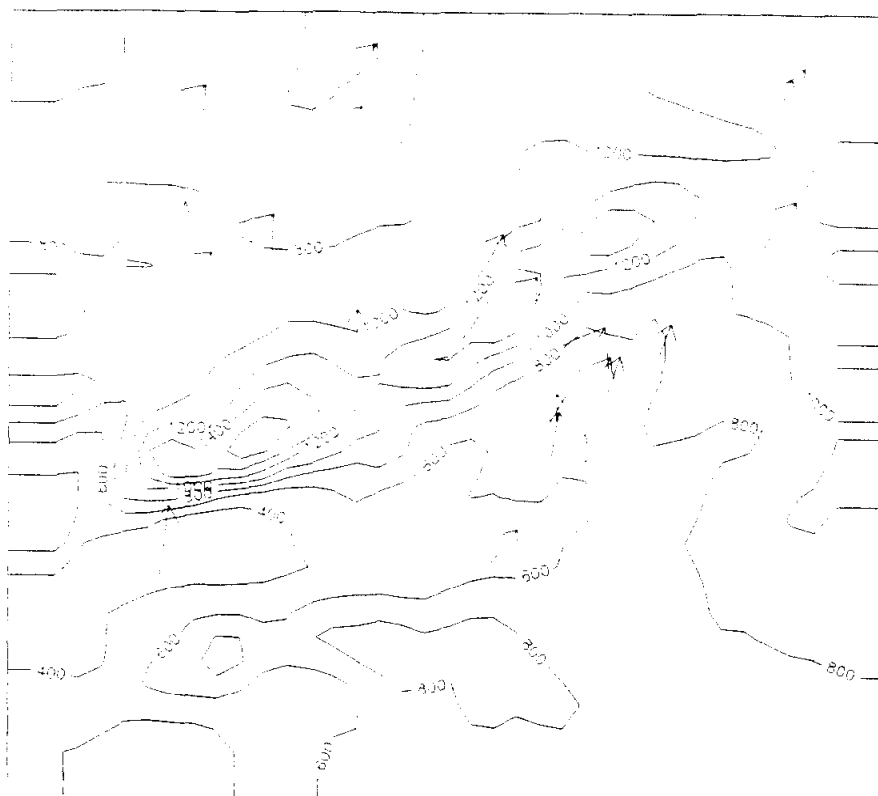
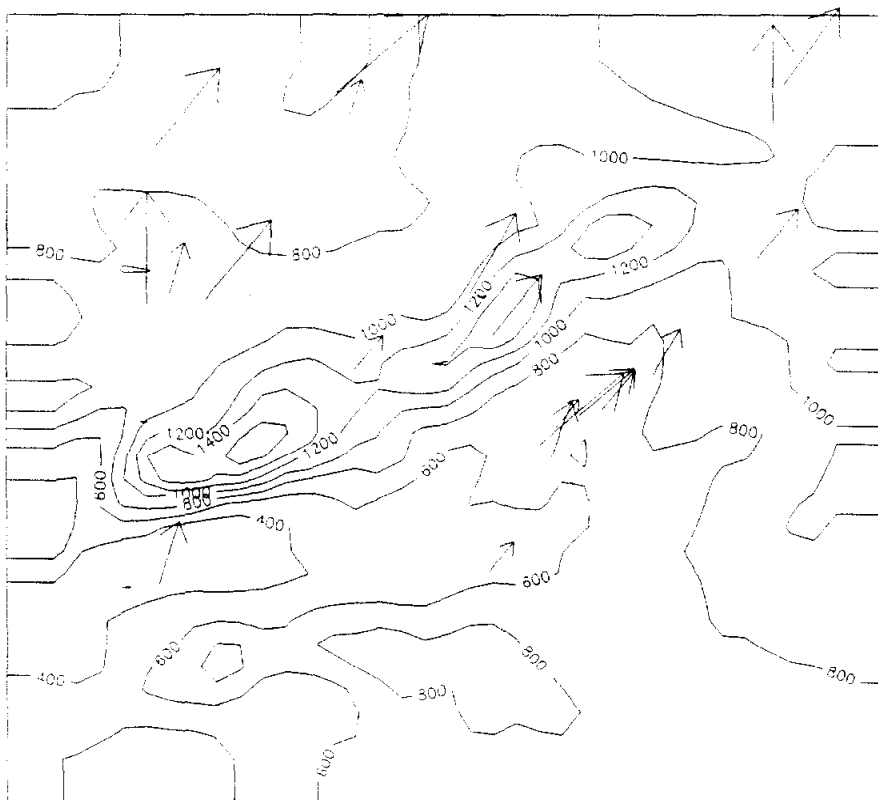


Figura 4.7.7. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 13-12-89



14-12-89
7h

U
m
s



14-12-89
13h

U
m
s

Figura 4.7.8. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 14-12-89

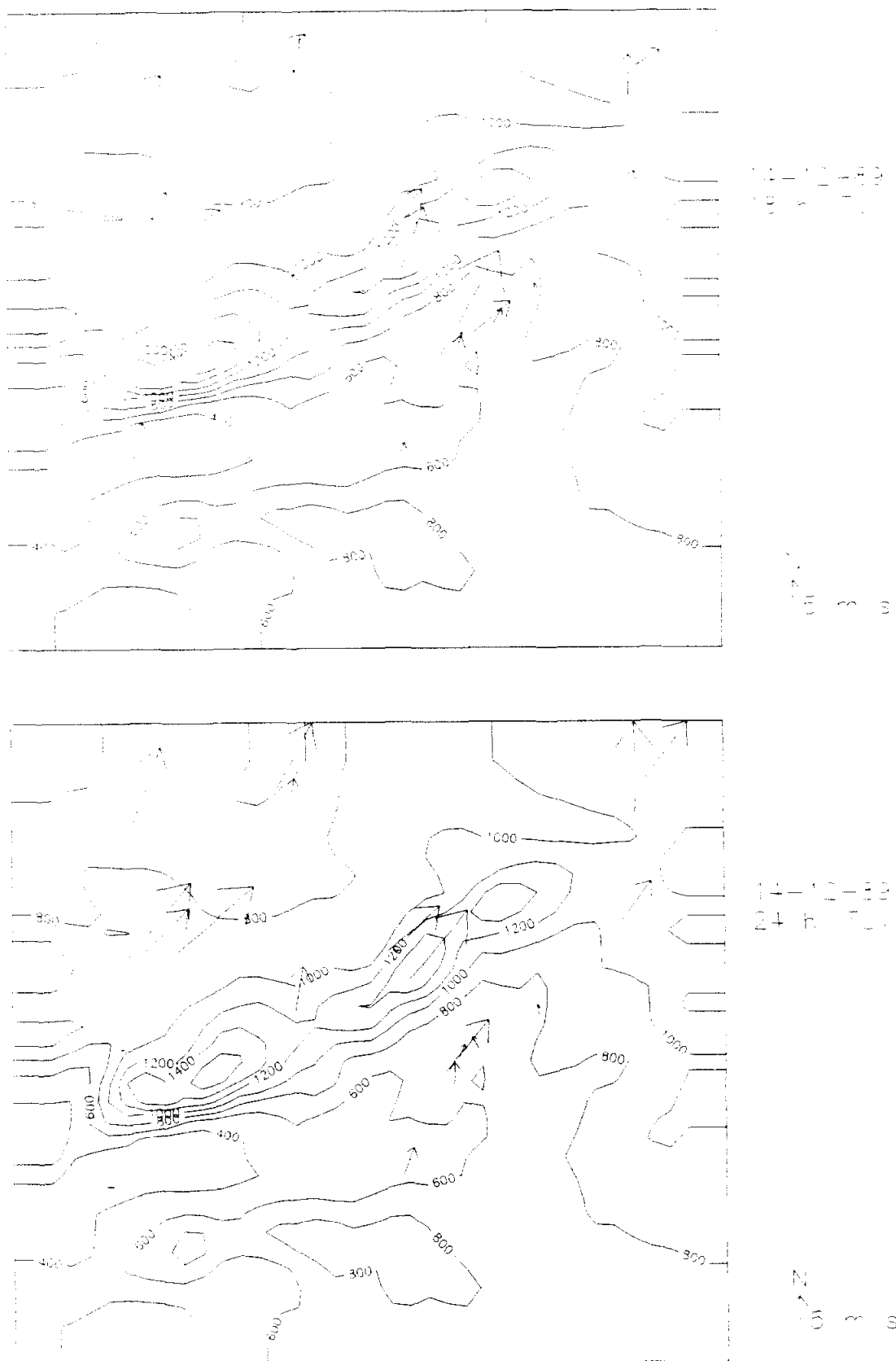
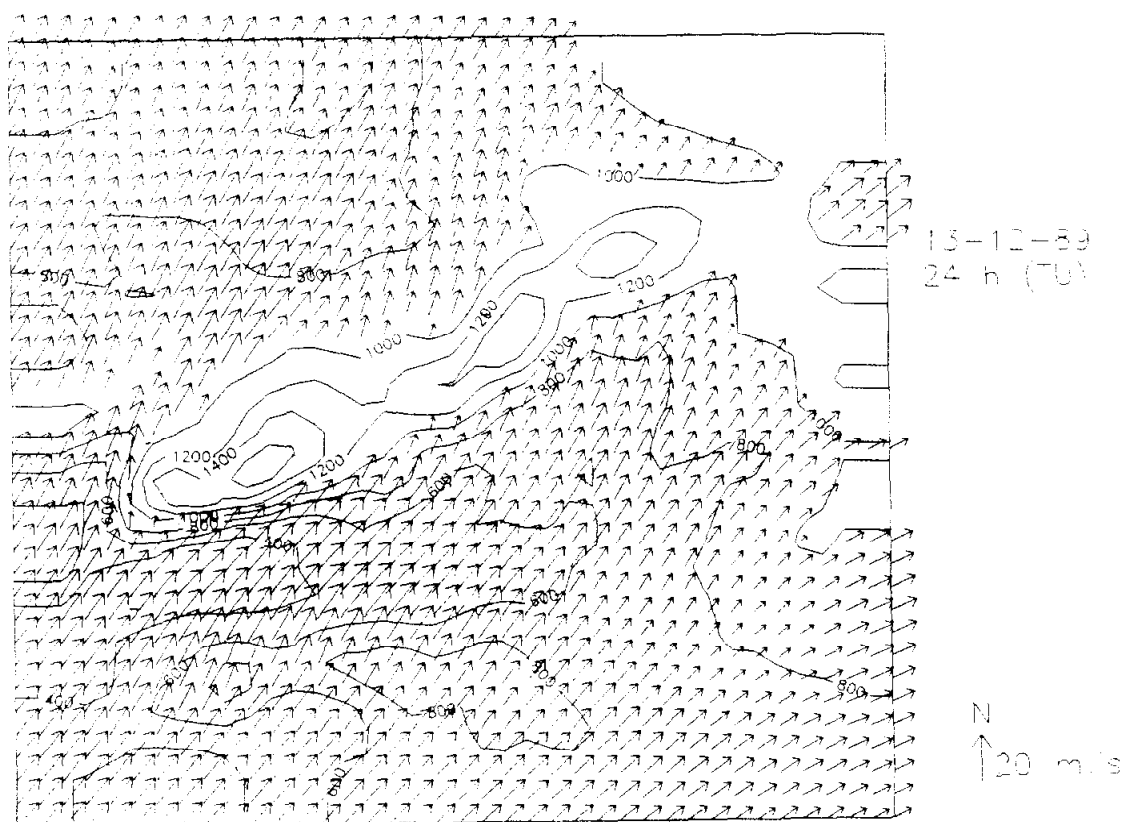
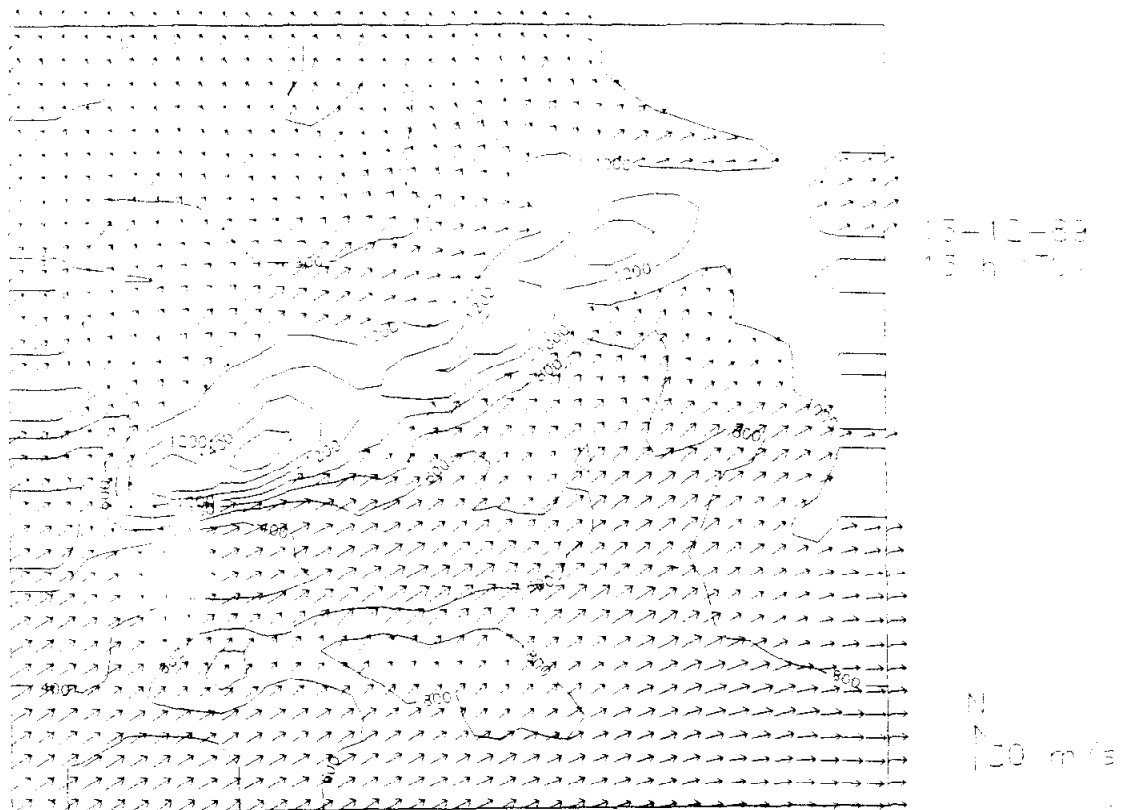
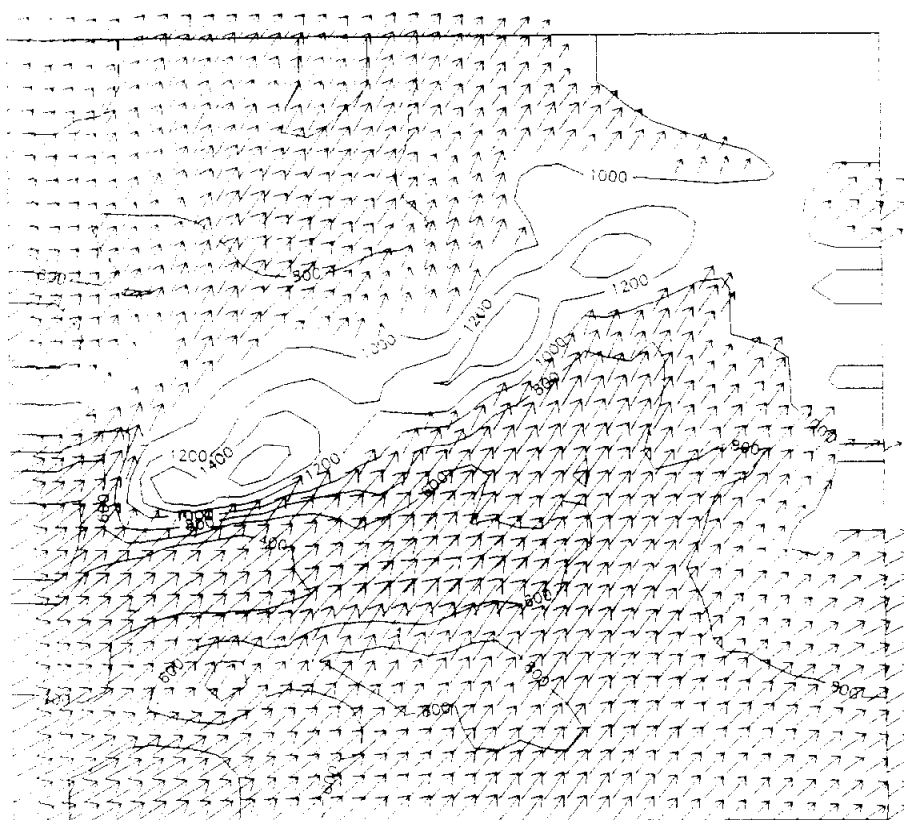
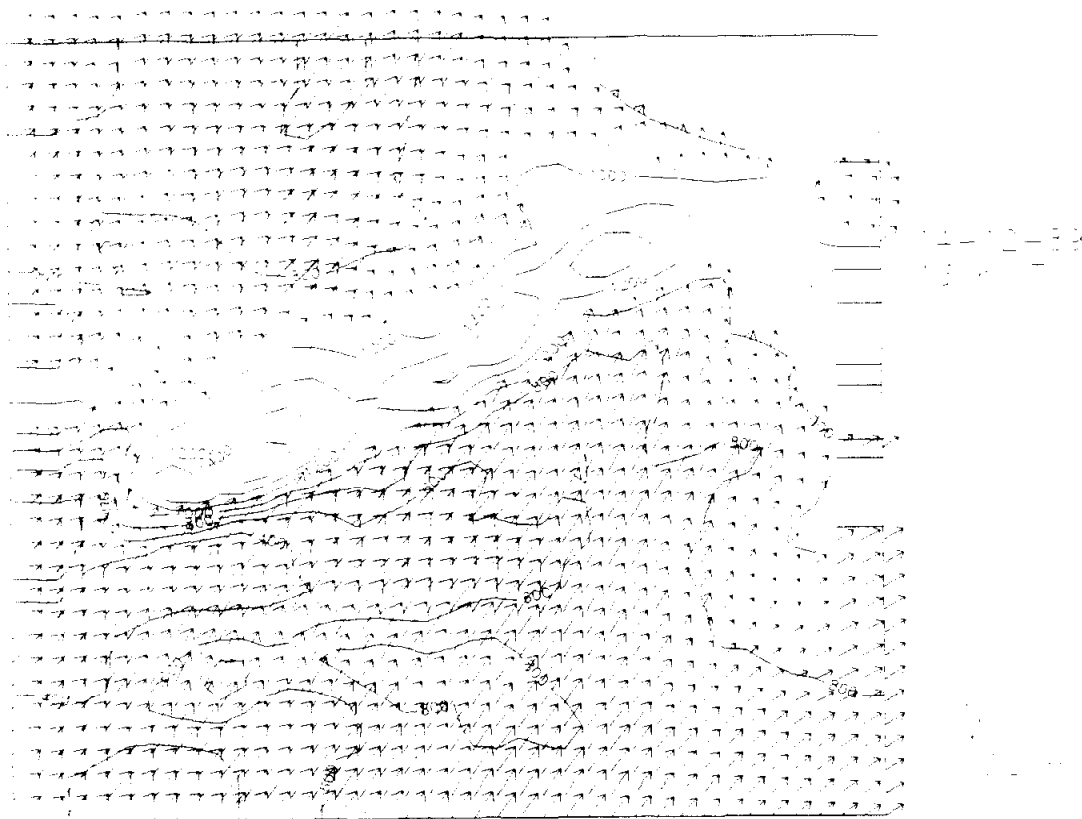


Figura 4.7.9. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 14-12-89



**Figura 4.7.10. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 13-12-89**



**Figura 4.7.11. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 14-12-89**

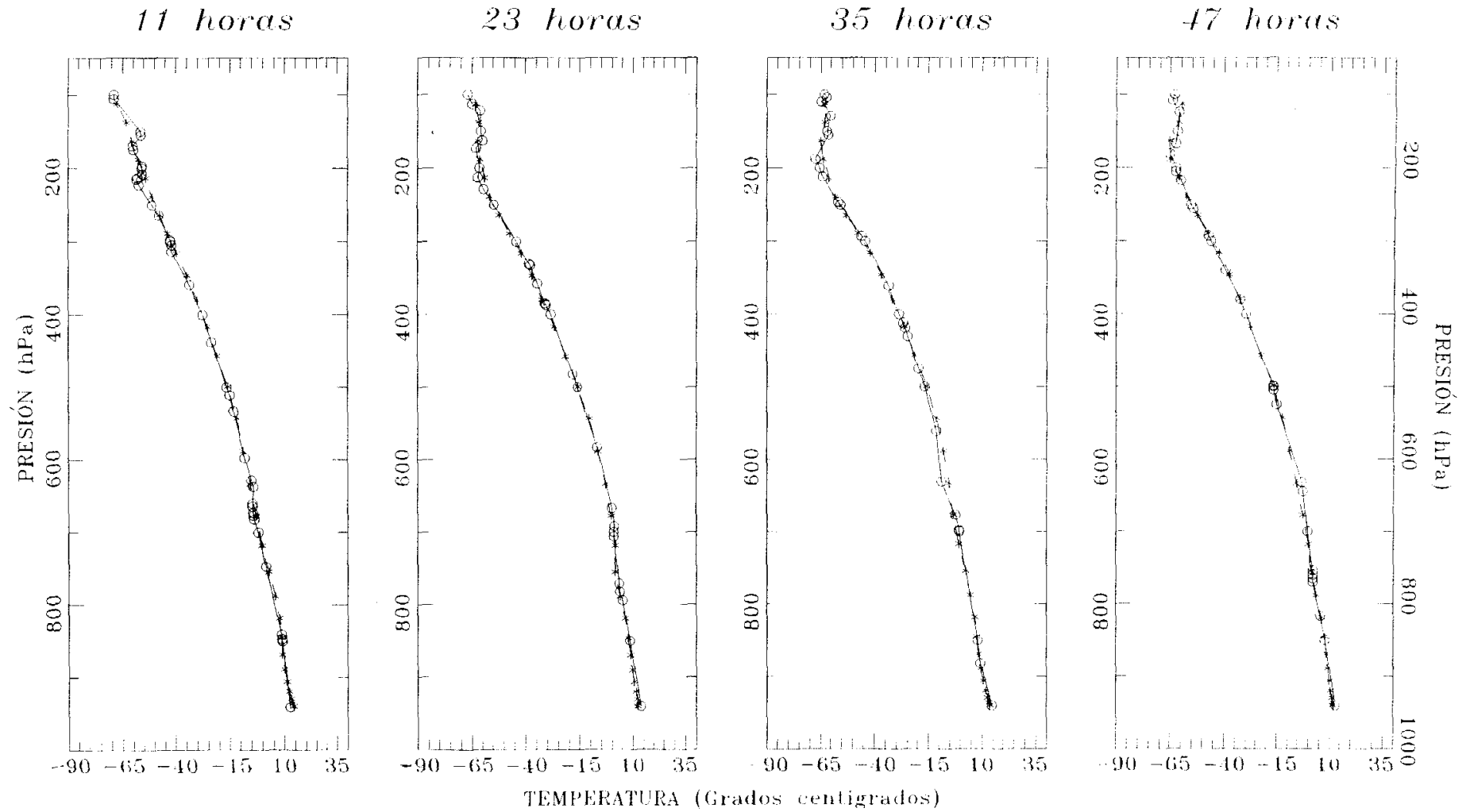


Figura 4.7.12. Perfiles verticales de temperatura observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 11, 23, 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

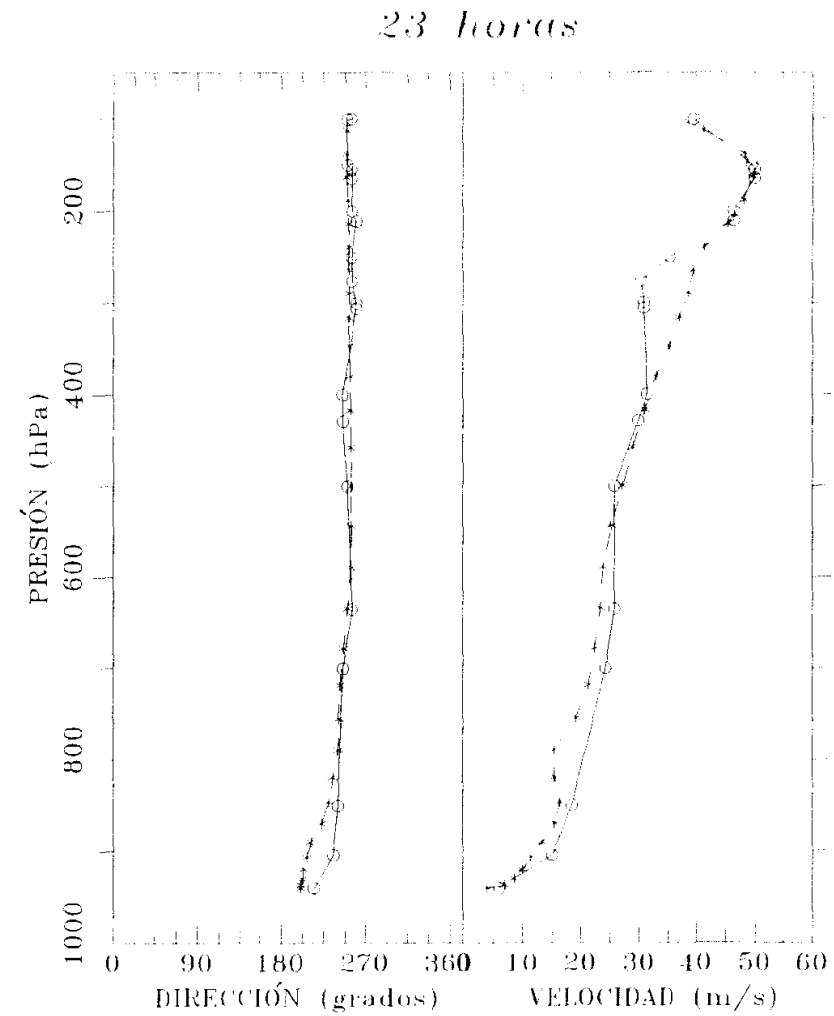
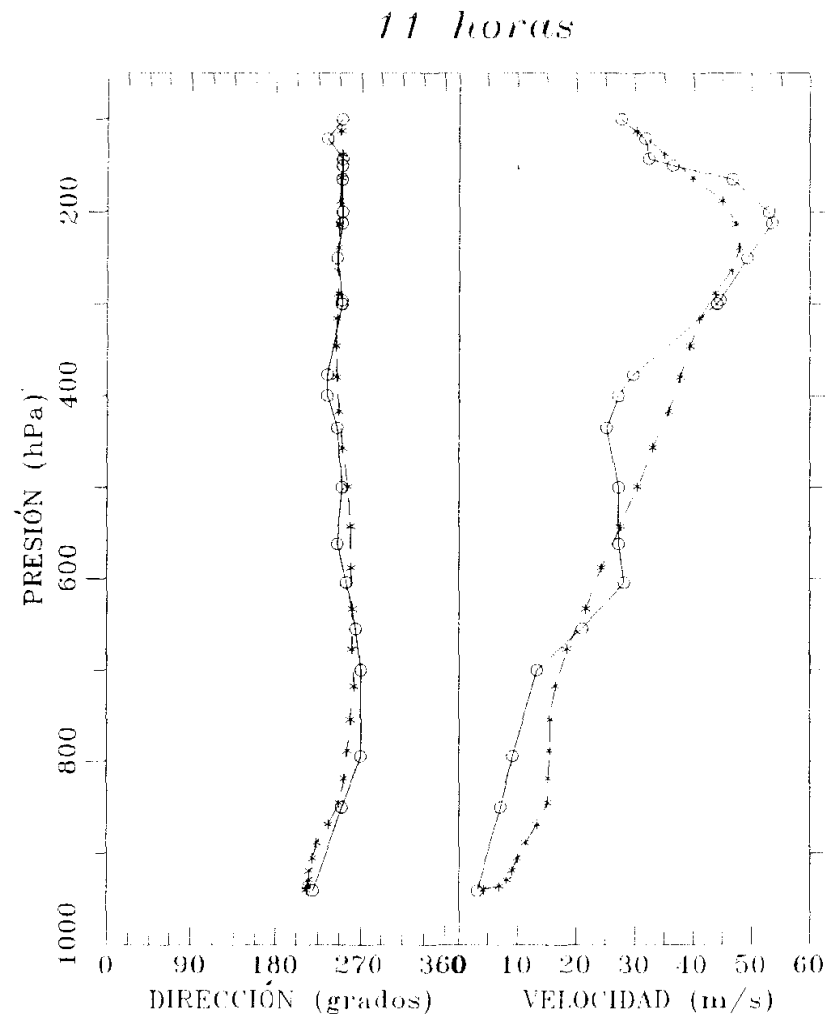


Figura 4.7.13. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 11 y 23 h desde el inicio de la simulación.

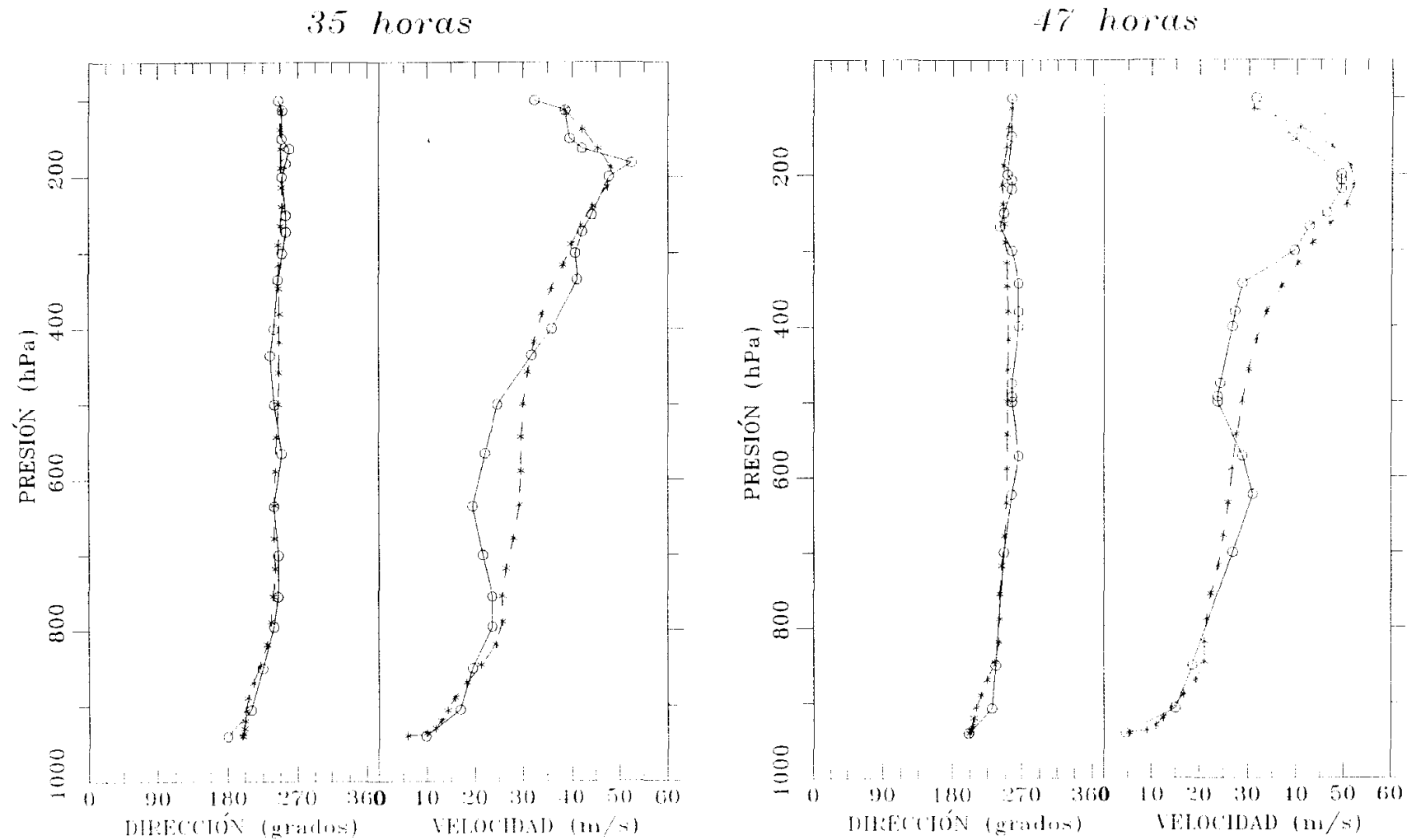


Figura 4.7.14. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

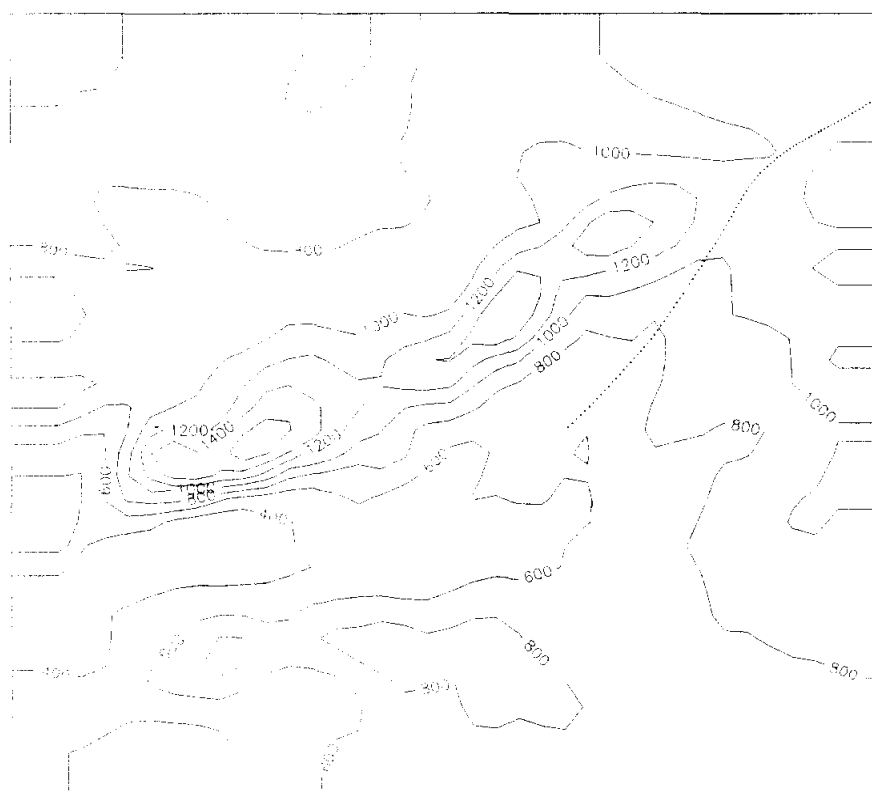
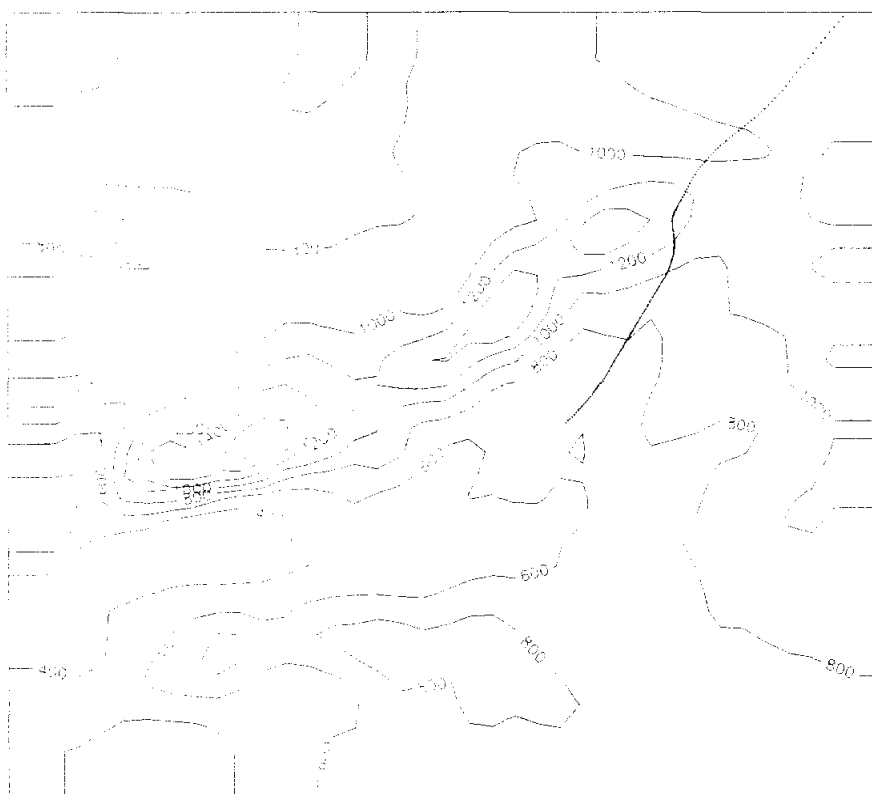


Figura 4.7.15. Trayectorias de partículas emitidas a 7 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid seis horas después del inicio de la simulación

4.8. Bajas presiones entre las Islas Británicas y el norte de la Península Ibérica

Se ha escogido el episodio del 8-12-1990 a las 0 h (TU) al 10-12-1990 a las 0 h (TU). En las figuras 4.8.1. y 4.8.2. se muestran los análisis en superficie a diversas horas y en 500 hPa a las 12 h de ambos días. El primer día existe a mediodía una baja en superficie centrada cerca del canal de La Mancha, con un frente frío que ha penetrado por el noroeste de la Península y se está acercando a Madrid. Antes del paso del frente el flujo geostrófico es del oeste-suroeste, mientras que tras el paso del frente al final del primer día el flujo geostrófico es del norte. La situación en superficie va evolucionando de tal forma que a las 6 h del día siguiente existen dos centros de bajas presiones, uno sobre el canal de La Mancha y otro sobre el golfo de León. A lo largo del segundo día las bajas presiones se van situando de tal forma que el flujo geostrófico gira hacia dirección noroeste.

En altura existe ambos días una baja cerrada centrada sobre el canal de La Mancha: la masa de aire en altura es muy fría (con unas temperaturas de hasta -40°C en el primer día al sur de Irlanda), y el segundo día afecta plenamente a los dos tercios norte de la Península. El flujo geostrófico en altura sobre la zona centro es de dirección variable, tanto temporal como espacialmente, con predominio de la componente oeste.

El primer día la nubosidad es muy abundante en toda la zona, mientras que el segundo se abren algunos claros. Se producen precipitaciones en toda la zona, más abundantes en el Sistema Central.

4.8.1. Datos observados disponibles

- Estaciones climatológicas: Madrid-Retiro, Madrid-Barajas, Cuatro Vientos, Getafe, Torrejón, Navacerrada, Guadalajara, Toledo, Matacán, Barbadillo, Avila, Segovia, Zamora, Lubia, Valladolid, Villanubla y Soria.

- Estaciones automáticas: Aranjuez, Avila, Guadalajara, Madrid-Retiro, Navacerrada, Salamanca, Segovia, Sigüenza, Soria, Talavera, Valladolid y Yebes.

- Centrales eléctricas: Almaraz y Trillo.

- Sondeos: Barajas.

4.8.2. Campos de viento

4.8.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones

En las figuras 4.8.3. a 4.8.6. se pueden ver los mapas de viento en superficie simulado

de los días 8 y 9 de Diciembre de 1991 a las 7, 13, 18 y 24 h (TU), mientras que en las figuras 4.8.7. a 4.8.10. se muestran las correspondientes observaciones de viento en superficie. En la tabla XIII se muestra la distribución observada de la dirección del viento en superficie por cuadrantes y los recorridos observado y simulado del viento durante ambos días.

Se comentan a continuación los aspectos más destacados del flujo simulado y su grado de concordancia con el observado:

- Meseta madrileña, valle del Henares y La Alcarria: El flujo simulado es inicialmente muy débil del sur y va girando a lo largo del primer día hacia dirección oeste. La velocidad del viento aumenta hasta las 18 h (momento en que tiene valores en torno a los 5 m/s), para disminuir posteriormente. El segundo día se inicia a las 7 h con viento débil del SO en la meseta madrileña y del oeste en el valle del Henares y La Alcarria. A mediodía el viento es variable en dirección (entre oeste y noroeste) y fuerza. Posteriormente se establece un flujo más homogéneo en la zona, con vientos de direcciones entre oeste-suroeste y oeste al final del día.

Las observaciones confirman lo esencial de la evolución durante el primer día, con vientos muy débiles de dirección sur a las 7 h que se intensifican posteriormente al tiempo que van girando en el sentido de las agujas del reloj. Sin embargo, el viento es más fuerte a las 13 h que a las 18 h, y al final del día sopla del NO, más que del oeste. A las 7 h del segundo día el viento medido efectivamente se ha debilitado y aumenta de fuerza posteriormente, en consonancia con lo simulado. Aunque a las 13 h el flujo observado es más homogéneo en dirección y con mayor componente norte que el simulado, luego va girando en dirección contraria a las agujas del reloj al igual que el simulado. Al final del episodio la coincidencia entre flujo simulado y observado es buena. Por otro lado, se observa un aumento de la fuerza media del viento en el segundo día en comparación con el primero, que no es reproducido por la simulación, como se deduce de los recorridos observado y simulado.

- Sistema Central: El viento simulado es del tercer cuadrante a las 7 y 13 h, y va girando durante el resto del primer día al cuarto cuadrante. A las 13 h de este día se aprecia además una línea de convergencia por las laderas norte. A lo largo del segundo día el flujo se hace más intenso (con vientos de hasta 9 m/s al final); a las 24 h tiene además mayor componente oeste.

La correspondencia con las medidas es buena en general. En las tres estaciones

disponibles (Avila, Segovia y Navacerrada) el viento gira durante el primer día del tercer cuadrante al cuarto, en consonancia con lo simulado, aunque el giro parece retrasarse algo en la simulación. Durante el segundo la coincidencia entre ambos flujos es importante, y se reproduce en la simulación cierto aumento de la velocidad media en Avila y Segovia respecto al primer día, aunque menor que el observado. Un aspecto que se recoge particularmente bien es la diferencia en dirección entre Avila y Segovia: en Avila se produce cierta canalización del flujo por el paso de montaña y el viento es más del NO, mientras que en Segovia se produce cierta desviación del flujo y el viento es más del oeste. Las mayores divergencias se dan en Navacerrada, donde el viento observado es bastante más débil que el simulado; durante el segundo día el recorrido observado es incluso menor que el primer día, y el menor de todas las estaciones disponibles.

- Montes de Toledo: El flujo inicial de componente sur gira a dirección oeste-noroeste a lo largo de la tarde-noche del primer día. El segundo día amanece con viento débil del oeste-noroeste, que va aumentando de fuerza y gira al final del día a oeste-suroeste.

- Valle del Tajo: El flujo simulado a las 7 h del primer día es débil o muy débil de componente sur. A las 13 h ha aumentado algo la fuerza del viento, y éste es de dirección suroeste salvo al sur de Gredos donde tiene mayor componente oeste. La dirección oeste se extiende por el valle a las 18 h, y al final del primer día el viento se ha debilitado y es de dirección oeste salvo al sur de Gredos, donde por efecto de un vórtice predomina la dirección suroeste. Esta situación se mantiene a las 7 h del día siguiente. A las 13 h aumenta la velocidad del viento, y el vórtice se desplaza ligeramente hacia el este, de forma que por la boca del valle el viento pasa a ser del NO. Posteriormente la dirección del flujo simulado se hace más homogénea, y al final del segundo día el flujo es del O-SO en todo el valle, con velocidades de hasta 6 m/s.

Las medidas disponibles (Almaraz, Talavera, Toledo y Aranjuez) coinciden bastante bien con la evolución simulada descrita. A las 13 h del segundo día existen incluso indicios de que existe efectivamente un vórtice al sur de Gredos y de que la situación simulada es correcta: el viento es del NO en Almaraz y del SO en Talavera, que es el único punto de medida con esa dirección en ese momento. Para confirmarlo harían falta obviamente más medidas. La principal discrepancia es que no se recoge en la simulación el aumento de velocidad media observado el segundo día en Toledo.

- Meseta norte: El viento simulado inicial del SO va siendo sustituido progresivamente

por viento del oeste conforme pasa el frente frío. El flujo se debilita algo por el oeste de la zona al final del primer día. Durante el segundo día el viento va girando a dirección NO hasta mediodía, al tiempo que aumenta de fuerza. Posteriormente gira en sentido contrario, pasando a ser del O-SO al final del día. Por otro lado, tanto a las 18 h como a las 24 h de este segundo día el flujo es más fuerte (hasta 7 m/s) en la cuenca alta del Duero que en el resto de la meseta norte.

Las observaciones disponibles confirman la evolución descrita del flujo en prácticamente todos sus aspectos. Como excepción cabe decir que no se deduce claramente de las medidas el hecho de que al final del episodio el flujo sea más fuerte en la cuenca alta del Duero que en el resto de la meseta. Las principales divergencias se dan en la fuerza del viento: mientras que en Valladolid la correspondencia entre el recorrido observado y el simulado es buena (aunque el segundo día el recorrido observado de 7 h a 7 h en la cercana estación de Villanubla es bastante mayor), en las estaciones salmantinas el flujo simulado es más débil que el observado y además no se capta el aumento de velocidad media de un día a otro.

Estación	Frecuencia de dirección de viento observado (h)					Recorrido (km)	
	1 ^{er} c.	2 ^o c.	3 ^{er} c.	4 ^o c.	Cal.	Obs.	Sim.
Retiro	0.0	2.5	6.0	9.0	6.5	146	303
	0.0	0.0	2.0	22.0	0.0	296	318
Barajas	0.0	0.0	6.5	6.5	11.0	-	-
	1.5	0.0	4.5	17.0	1.0	-	-
Cuatro Vientos	0.2	3.2	11.3	4.2	5.1	* 245	311
	0.0	0.0	14.0	10.0	0.0	* 430	320
Getafe	0.0	0.0	5.0	10.0	9.0	-	-
	0.0	0.0	17.0	7.0	0.0	-	-
Navacerrada	0.0	0.0	10.0	14.0	0.0	249	458
	1.0	0.0	0.0	23.0	0.0	187	641
Guadalajara	6.5	2.5	7.0	5.0	3.0	* 128	303
	0.5	1.0	10.0	9.5	3.0	* 296	282
Toledo	0.0	0.0	2.5	9.5	12.0	256	357
	0.5	0.0	0.0	16.0	7.5	411	349
Matacán	0.0	1.0	18.0	5.0	0.0	424	337
	0.0	0.0	15.0	9.0	0.0	600	341
Barbadillo	0.0	0.0	13.0	11.0	0.0	368	301
	0.0	0.0	11.5	12.5	0.0	492	323
Avila	0.0	2.2	8.5	13.3	0.0	212	357
	0.0	0.0	0.3	23.7	0.0	382	456
Segovia	0.0	1.5	15.6	6.9	0.0	* 393	362
	0.0	0.0	7.6	16.0	0.4	* 586	400
Zamora	0.0	0.0	21.0	0.0	3.0	* 158	-
	0.0	0.0	21.5	2.5	0.0	* 291	-
Lubia	0.5	3.0	13.5	7.0	0.0	323	-
	0.0	0.0	12.0	12.0	0.0	597	-
Villanubla	0.0	0.0	8.2	15.8	0.0	* 310	-
	0.0	0.0	5.5	18.5	0.0	* 726	-
Valladolid	0.7	0.2	9.8	13.3	0.0	248	320
	0.0	2.1	6.7	15.2	0.0	374	364

TABLA XIII. Distribución de viento observado por cuadrantes, recorrido observado (* indica de 7 h a 7 h, en vez de 0 a 24 h) y recorrido simulado en los días 8-12-1990 y 9-12-1990

4.8.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa

Los mapas de viento simulado a las 13 y 24 h de ambos días en la superficie de 900 hPa se muestran en las figuras 4.8.11. y 4.8.12.

El viento en la superficie de 900 hPa sigue muy fielmente la evolución del viento en superficie, con la excepción destacable de que a las 24 h del primer día no aparece en este nivel el vórtice simulado en superficie al sur de Gredos. La fuerza del viento aumenta considerablemente al final de la simulación, llegándose a alcanzar 20 m/s en el valle del Tajo, al sur de Gredos. Como detalle de interés, cabe destacar la amplitud del terreno que queda por encima de la superficie de 900 hPa y en la que, por lo tanto, no aparece viento en los gráficos; esto es naturalmente un reflejo de las bajas presiones que afectan a la Península. Si se observan las áreas sin viento atentamente, se puede deducir además la evolución de la presión: cómo disminuye entre las 13 y las 24 h del primer día (momento en que los puntos más altos de los Montes de Toledo quedan por encima de la superficie de 900 hPa), y como aumenta de nuevo durante el segundo día. Estas tendencias de presión coinciden con los análisis en superficie, lo que confirma la buena transmisión de la información sinóptica por los contornos.

4.8.3. Comparación de la evolución temporal observada y simulada en algunos puntos seleccionados

En la figura 4.8.13. se presenta la evolución temporal del viento en Salamanca y Yebe, con el fin de mostrar el comportamiento del flujo ante el paso de un frente en un punto situado al norte y en otro situado al sur del Sistema Central.

En Salamanca el viento observado tiene inicialmente dirección S-SO y va girando a dirección SO; tras un salto a dirección NO a las 10 h (TU), que coincide con el cese de las precipitaciones, el viento gira de nuevo a dirección SO. El primer día termina con viento del oeste que se mantiene hasta el mediodía del día 9. El viento va girando posteriormente hasta dirección S-SO y al terminar la simulación a dirección O-SO. En la simulación se recogen correctamente los principales cambios de dirección: desde S-SO a las 3 h del primer día a oeste en torno a las 18 h de este mismo día, y el paso a dirección O-SO al final de la simulación. No se aprecia en la simulación en cambio el salto brusco de dirección en el momento del paso del frente, ni el giro a dirección S-SO en la tarde del segundo día. La correspondencia entre las velocidades observada y simulada es bastante

buena, especialmente durante el segundo día.

En Yebes el viento observado es inicialmente débil del S-SO y va girando gradualmente a O-SO al tiempo que aumenta de fuerza; el paso del frente poco antes de las 15 h del primer día se aprecia con claridad en el salto brusco a dirección O-NO y en la importante disminución de la velocidad del viento. En la simulación la dirección del viento comienza a cambiar desde S-SO a O-NO a las 15 h, pero lo hace de forma más gradual y sin variar su velocidad. El viento observado gira a dirección N-NO hacia las 24 h del primer día. Posteriormente toma dirección NO, y al final de la simulación O-NO. El viento simulado tras el paso del frente tiene mayor componente oeste que el observado, pero recoge bastante bien los cambios de dirección y velocidad a lo largo del segundo día.

4.8.4. Perfiles verticales de viento y temperatura

En las figuras 4.8.14. a 4.8.16. se muestran los perfiles de viento y temperatura en Barajas.

En los perfiles térmicos observados destaca la ausencia de capas estables en niveles bajos, con la excepción de una estrecha inversión nocturna basada en el suelo a las 23 h del primer día. Estos perfiles son bien reproducidos por la simulación, con la salvedad de que en el último sondeo el perfil simulado es más estable cerca del suelo que el observado. Un detalle de interés es el descenso de la tropopausa entre las 11 h del día 8 y las 11 h del día 9, lo que es coherente con la masa de aire polar que se va introduciendo en la Península.

En cuanto a los perfiles de viento observado, son destacables los cambios de velocidad del viento: entre las 11 h y las 23 h del primer día disminuye apreciablemente el viento por debajo de 700 hPa y aumenta en torno a la tropopausa, donde alcanza un valor de más de 60 m/s. A las 11 h del segundo día la velocidad del viento disminuye considerablemente en toda la atmósfera, al tiempo que por debajo de 500 hPa el viento gira a dirección NO; esto coincide con el acercamiento de la zona central de la depresión en altura hasta el centro de la Península. Posteriormente el viento aumenta considerablemente su velocidad en todos los niveles. Todos estos cambios son correctamente reproducidos por la simulación. Las mayores discrepancias se dan en la dirección del viento en los niveles más bajos: la simulación tiende a dar variaciones demasiado pequeñas de la dirección del viento en la capa límite, y a las 11 h del segundo día la dirección simulada del viento por debajo de 800 hPa difiere

bastante de la observada.

4.8.5. Trayectorias

En la figura 4.8.17. se muestran las trayectorias simuladas de partículas emitidas a 8 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid.

Se observan algunas diferencias entre ambas trayectorias, que son debidas principalmente a la menor velocidad de la partícula emitida a 8 m. Inicialmente ambas se dirigen hacia el NE, pero mientras la partícula emitida a 100 m lo hace con suficiente rapidez como para que el cambio de dirección del viento no le afecte más que al final (tarda 11 h en abandonar el dominio), la otra recoge claramente el cambio de dirección del viento por su mayor lentitud (tarda 16.5 h en abandonar el dominio). Las partículas emitidas a 300 y 650 m abandonan con rapidez el dominio inmersas en un flujo del O-SO (no se muestran estos dos gráficos).

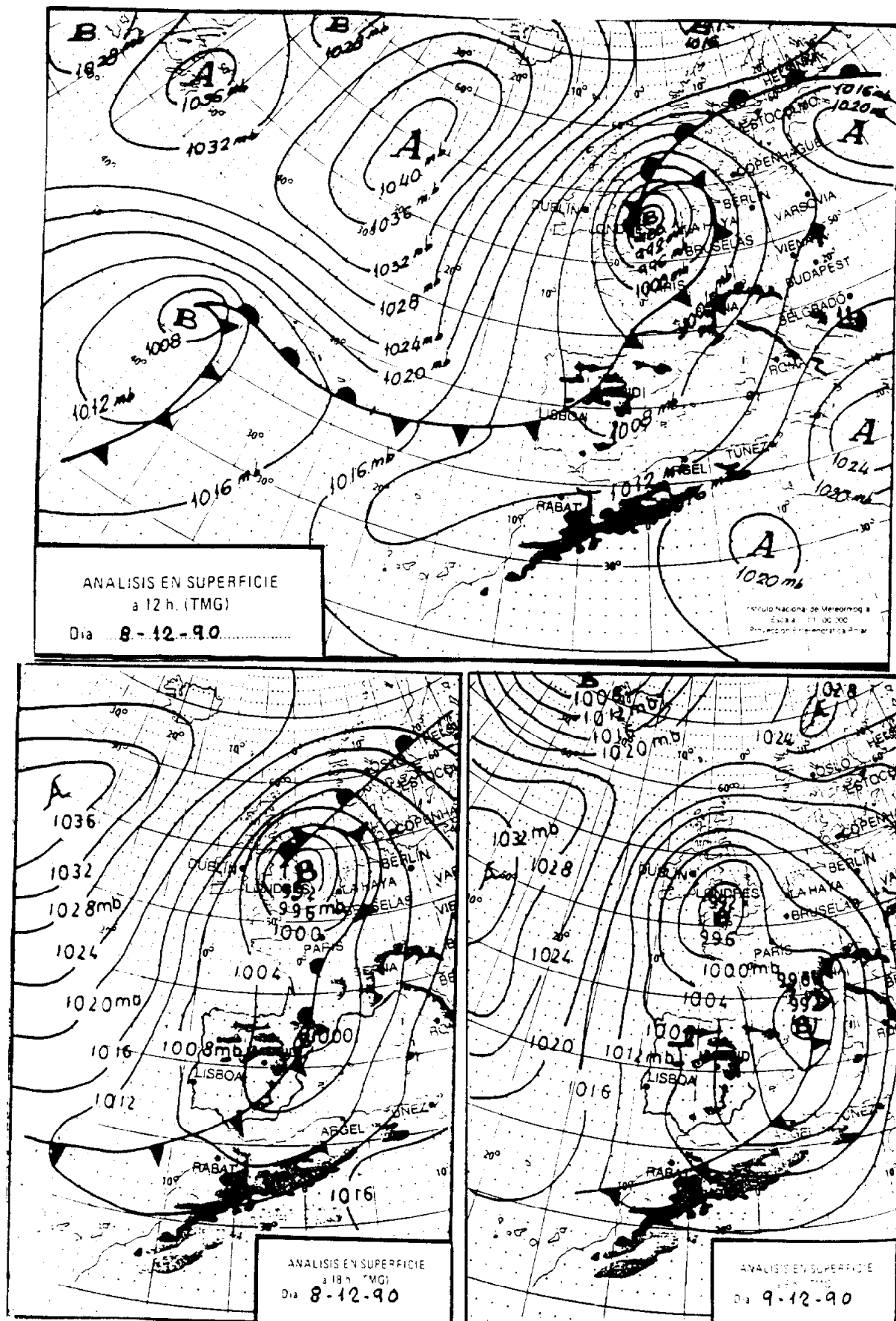


Figura 4.8.1. Análisis en superficie a las 12 y 18 h del día 8-12-90 y a las 6 h del día 9-12-90

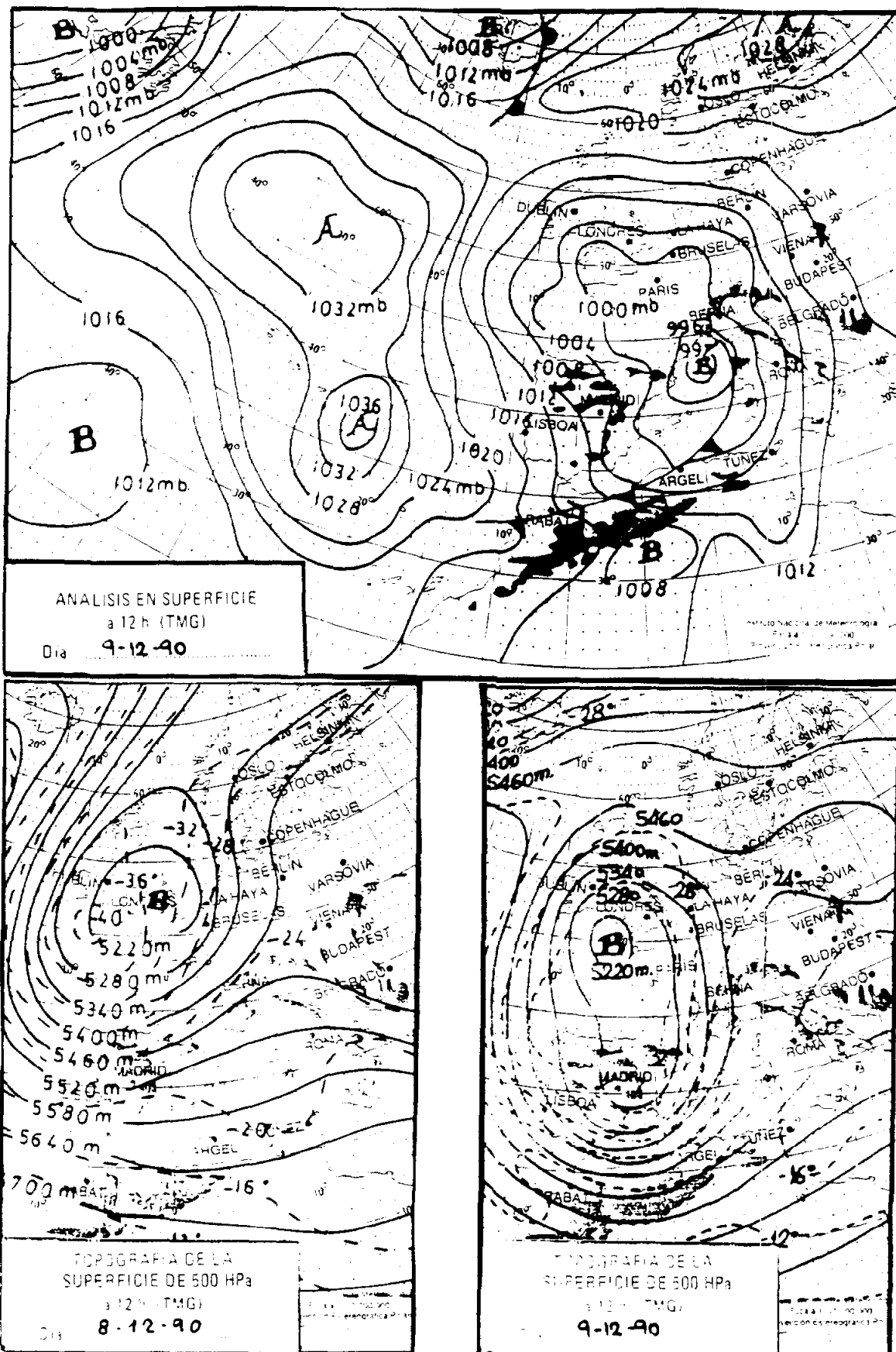


Figura 4.8.2. Análisis en superficie a las 12 h del día 9-12-90 y topografía de 500 hPa a las 12 h de los días 8-12-90 y 9-12-90

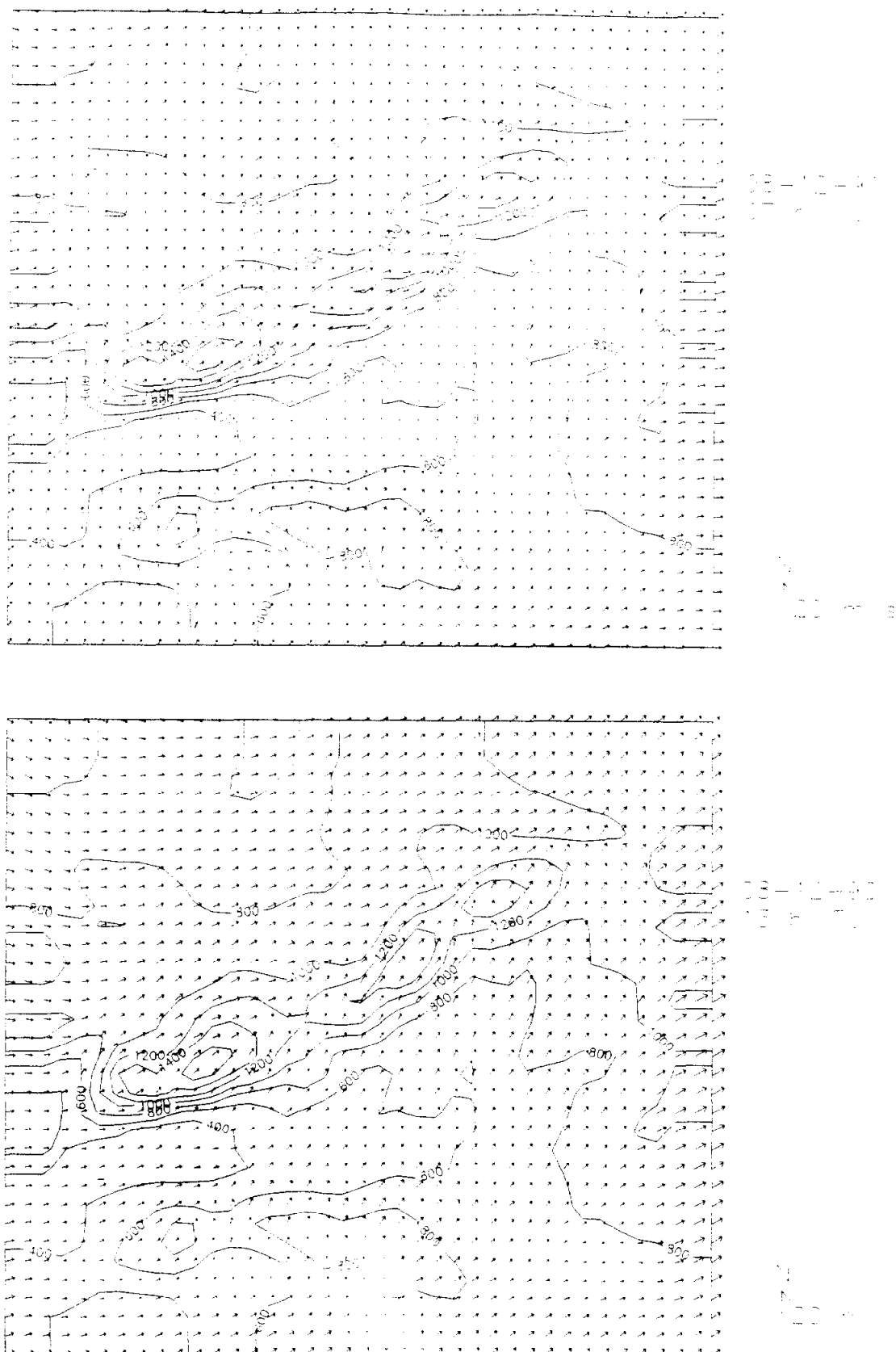
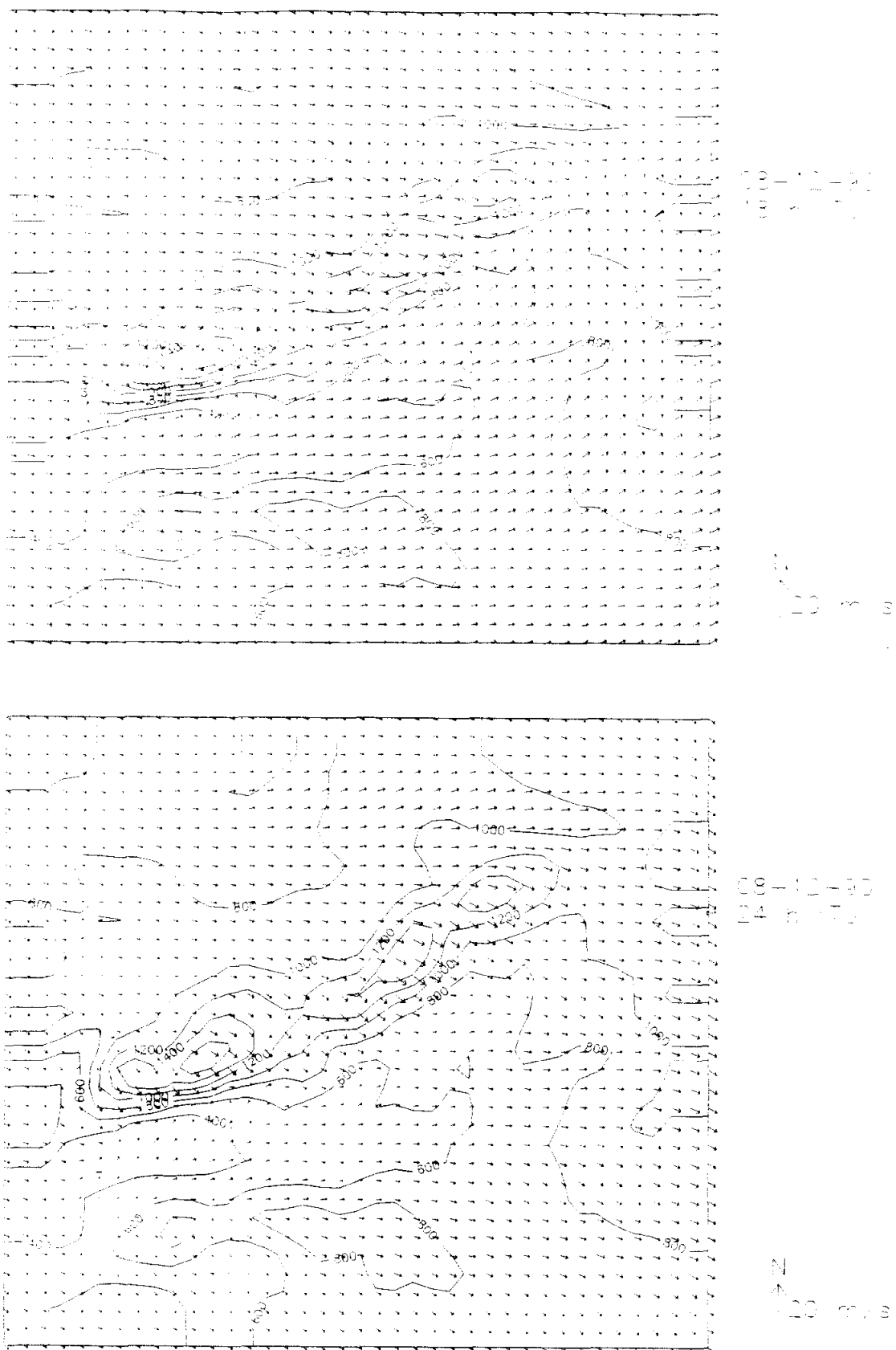


Figura 4.8.3. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 8-12-90



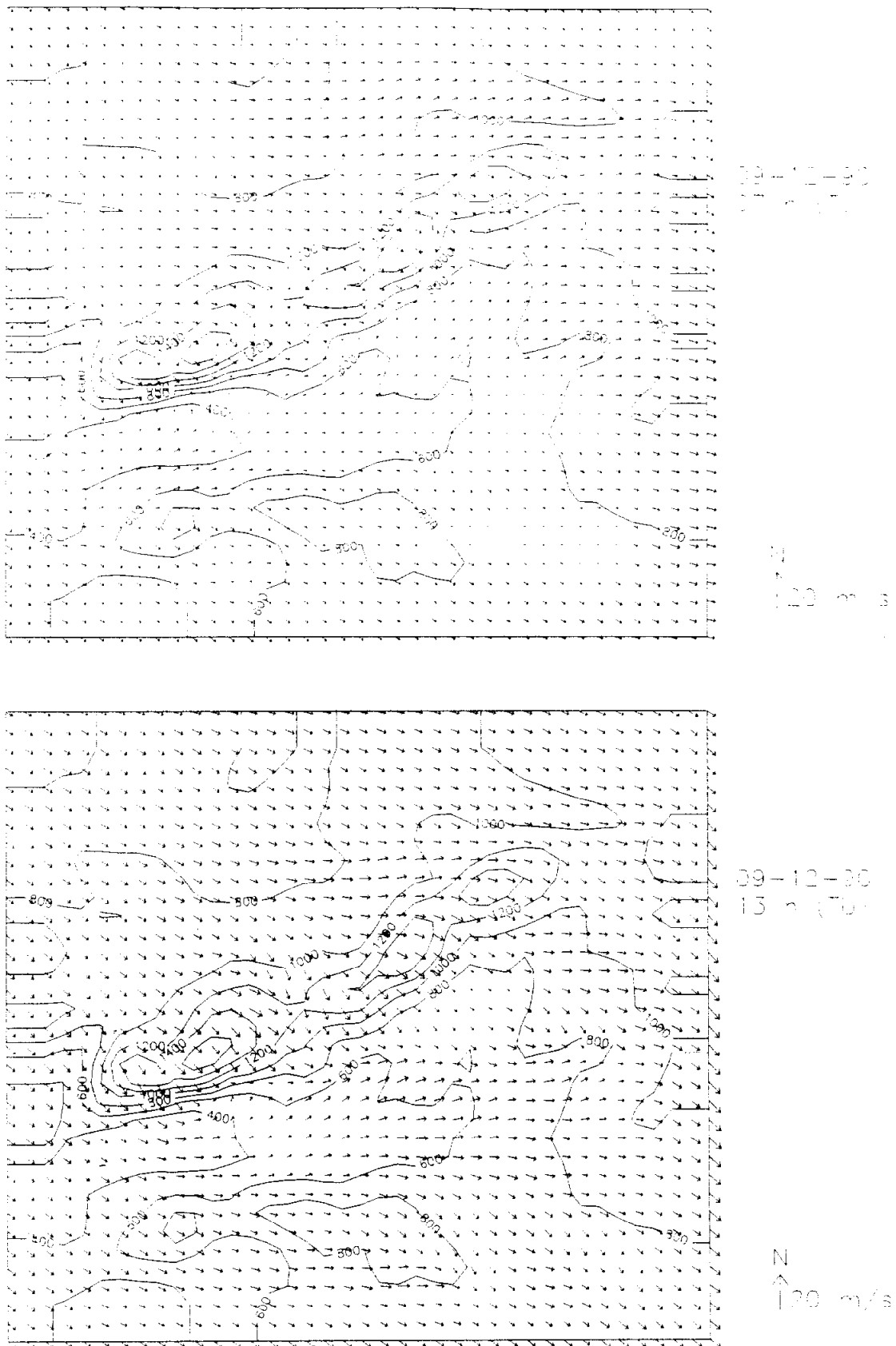
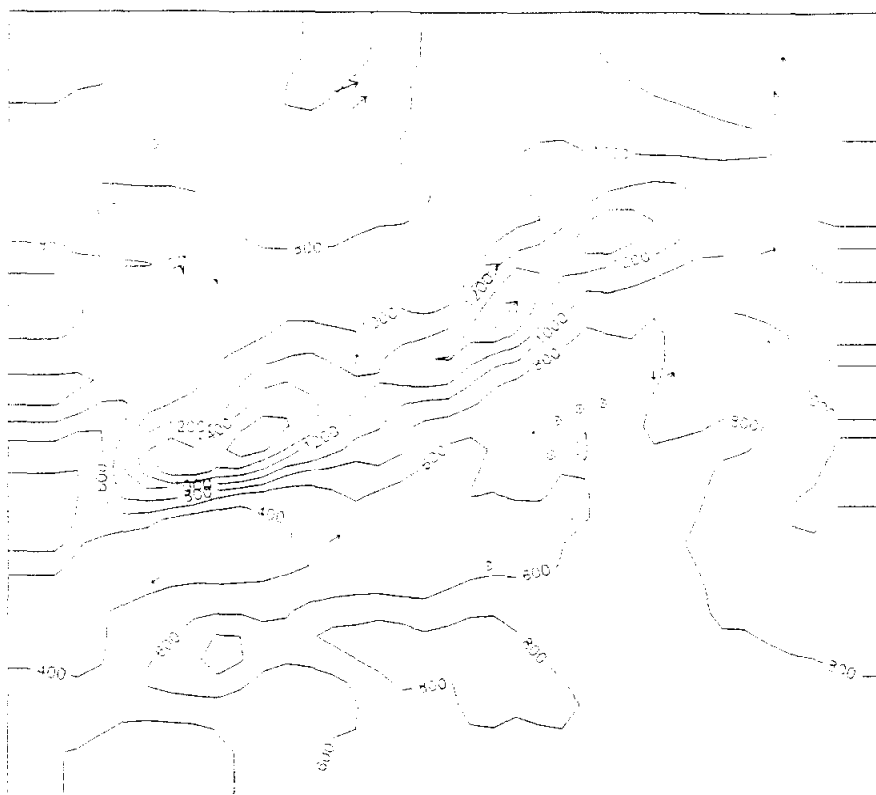
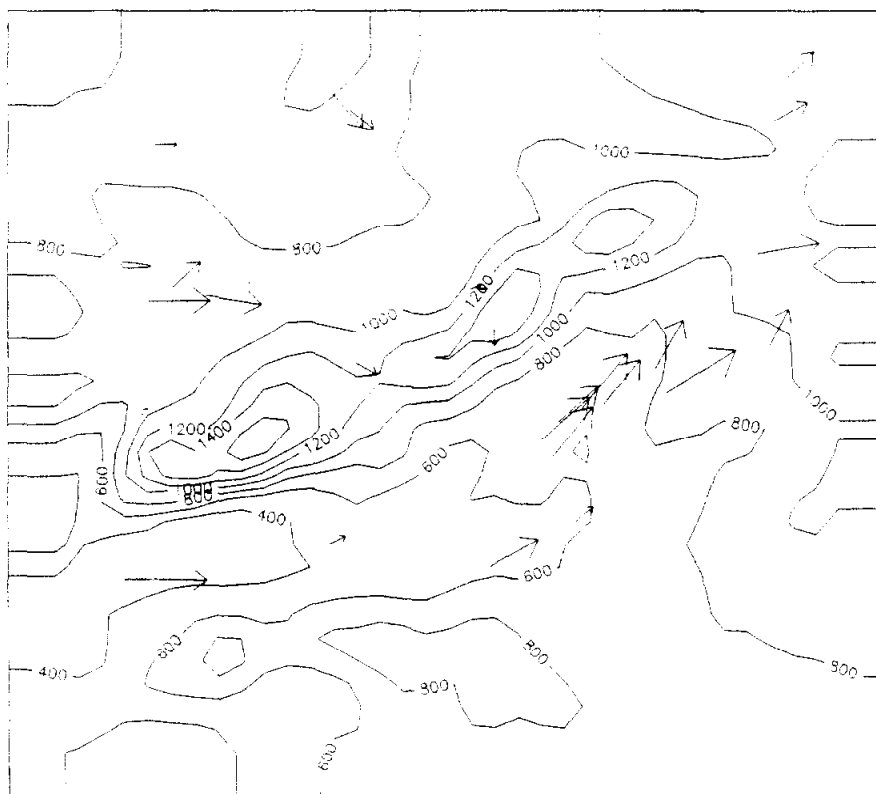


Figura 4.8.5. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 9-12-90



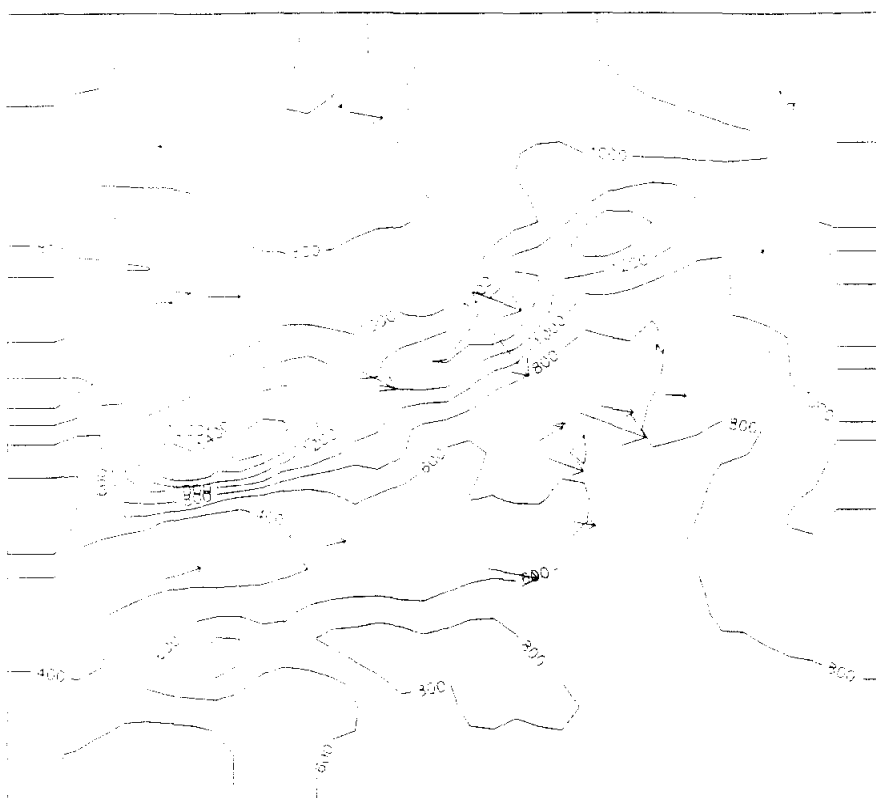
08-12-90
7h



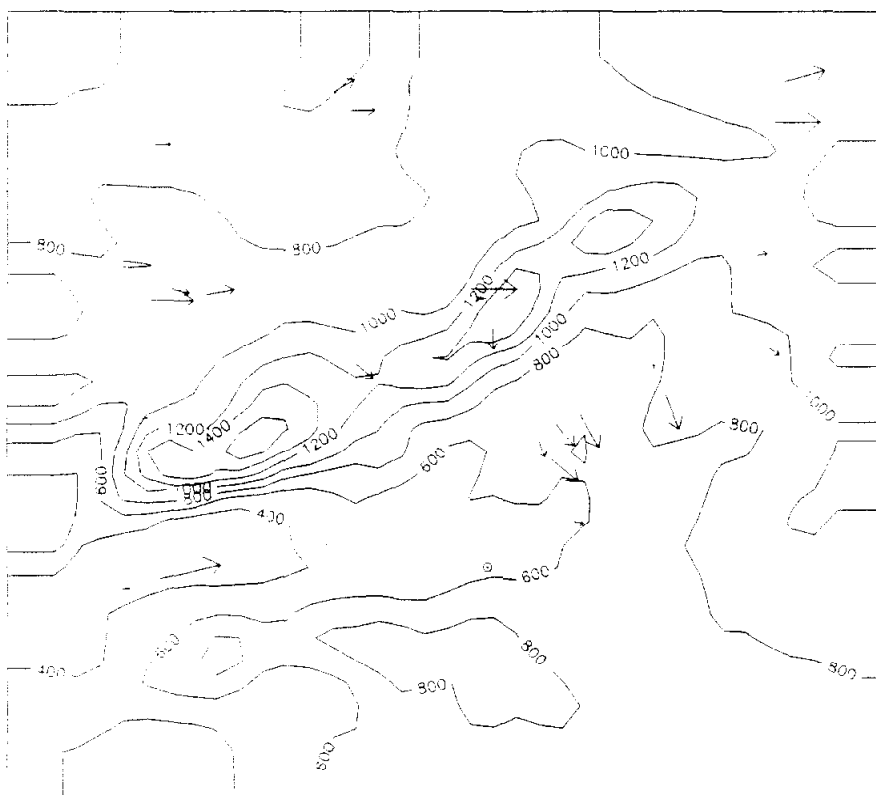
08-12-90
13h

N
5 m/s

Figura 4.8.7. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 8-12-90



18h



24h

Figura 4.8.8. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 8-12-90

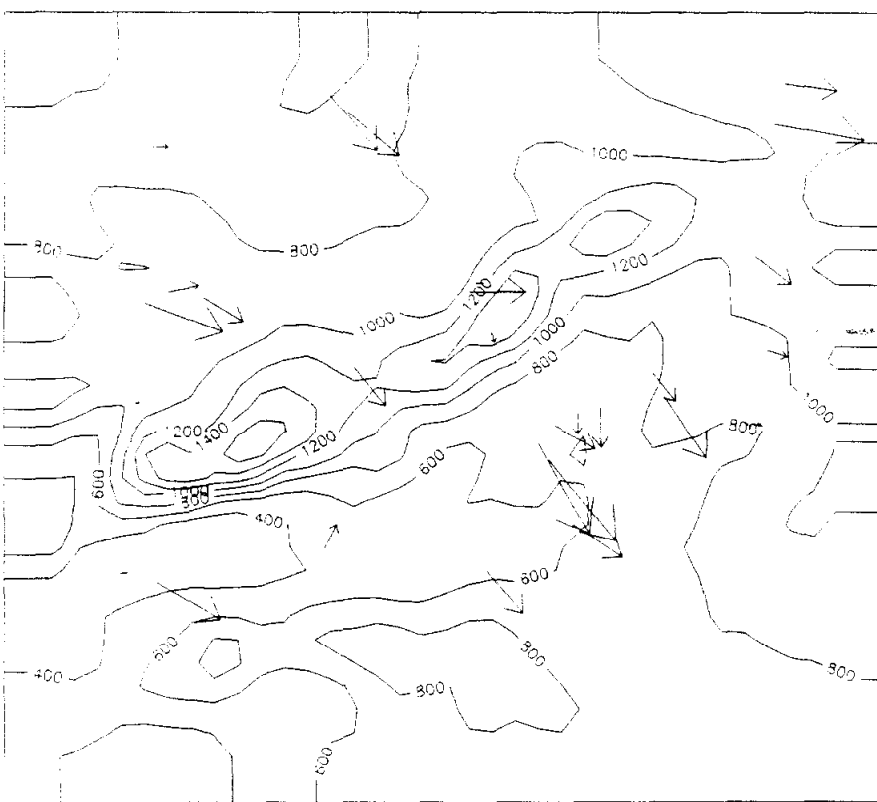
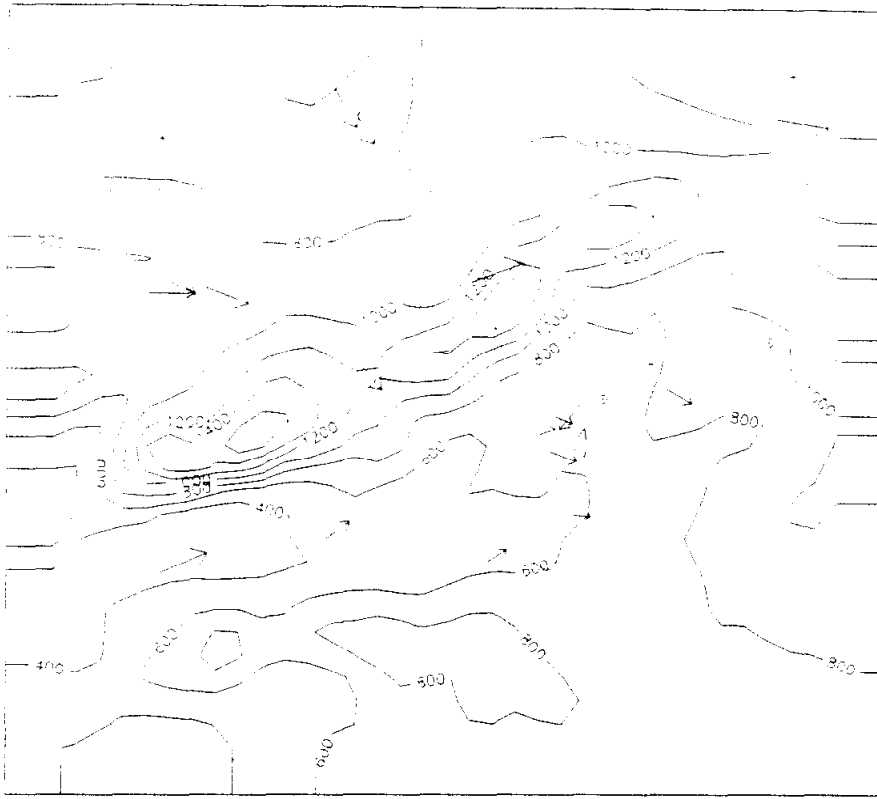


Figura 4.8.9. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 9-12-90

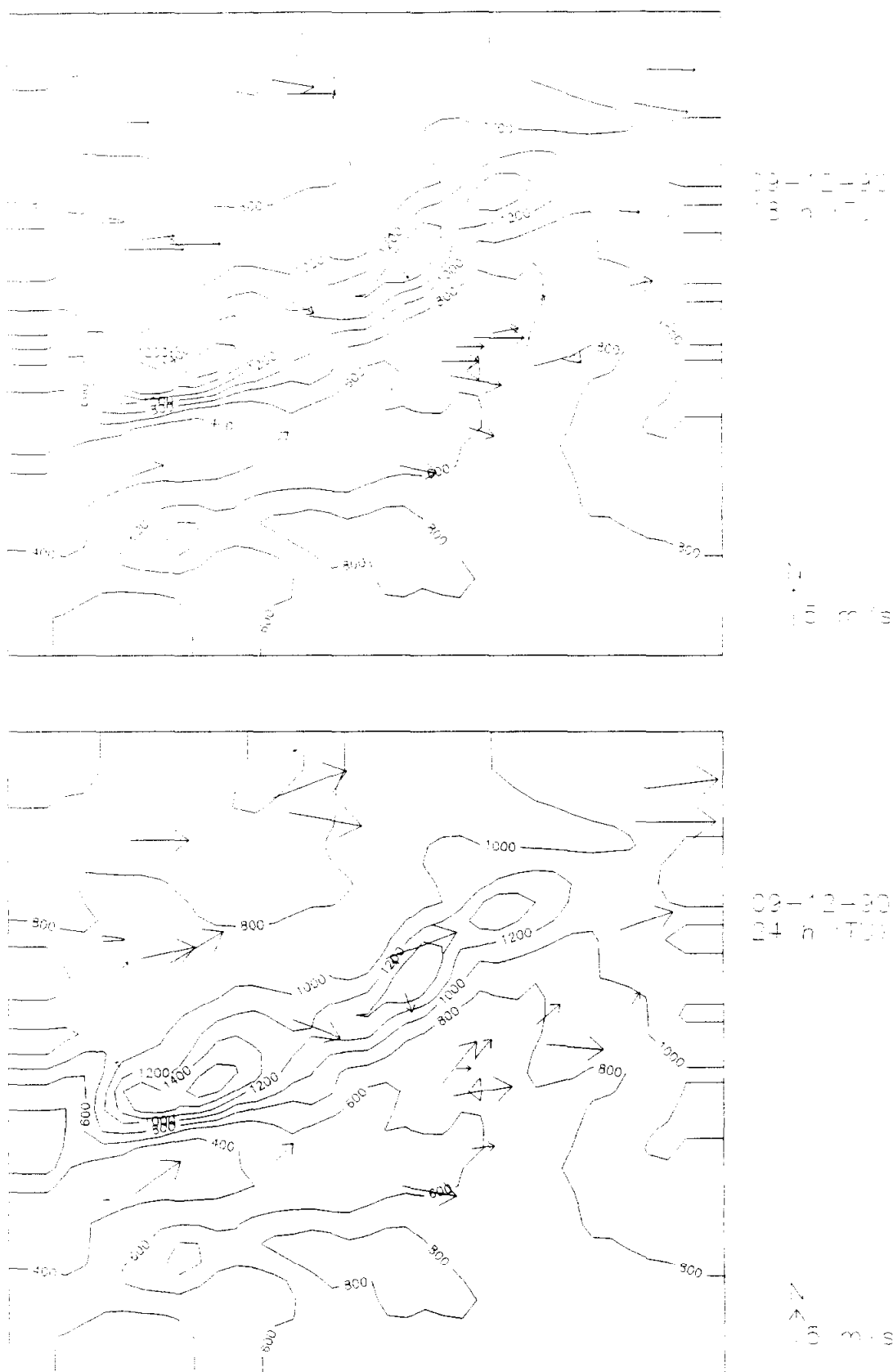
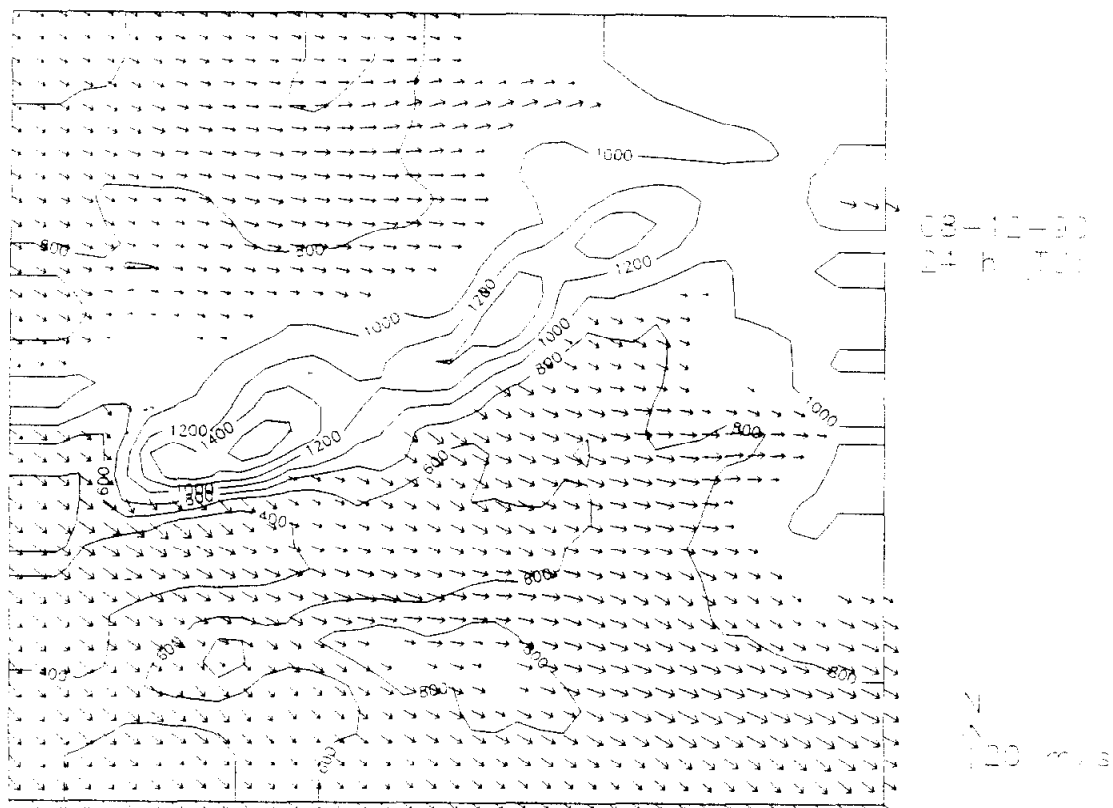
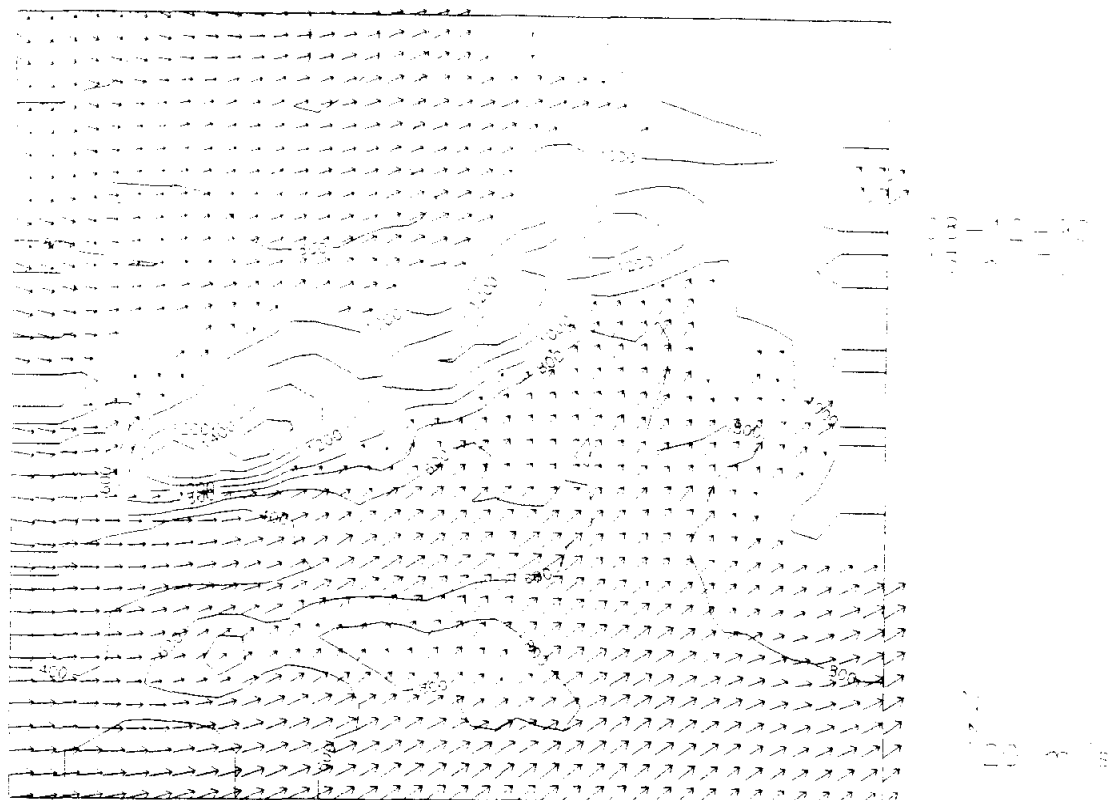
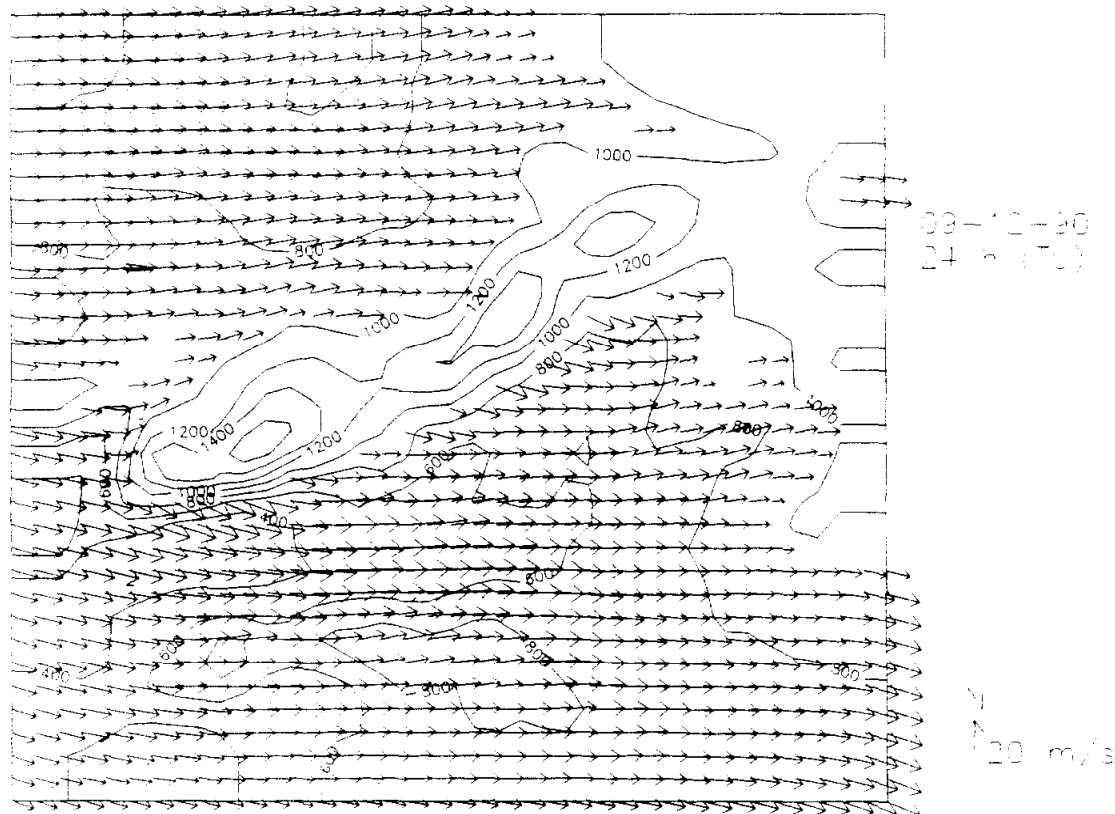
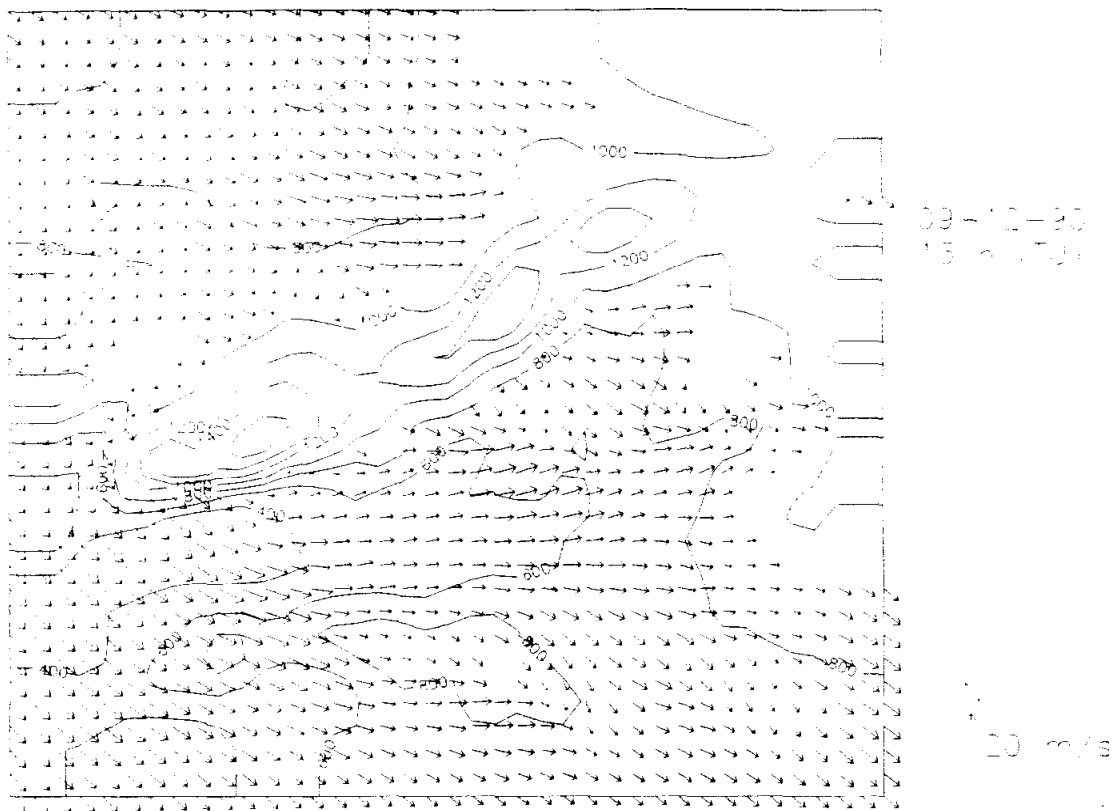


Figura 4.8.10. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 9-12-90



**Figura 4.8.11. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 8-12-90**



**Figura 4.8.12. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 9-12-90**

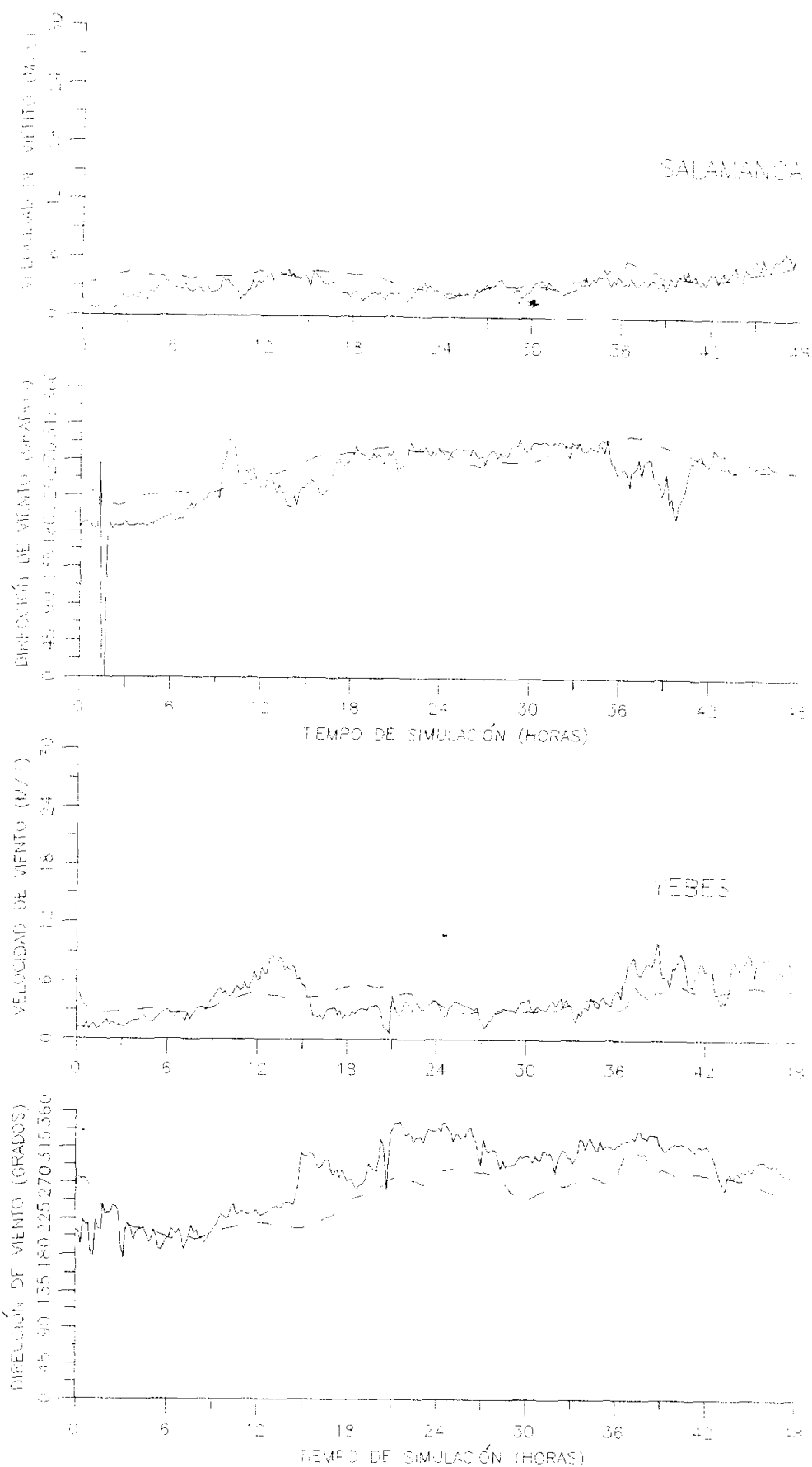
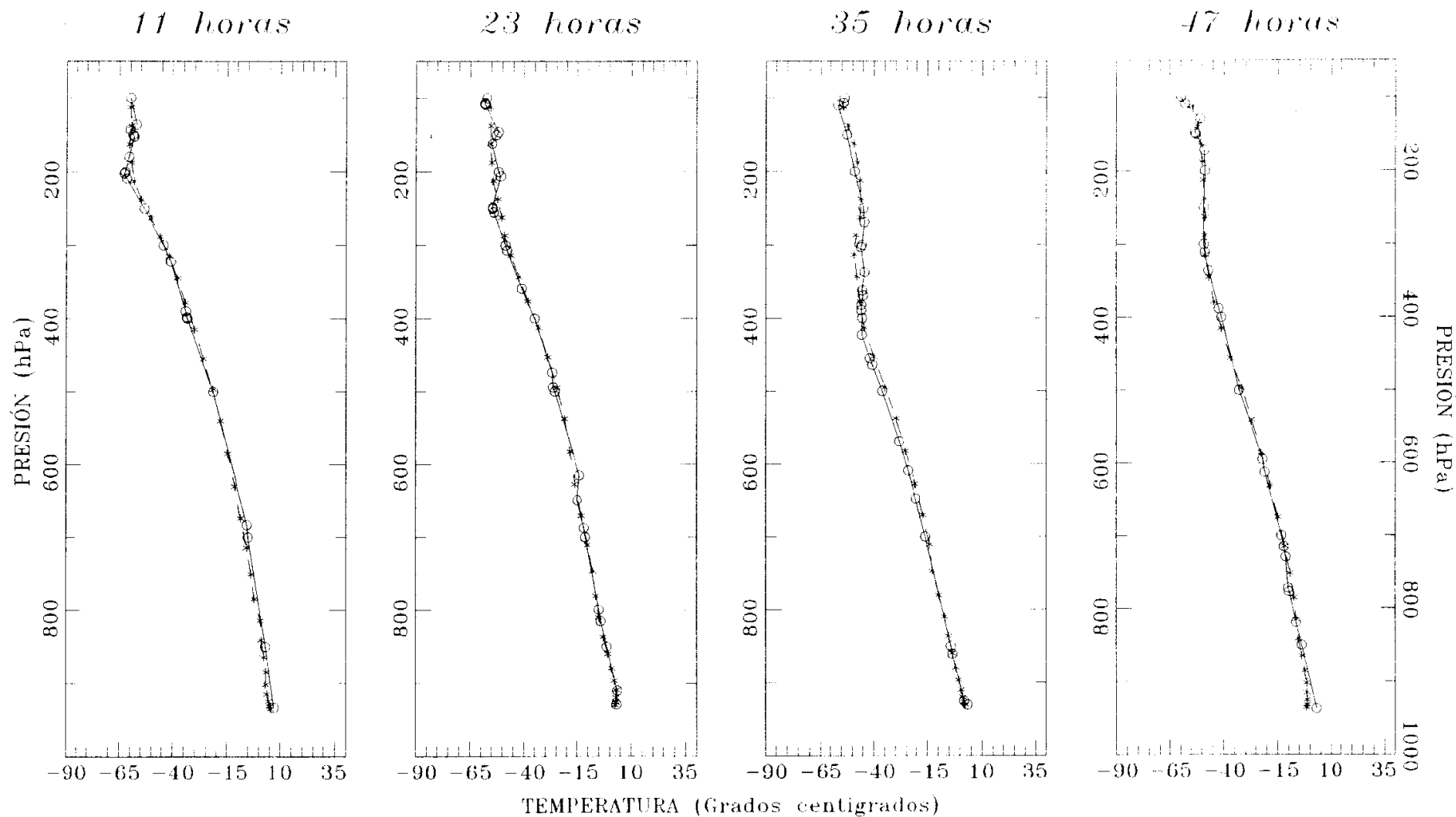


Figura 4.8.13. Evolución temporal de la velocidad y la dirección del viento observado (—) y simulado (- - -) en Salamanca y Yebes.



**Figura 4.8.14. Perfiles verticales de temperatura observados (-o-) y simulados (-*-)
en Barajas a las 11, 23, 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.**

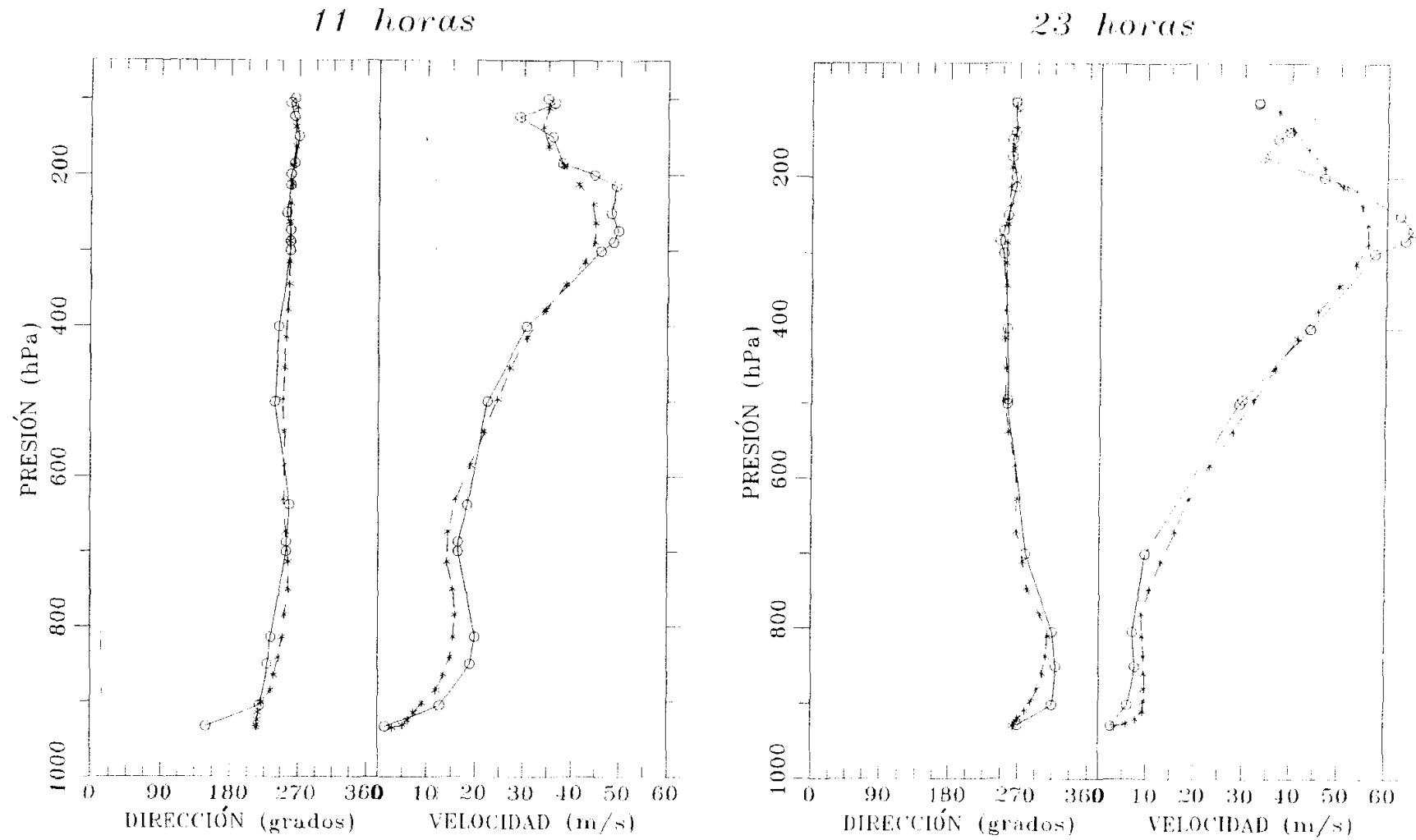


Figura 4.8.15. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-★-) en Barajas a las 11 y 23 h desde el inicio de la simulación.

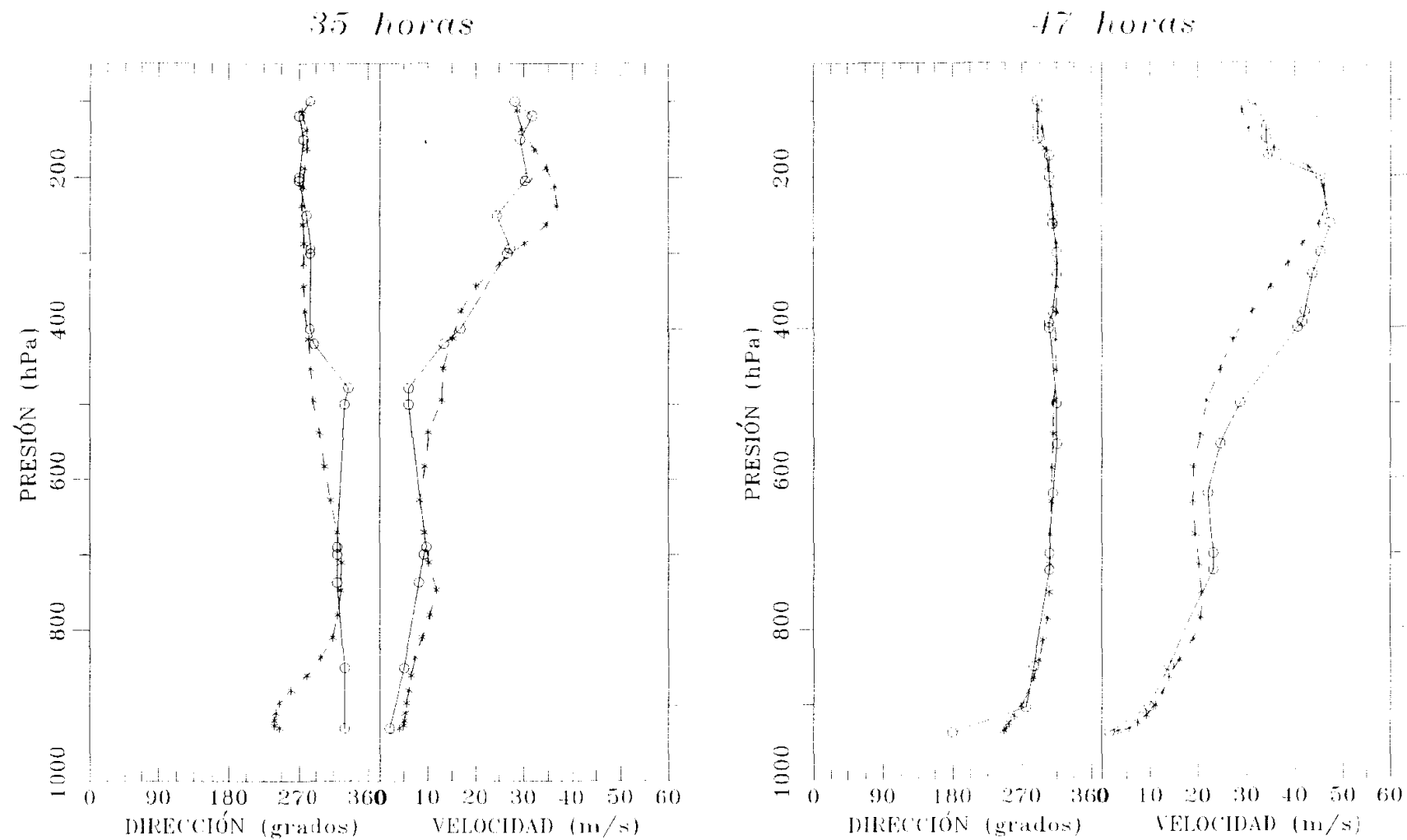


Figura 4.8.16. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

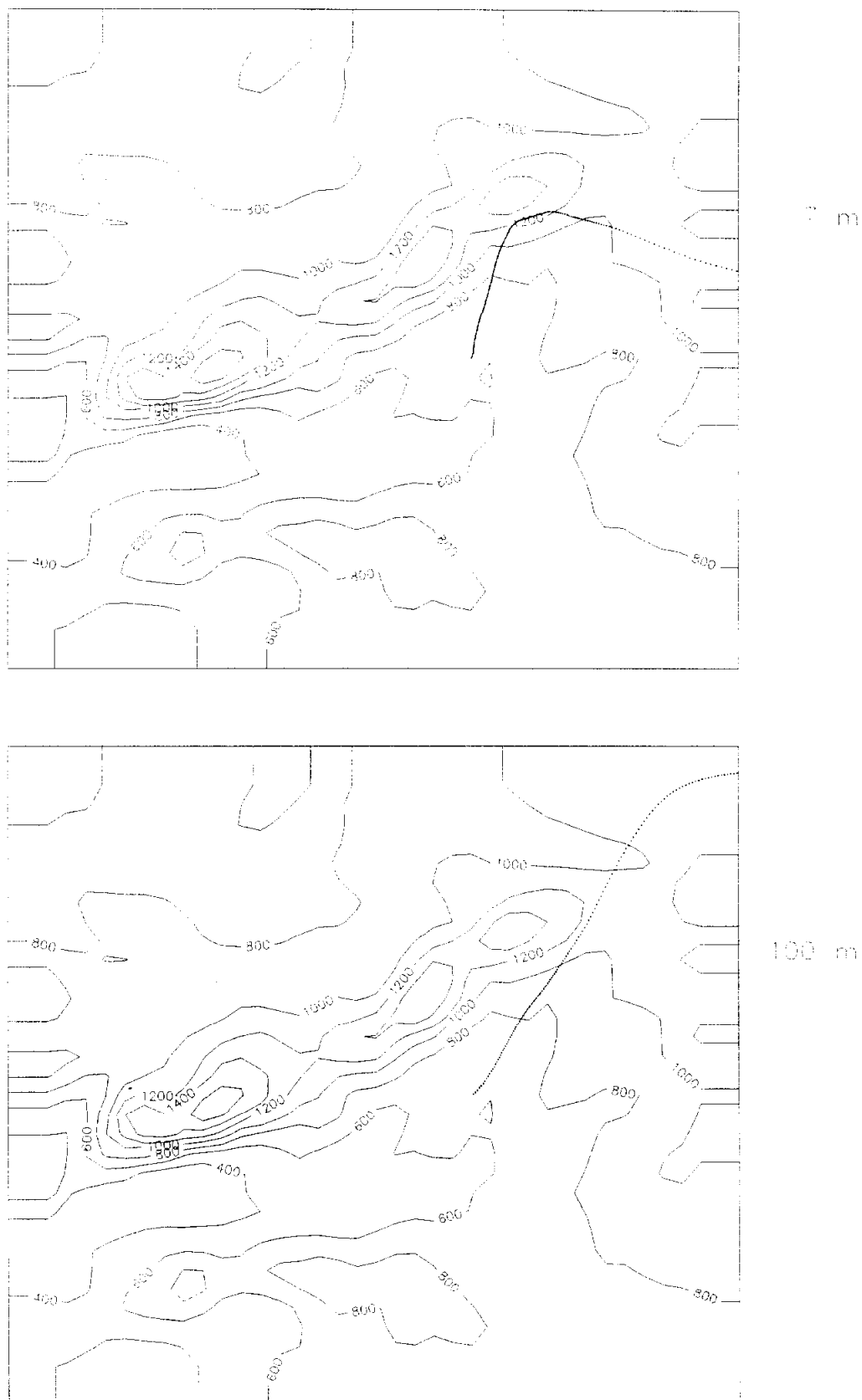


Figura 4.8.17. Trayectorias de partículas emitidas a 7 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid seis horas después del inicio de la simulación

4.9. Bajas presiones sobre el Golfo de Cádiz

Se ha escogido el episodio del 13-11-1989 a las 0 h (TU) al 15-11-1989 a las 0 h (TU). La situación sinóptica se muestra en la figura 4.9.1. En superficie existe un centro de bajas presiones centrado en el entorno del Golfo de Cádiz, que en conjunción con un anticiclón cuyo centro se va desplazando desde Centroeuropa hacia las Islas Británicas produce flujo geostrófico del segundo cuadrante en la zona centro durante todo el periodo. En altura existe una baja fría cerrada al oeste de la Península Ibérica, que se acerca el segundo día al SO de la Península, intensificando el flujo geostrófico del segundo cuadrante en altura. Durante el segundo día, especialmente al final, se producen precipitaciones por toda la zona centro, más importantes en el Sistema Central.

4.9.1. Datos observados disponibles

- Estaciones climatológicas: Navacerrada, Barajas, Retiro, Getafe, Guadalajara, Soria, Valladolid, Avila, Matacán, Segovia, Madrid-Radiosondeos, Cuatro Vientos, Toledo, Torrejón, Lúbia, Villanubla, Zamora y Barbadillo.
- Estaciones automáticas: Aranjuez, Avila, Guadalajara, Madrid-Retiro, Navacerrada, Salamanca, Segovia, Soria, Talavera y Valladolid.
- Centrales eléctricas: Almaraz y Trillo.
- Sondeos: Barajas.

4.9.2. Campos de viento

4.9.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones

En las figuras 4.9.2 a 4.9.5 se pueden ver los mapas de viento en superficie simulado de los días 13 y 14 de Noviembre de 1989 a las 7, 13, 18 y 24 h (TU), mientras que en las figuras 4.9.6. a 4.9.9. se muestran las correspondientes observaciones de viento en superficie. En la tabla XIV se muestra la distribución observada de la dirección del viento en superficie por cuadrantes y los recorridos observado y simulado del viento durante ambos días.

A continuación se exponen las características más destacadas del flujo simulado y se comparan con las del viento observado:

- Meseta madrileña, valle del Henares y la Alcarria: En la meseta madrileña y en

el valle del Henares el viento simulado es más débil que en el resto del dominio, particularmente en las horas nocturnas. Se observa un ciclo diurno claro en la dirección: de noche, la mayor estabilidad en capas bajas (en combinación con la persistencia de una capa estable en torno a 800 hPa hasta el mediodía del día 14, como se ve en la figura 4.9.12) favorece el efecto de barrera del Sistema Central y la deflexión del viento, que toma dirección NE. De día, la mezcla es más eficaz y hace que los vientos en las dos zonas citadas tomen dirección E ó E-SE. Este ciclo se rompe al final de la simulación, en coincidencia con el periodo en que llovió más en la realidad. En la Alcarria el viento simulado es persistente del E-SE, apreciándose si acaso una velocidad mayor en las horas centrales del día.

La distribución observada de la dirección de viento por cuadrantes corrobora el reparto entre primer y segundo cuadrantes del flujo en la meseta madrileña. Las observaciones a horas fijas indican que la evolución diurna simulada es esencialmente correcta. No queda claro sin embargo si la velocidad del flujo en esta zona es en promedio efectivamente menor que en otras zonas: mientras que en Retiro la velocidad promedio observada está en unos 3 m/s y es menor que la simulada, en Cuatro Vientos el viento sopla con una fuerza promedio de entre 8 y 10 m/s, mayor que la simulada, y con una dirección persistente del primer cuadrante. Un posible motivo para estas importantes divergencias en tan reducido espacio es el efecto de la masa urbana madrileña sobre el flujo. Las medidas en Guadalajara sí parecen apoyar la relativa debilidad del flujo en el valle del Henares, mientras que los efectos locales en Trillo provocan que el viento medido se aparte del simulado en la zona.

- Sistema Central: En las laderas sur el flujo simulado tiene una componente paralela a las isolíneas de altura del terreno, mientras que en las laderas norte corta casi perpendicularmente dichas isolíneas y su velocidad es considerablemente mayor que por el sur (en las laderas norte de la Sierra de Gredos la velocidad simulada llega a ser de 15 m/s). Las variaciones a lo largo de los dos días son escasas; el principal cambio es la disminución de velocidad del flujo al final del periodo en la Sierra de Gredos.

Las observaciones en Avila y Segovia corroboran la persistencia y dirección del viento (predominio casi total del segundo cuadrante) en las laderas norte; las velocidades medidas son bastante importantes (las velocidades promedio están en torno a los 7 m/s en Avila y en torno a los 6 m/s en Segovia), aunque algo menores que las simuladas. La principal variación observada a lo largo del periodo es que el flujo en las horas centrales del segundo día toma mayor componente E en Avila y Segovia. En Navacerrada el predominio

observado de vientos del segundo cuadrante es menos claro y el flujo es fuerte (entre 10 y 12 m/s de velocidad promedio), más que el simulado.

- Montes de Toledo y valle del Tajo: El flujo simulado en los Montes de Toledo es bastante homogéneo en fuerza y dirección en toda la serranía, y en cuanto a variaciones temporales sólo presenta ligeras oscilaciones en dirección entre E y E-SE y un debilitamiento al final del periodo, más marcado por las Villuercas. En el valle del Tajo el flujo está claramente canalizado entre la Sierra de Gredos y los Montes de Toledo, con direcciones entre E y E-NE, mientras que en la zona del valle entre Aranjuez y Toledo el flujo presenta direcciones entre E y E-SE. La principal variación a lo largo de la simulación es el debilitamiento del viento al final del periodo.

Las medidas confirman la diferencia en dirección de viento en las dos zonas del valle del Tajo: E-NE en Almaraz y Talavera y E-SE en Toledo y Aranjuez. Sin embargo, también indican que el flujo es más fuerte en Toledo y Aranjuez, lo que no es recogido en la simulación. En Toledo, la velocidad media observada está entre 7 y 8 m/s y es mayor que la simulada. No obstante, se aprecia en las observaciones cierto debilitamiento al final del periodo, en consonancia con lo simulado.

- Meseta norte: Los resultados de la simulación indican que el flujo es en general más fuerte en las cercanías del Sistema Central que en la franja más al norte del dominio, produciéndose un debilitamiento al final de la simulación, más marcado por el oeste de la zona. Se aprecian ligeras variaciones diurnas en la dirección del viento en el valle del Duero, que presenta una pequeña componente N a las 7 y 24 h (efecto de una mayor canalización a dichas horas) y una pequeña componente S a las 13 y 18 h, momentos en los que la dirección es más homogénea en toda la meseta norte. Central.

Las observaciones parecen confirmar que el viento es más fuerte en las cercanías del Sistema Central: la suma de los recorridos observados de Matacán y Barbadillo es mayor que la suma de los de Villanubla y Valladolid. Las observaciones a las 24 h del segundo día indican que el debilitamiento del viento simulado por el oeste es también probablemente correcto; la disminución del recorrido observado de un día a otro en Matacán y Barbadillo, que es de magnitud similar a la disminución del recorrido simulado en estos puntos, apoya igualmente ese debilitamiento del flujo por el oeste. Las discrepancias más marcadas con lo simulado se dan en Zamora y las estaciones sorianas, donde el flujo observado indica predominio claro del primer cuadrante. En Zamora el viento observado es además

marcadamente débil en comparación con el resto de las estaciones. Un posible motivo para estas diferencias está en que elementos orográficos de importancia, como las sierras del noroeste de la Península y las sierras al norte y noroeste de Soria quedan fuera del dominio del modelo, y por lo tanto sus efectos no son simulados.

Estación	Frecuencia de dirección de viento observado (h)					Recorrido (km)	
	1 ^{er} c.	2 ^o c.	3 ^{er} c.	4 ^o c.	Cal.	Obs.	Sim.
Retiro	3.0	21.0	0.0	0.0	0.0	280	364
	11.5	12.5	0.0	0.0	0.0	268	366
Barajas	7.0	13.0	0.0	0.5	3.5	-	-
	10.5	8.5	0.0	0.0	5.0	-	-
Cuatro Vientos	23.7	0.0	0.0	0.0	0.3	* 847	400
	24.0	0.0	0.0	0.0	0.0	* 689	396
Getafe	11.0	13.0	0.0	0.0	0.0	-	-
	15.9	8.1	0.0	0.0	0.0	-	-
Navacerrada	6.0	18.0	0.0	0.0	0.0	850	698
	8.0	16.0	0.0	0.0	0.0	1011	720
Guadalajara	5.0	12.0	0.0	7.0	0.0	* 249	388
	15.5	4.0	0.0	3.5	1.0	* 261	391
Toledo	0.5	23.5	0.0	0.0	0.0	873	539
	0.3	23.7	0.0	0.0	0.0	897	508
Matacán	0.0	24.0	0.0	0.0	0.0	527	612
	1.0	23.0	0.0	0.0	0.0	432	554
Barbadillo	0.5	23.5	0.0	0.0	0.0	784	621
	0.5	23.5	0.0	0.0	0.0	723	546
Avila	0.0	24.0	0.0	0.0	0.0	577	723
	0.0	24.0	0.0	0.0	0.0	647	764
Segovia	0.3	22.6	0.5	0.4	0.2	* 538	726
	3.3	20.1	0.4	0.2	0.0	* 546	758
Zamora	17.0	7.0	0.0	0.0	0.0	* 191	-
	22.0	2.0	0.0	0.0	0.0	* 146	-
Lubia	19.0	5.0	0.0	0.0	0.0	462	-
	20.0	4.0	0.0	0.0	0.0	587	-
Villanubla	0.0	24.0	0.0	0.0	0.0	* 545	-
	0.0	24.0	0.0	0.0	0.0	* 514	-
Valladolid	15.0	7.0	0.3	0.4	1.3	300	415
	0.0	14.0	10.0	0.0	0.0	453	415

TABLA XIV. Distribución de viento observado por cuadrantes, recorrido observado (* indica de 7 h a 7 h, en vez de 0 a 24 h) y recorrido simulado en los días 13-11-1989 y 14-11-1989

4.9.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa

Los mapas de viento simulado a las 13 y 24 h de ambos días en la superficie de 900 hPa se muestran en las figuras 4.9.10 y 4.9.11.

El aspecto más llamativo es la fuerte aceleración del flujo al sur y al oeste de la sierra de Gredos, con velocidades de hasta 30 m/s, así como la curvatura que toma el flujo por el borde occidental de dicha sierra. Se aprecia también una desaceleración del flujo al final de la simulación, al tiempo que en la mitad sur el viento gira de dirección E-SE a E.

4.9.3. Perfiles verticales de viento y temperatura

En las figuras 4.9.12 a 4.9.14. se muestran los perfiles de viento y temperatura en Barajas.

Lo más destacable en el perfil térmico observado es la capa estable que se mantiene en torno a 800 hPa hasta el mediodía del día 14. Los perfiles simulados no reproducen las pequeñas inversiones por falta de resolución vertical, pero sí recogen aceptablemente la mayor estabilidad media en torno a dicho nivel. Es de resaltar también que ni en los perfiles observados ni en los simulados se aprecian inversiones nocturnas basadas en el suelo, salvo una muy estrecha y de escasa entidad que se simula a las 23 h del primer día.

Los perfiles de viento observado muestran en general flujo del segundo cuadrante, salvo en los niveles más altos. La dirección del viento resulta bien simulada en este episodio, incluso en niveles bajos. En el perfil de velocidad observado se aprecia el primer día un máximo a 800 hPa, que queda aceptablemente reproducido por la simulación, que lo sitúa a una altura algo menor. En la simulación sigue apareciendo dicho máximo a las 11 h del día siguiente, mientras que las medidas indican un aumento apreciable del viento entre 700 y 500 hPa, que no queda recogido con la suficiente amplitud en la simulación. En el último perfil la correspondencia entre medidas y simulación es buena en la zona en que hay datos observados.

4.9.4. Trayectorias

En la figura 4.9.15. se muestran las trayectorias simuladas de partículas emitidas a 8 y 300 m desde la ciudad de Madrid.

Se muestran estas dos trayectorias, ya que siguen un curso claramente divergente: la partícula emitida a 8 m sigue una trayectoria canalizada a lo largo del valle del Tajo, mientras que la emitida a 300 m de altura logra superar el Sistema Central por el este de Gredos a unos 50 m de altura sobre el suelo. La partícula emitida a 8 m abandona el dominio tras 18.5 h a pocos metros de altura sobre el suelo, mientras que la emitida a 300 m tarda 5 horas y sale a unos 100 m de altura sobre el suelo. La partícula emitida a 100 m, al igual que la emitida a 8 m, sigue una trayectoria canalizada por el valle del Tajo, mientras que la emitida a 650 m pasa a la meseta norte al igual que la emitida a 300 m (estos dos gráficos no se muestran). La distancia vertical a partir de la que se manifiesta una separación tan significativa de las trayectorias es un indicativo de la profundidad del estrato de aire que se ve afectado por los efectos de barrera de las montañas y de canalización de los valles, y por ello ilustra bien la dinámica del flujo.

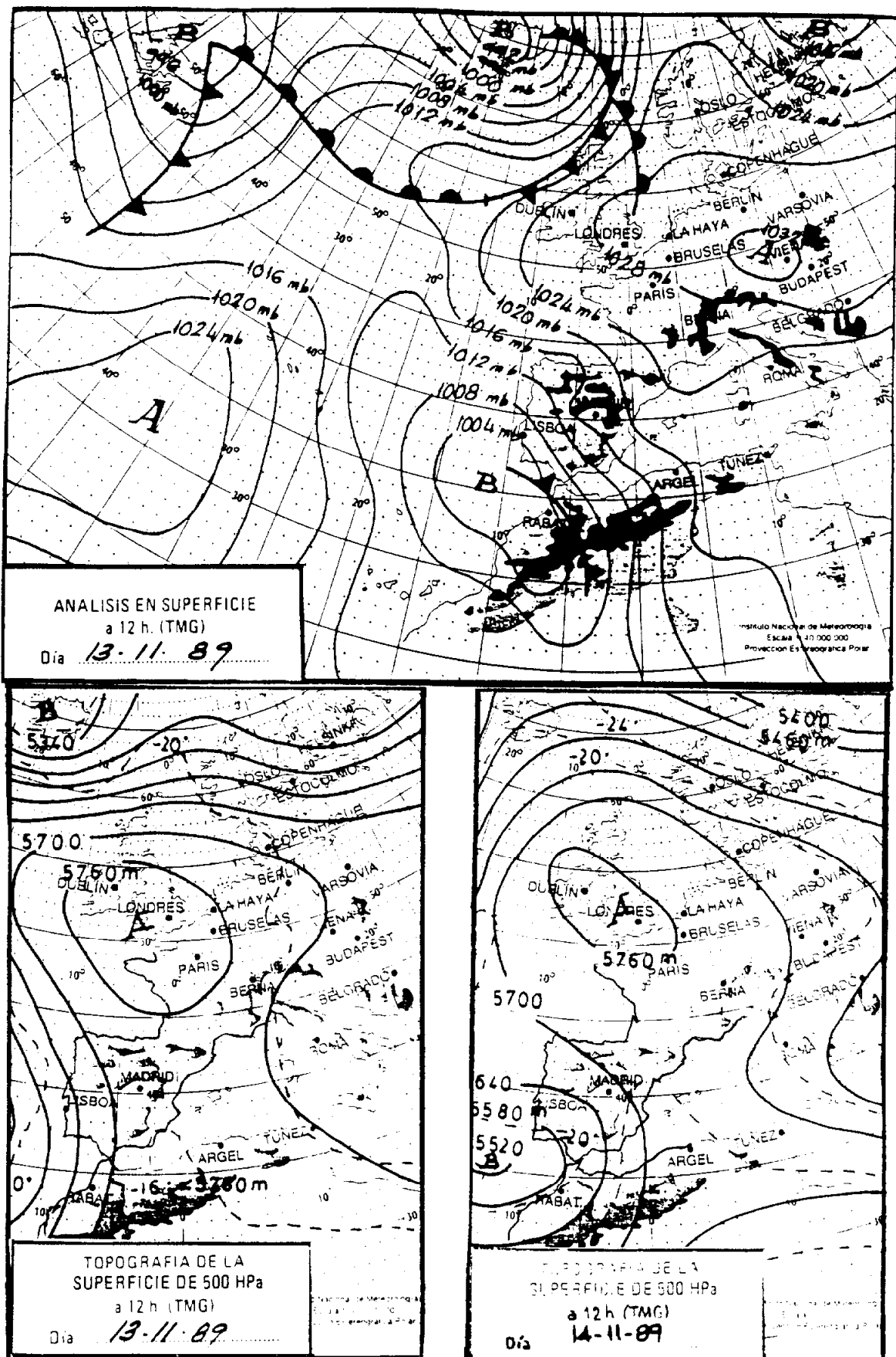


Figura 4.9.1. Análisis en superficie a las 12 h del día 13-11-89 y topografía de 500 hPa a las 12 h de los días 13-11-89 y 14-11-89

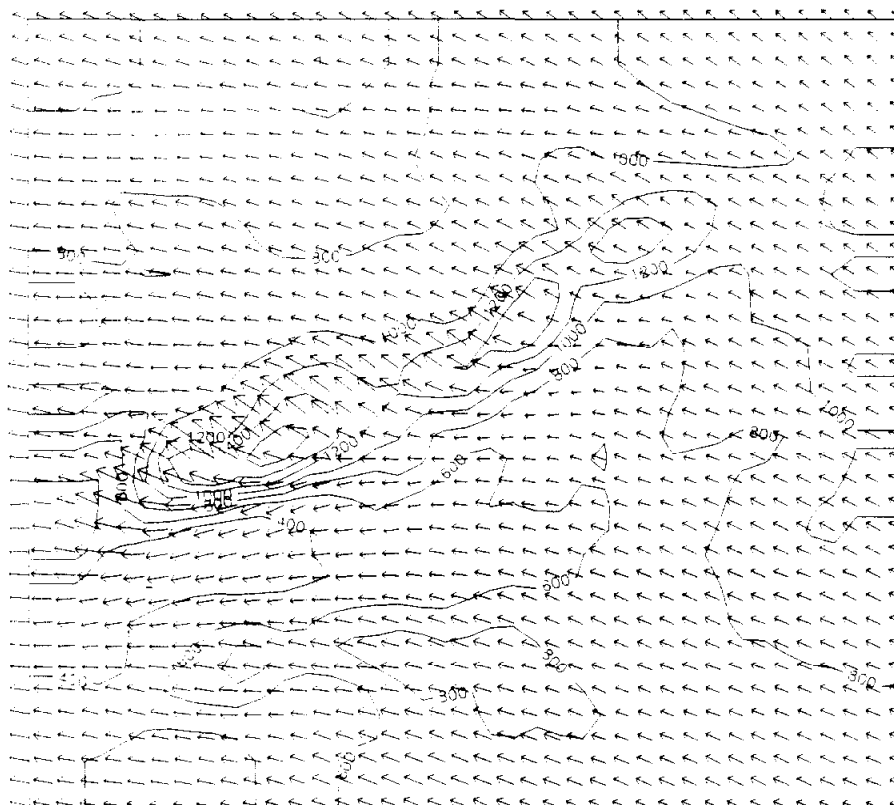
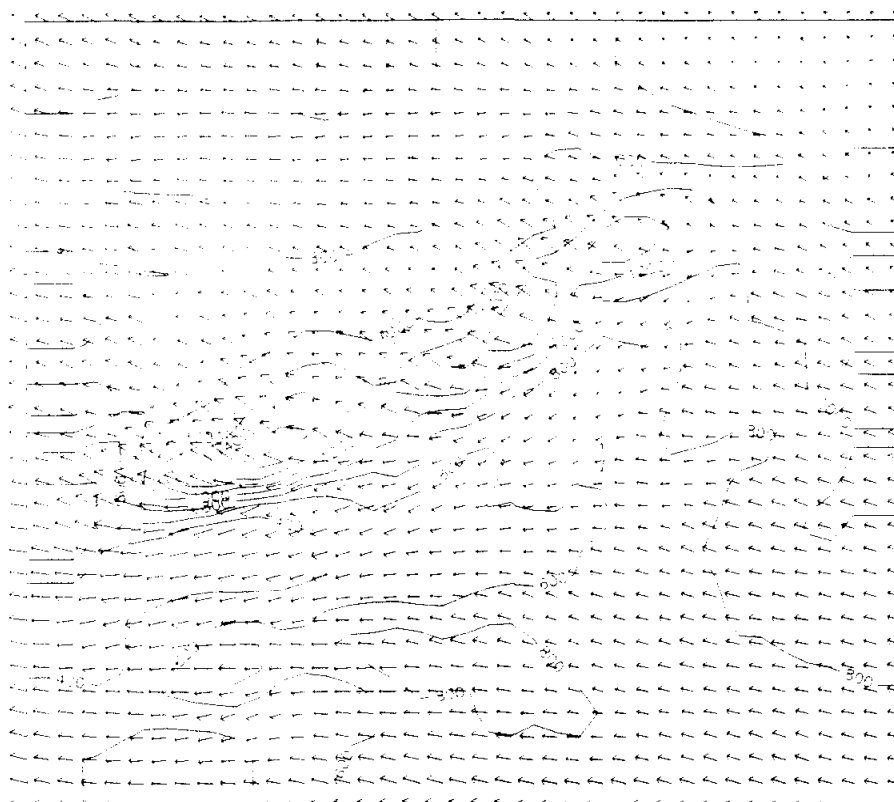
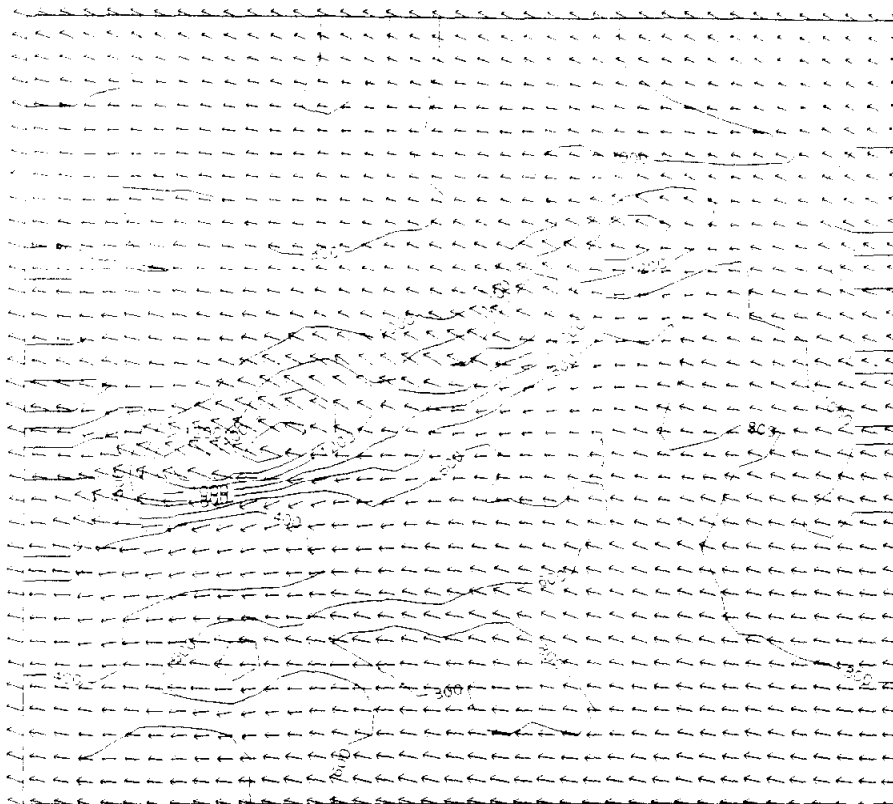
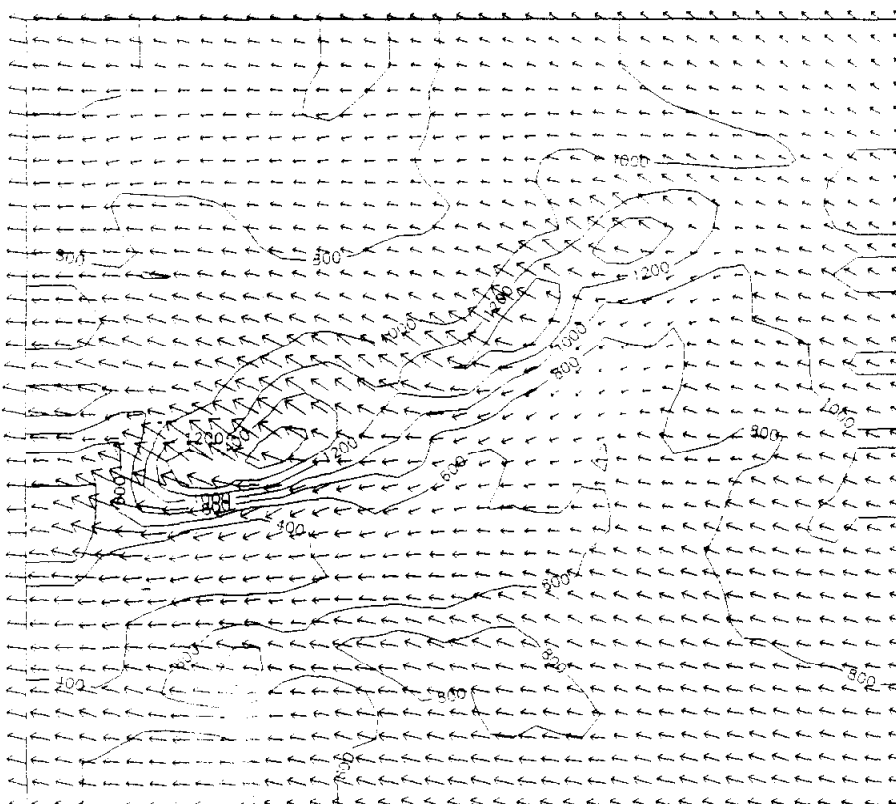


Figura 4.9.2. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 13-11-89



13-11-89
18 h

N
20 m/s



13-11-89
24 h

N
20 m/s

Figura 4.9.3. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 13-11-89

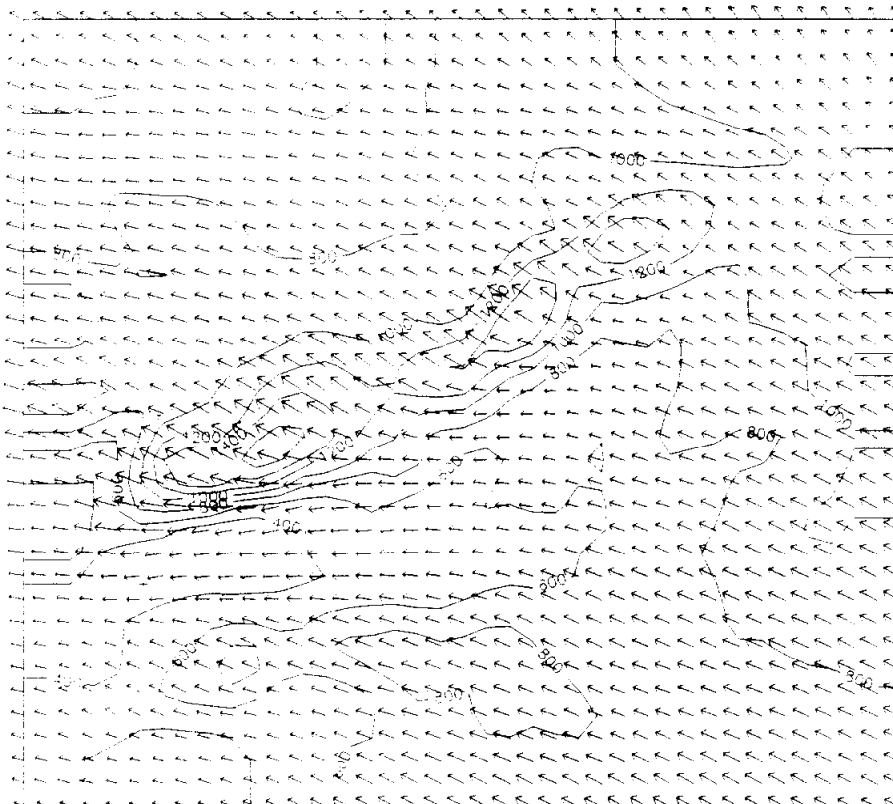
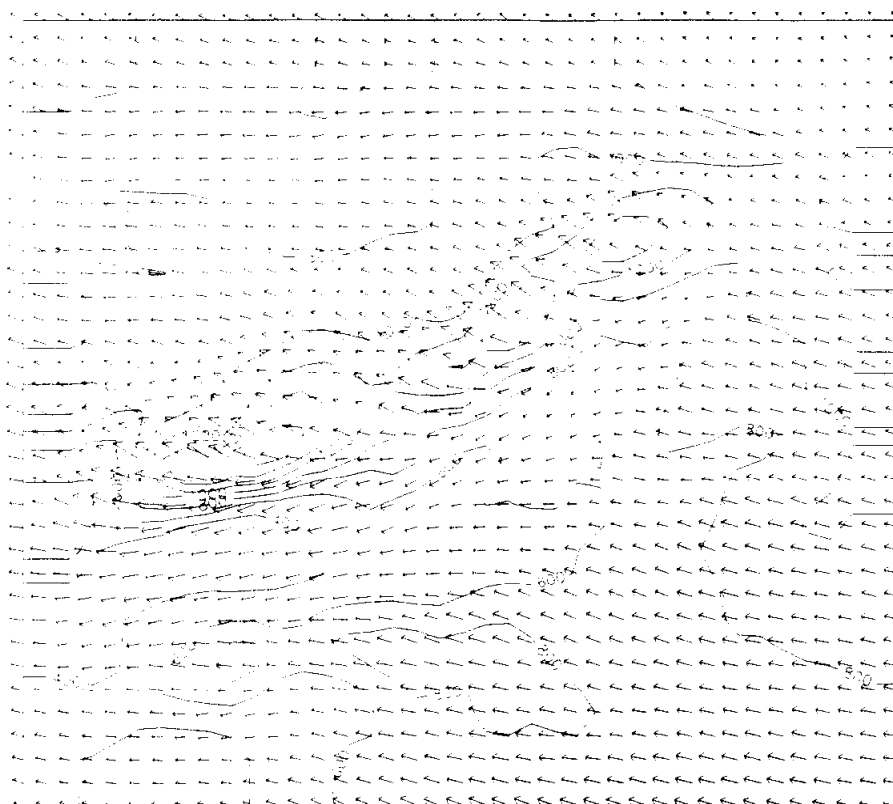


Figura 4.9.4. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 14-11-89

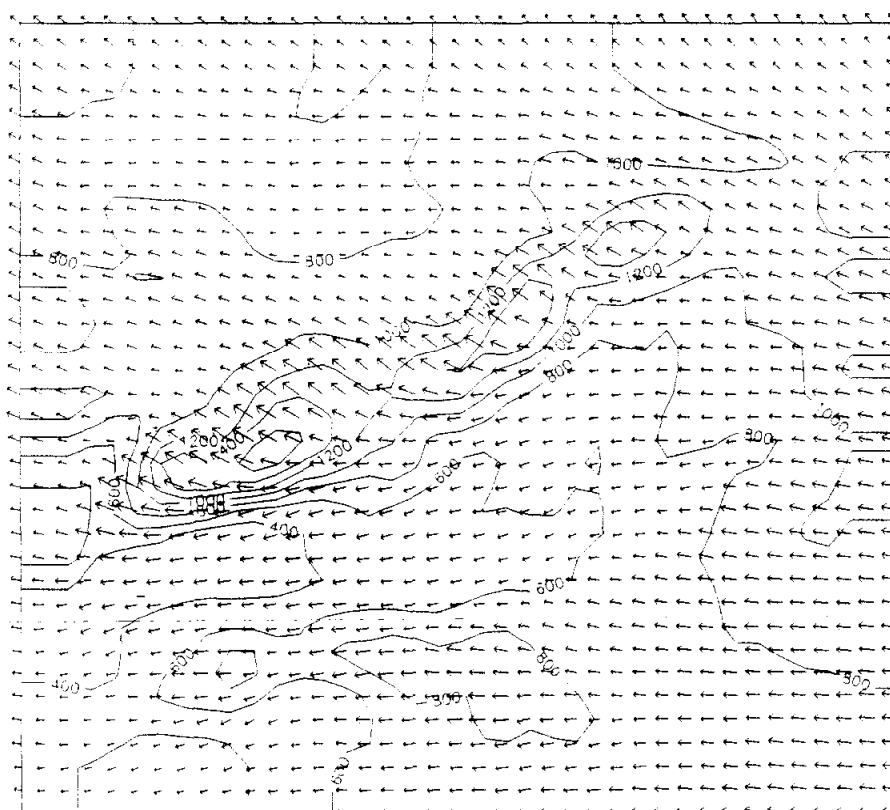
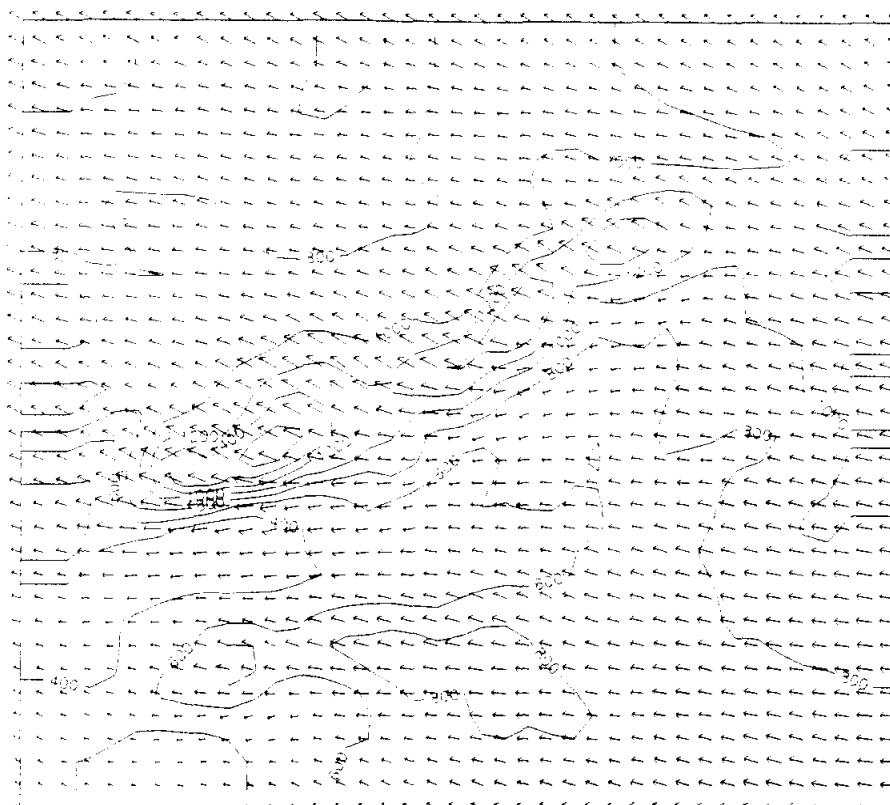


Figura 4.9.5. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 14-11-89

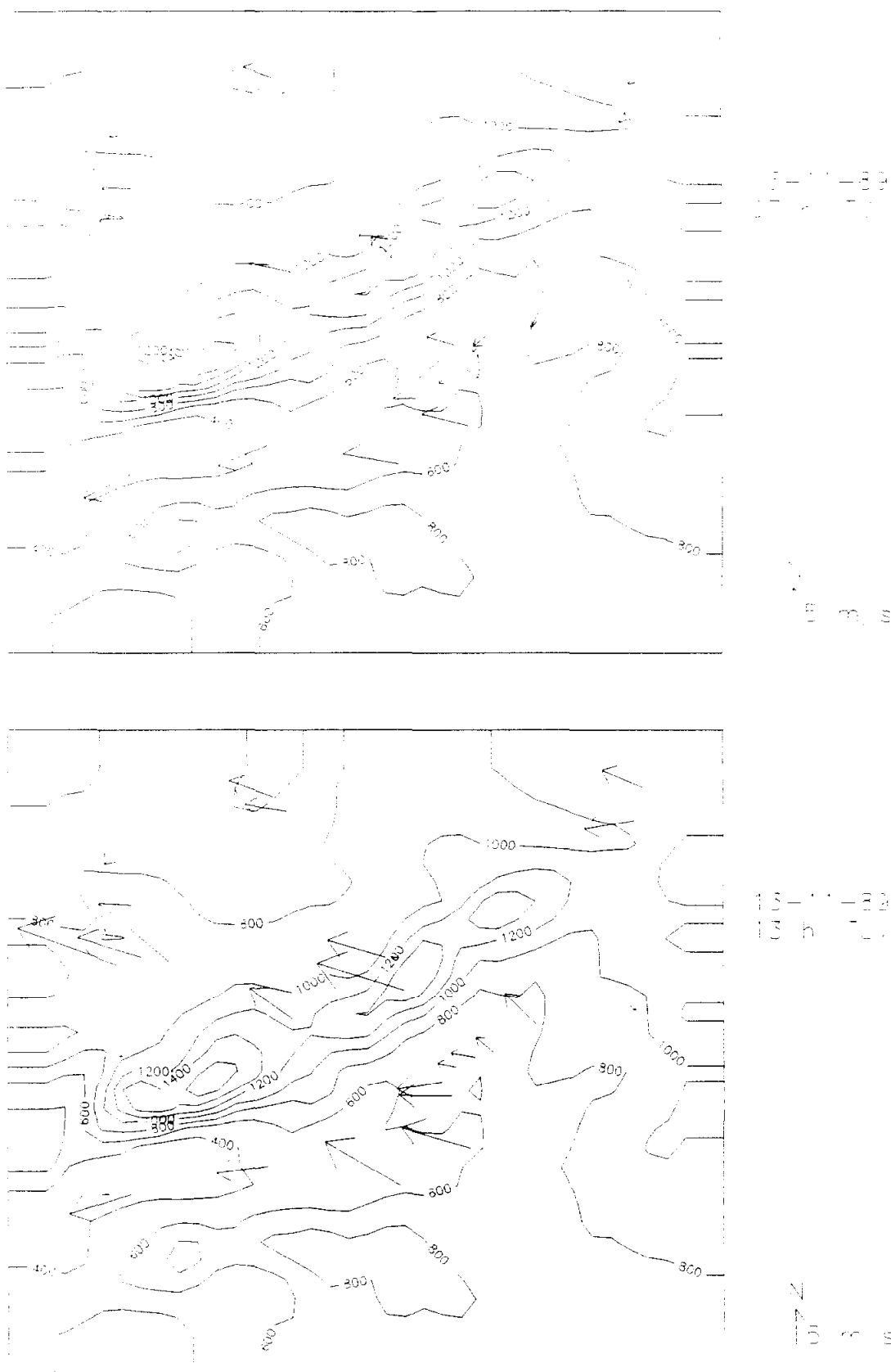
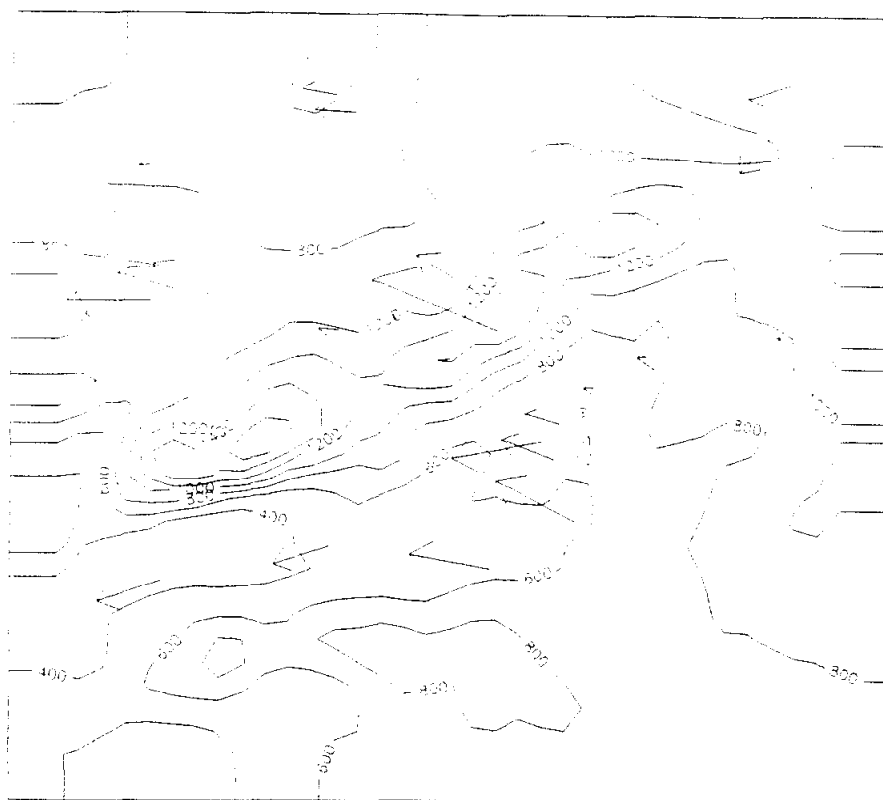
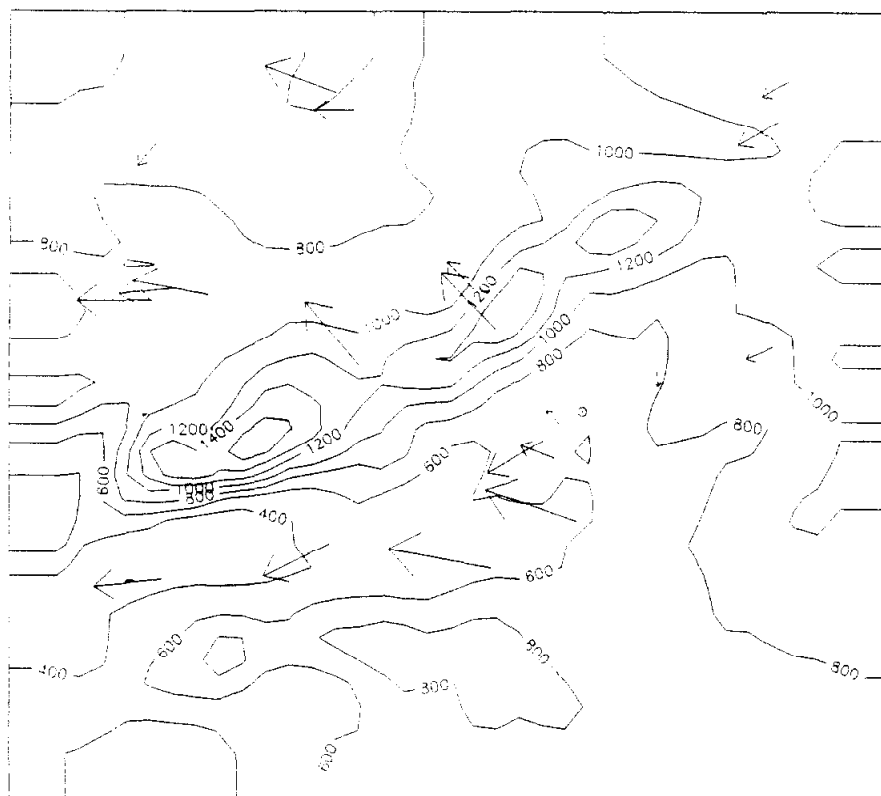


Figura 4.9.6. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 13-11-89



18h



24h

Figura 4.9.7. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 13-11-89

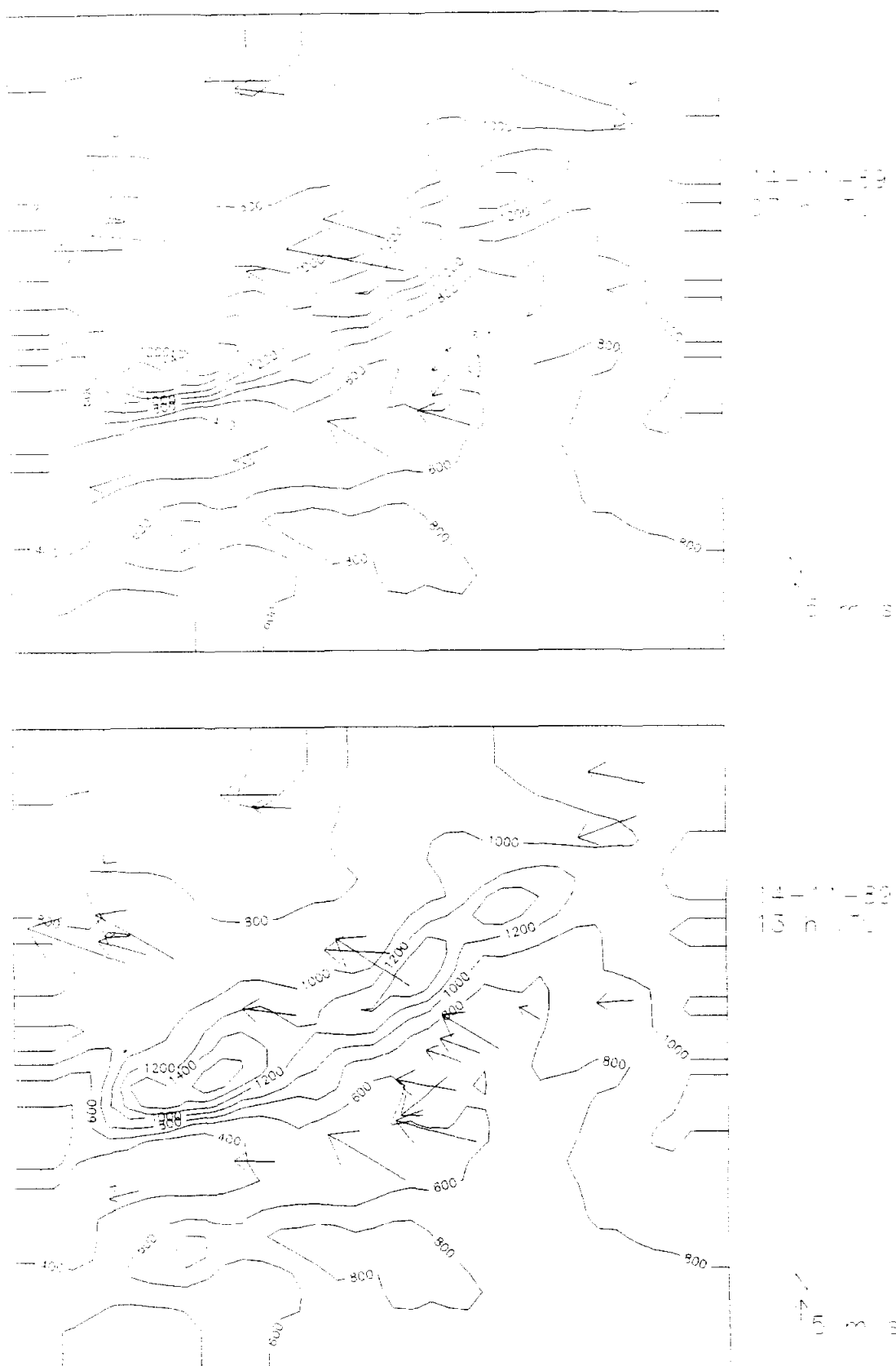
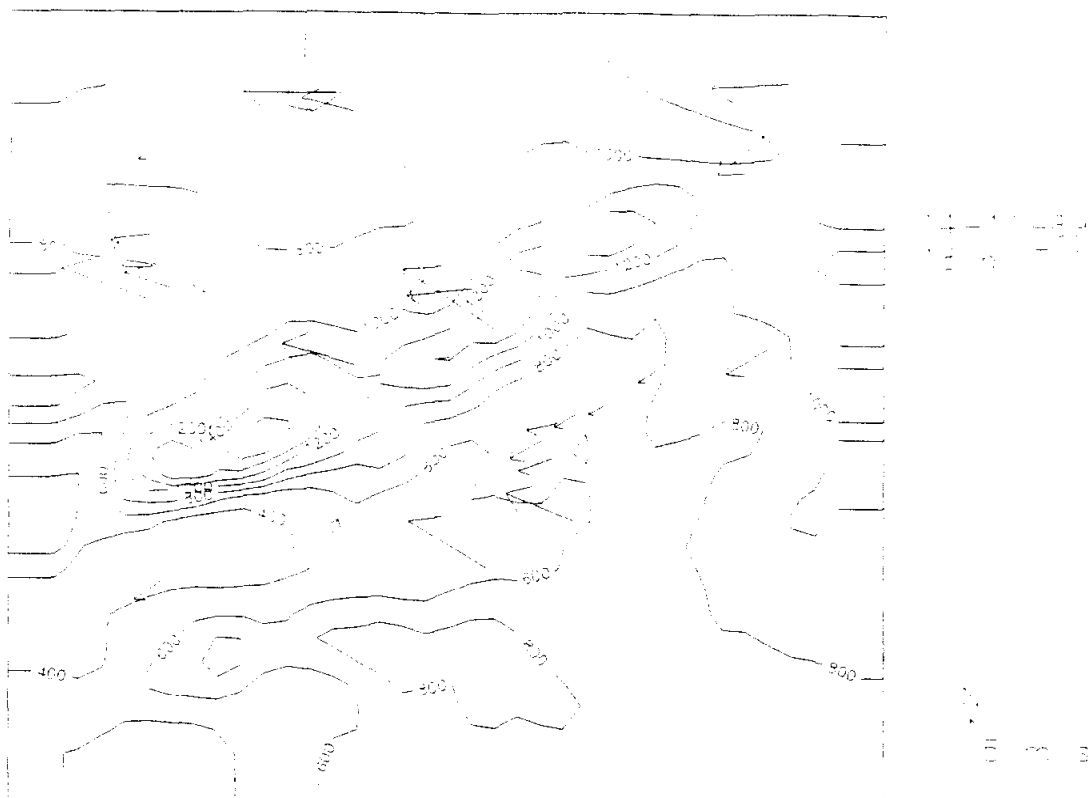
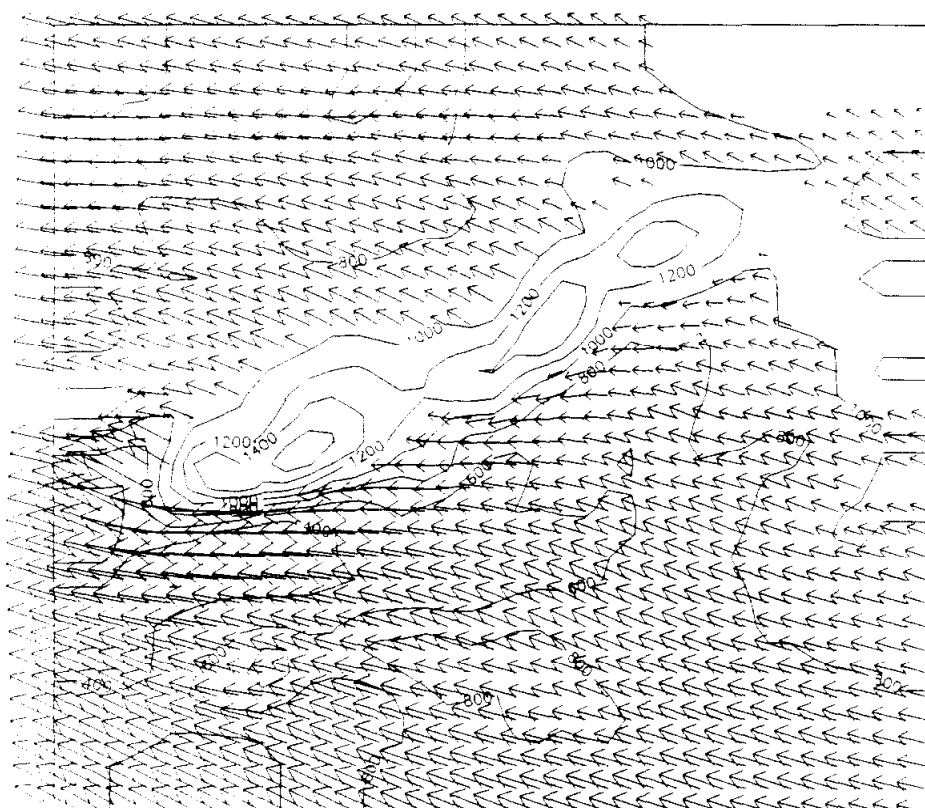
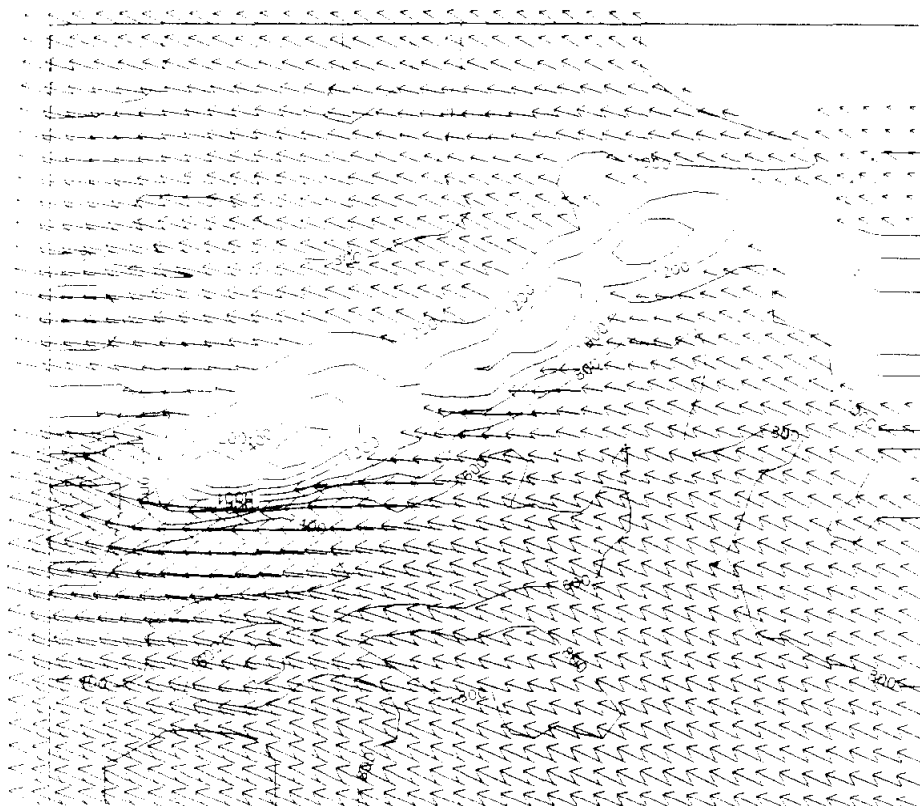
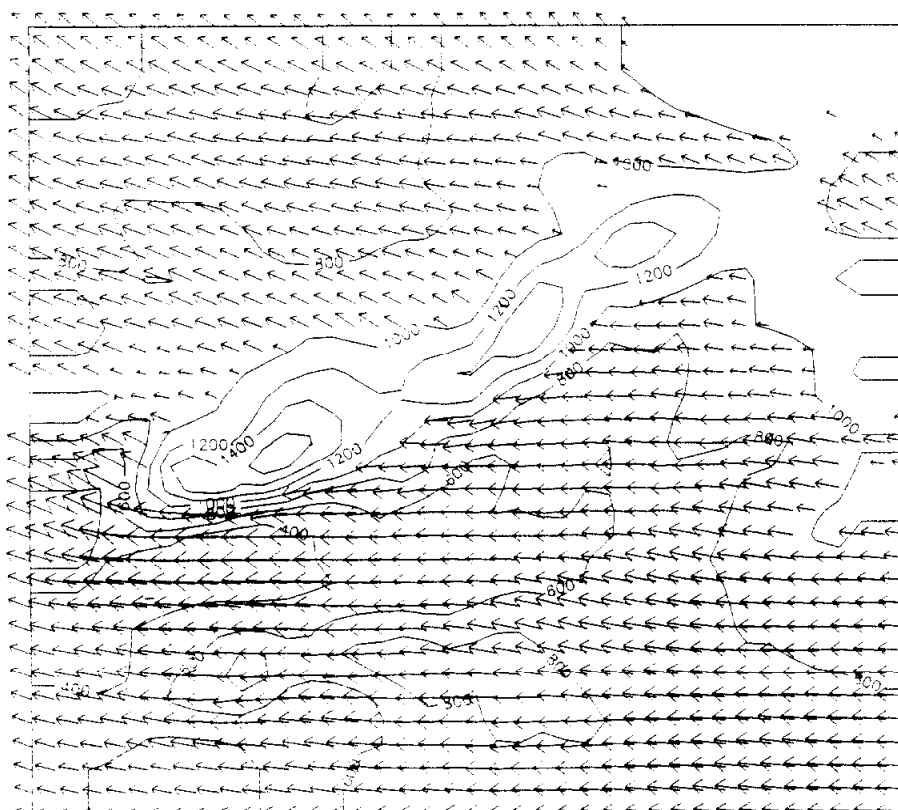
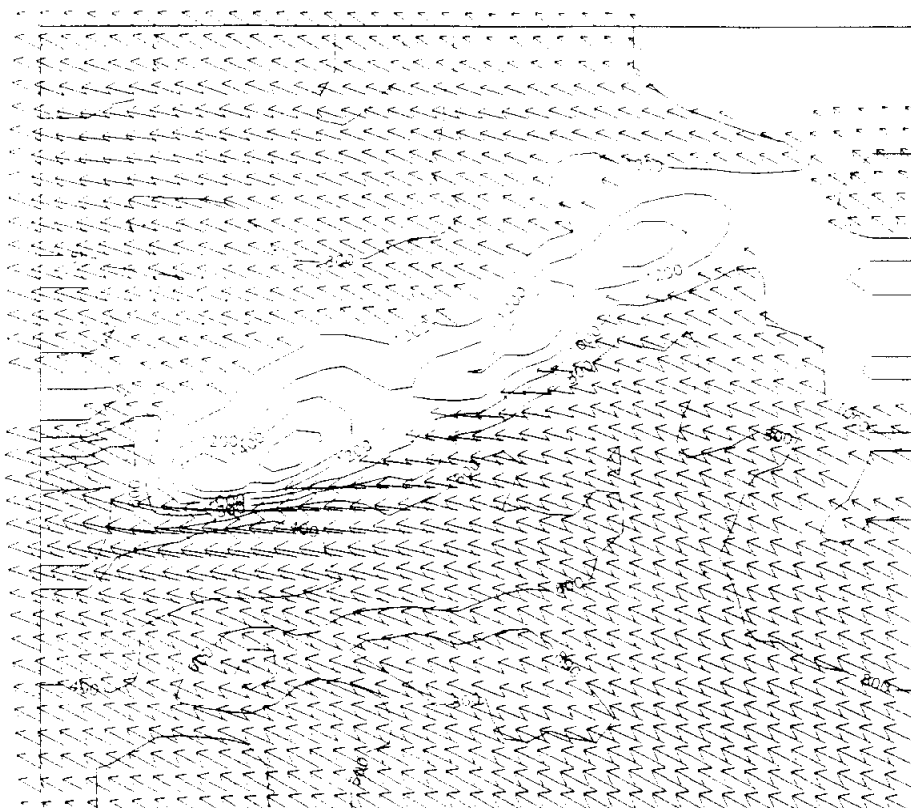


Figura 4.9.8. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 14-11-89





**Figura 4.9.10. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 13-11-89**



**Figura 4.9.11. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 13 y 24 h del día 14-11-89**

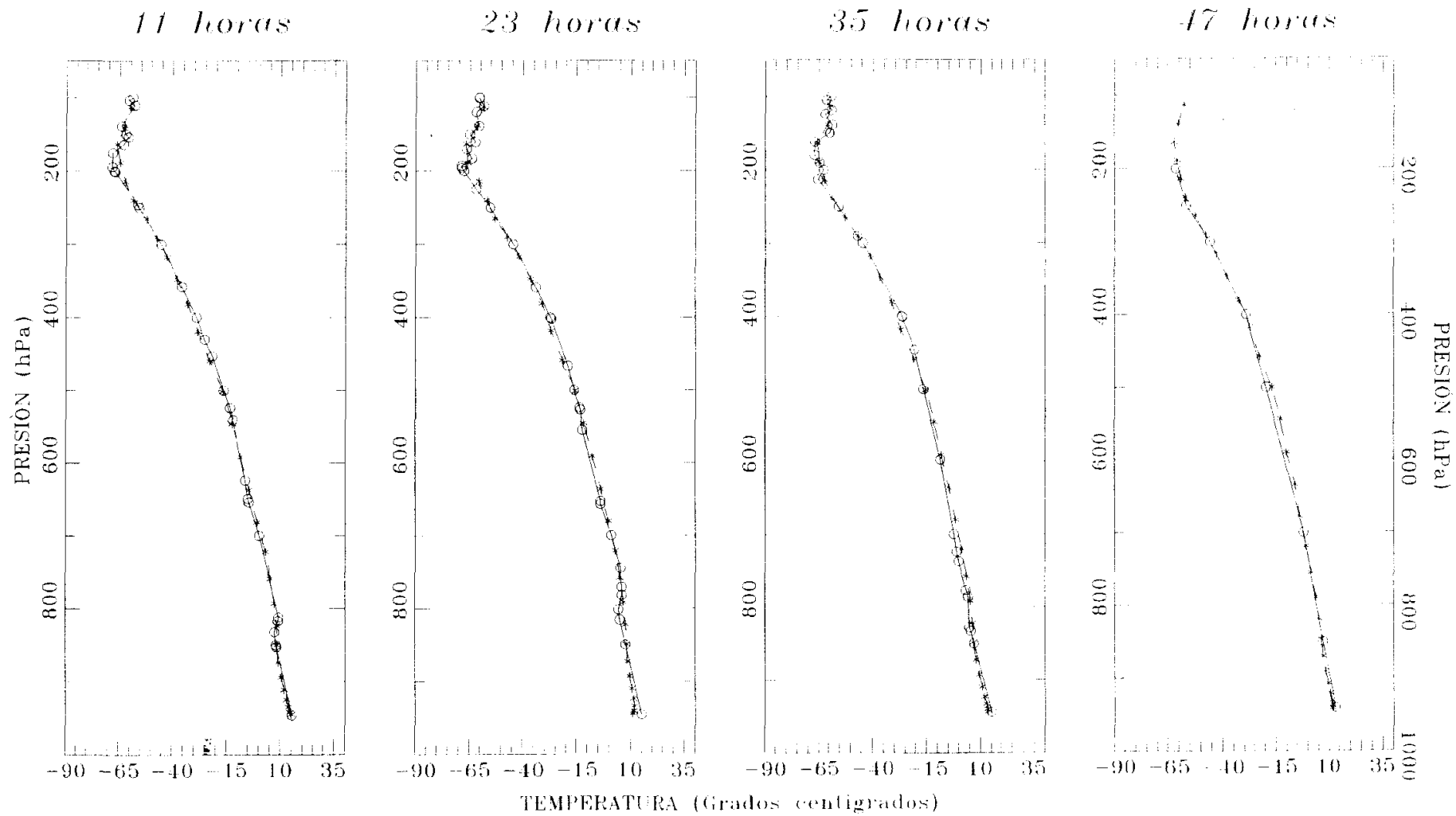


Figura 4.9.12. Perfiles verticales de temperatura observados (-o-) y simulados (-*-)
en Barajas a las 11, 23, 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

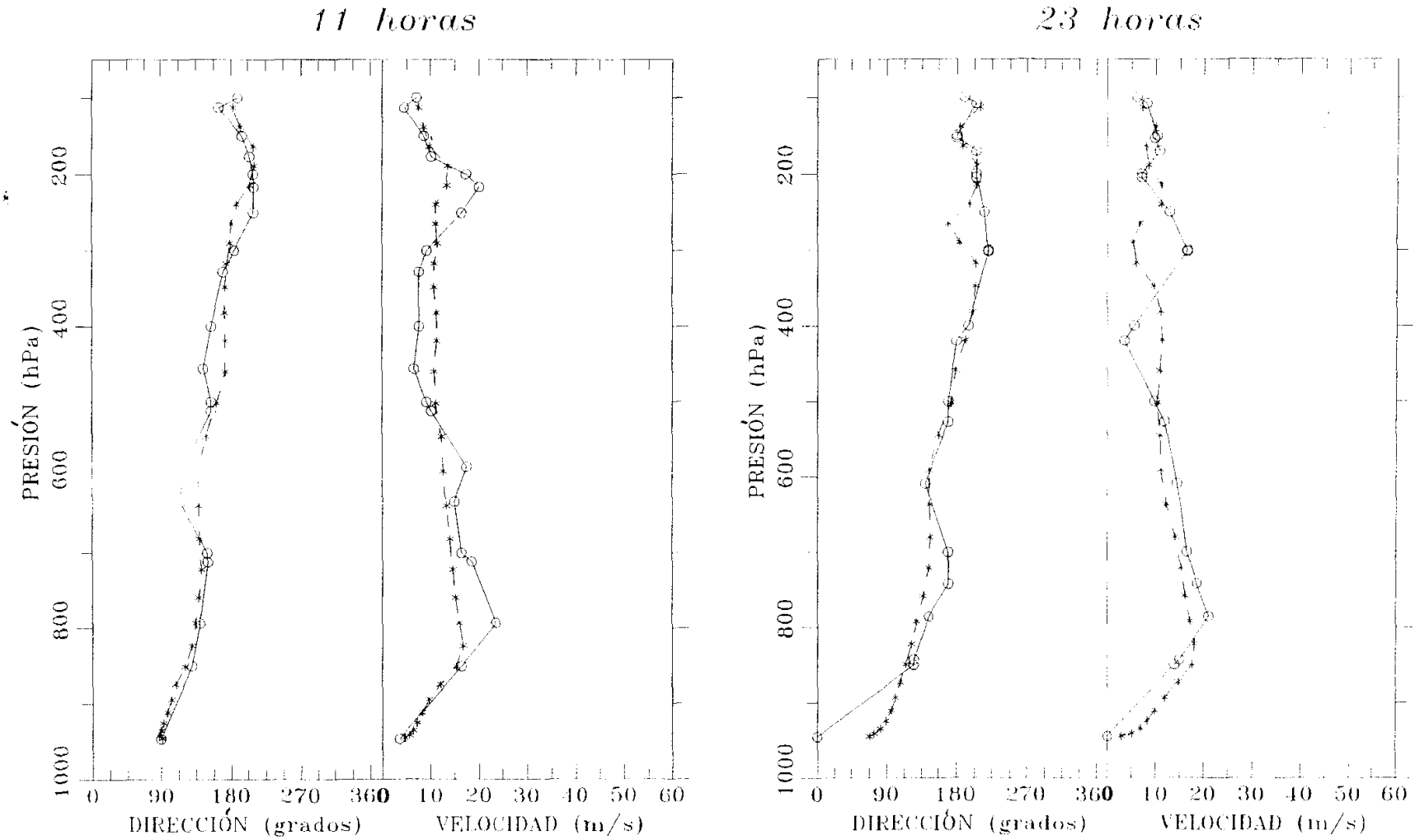


Figura 4.9.13. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 11 y 23 h desde el inicio de la simulación.

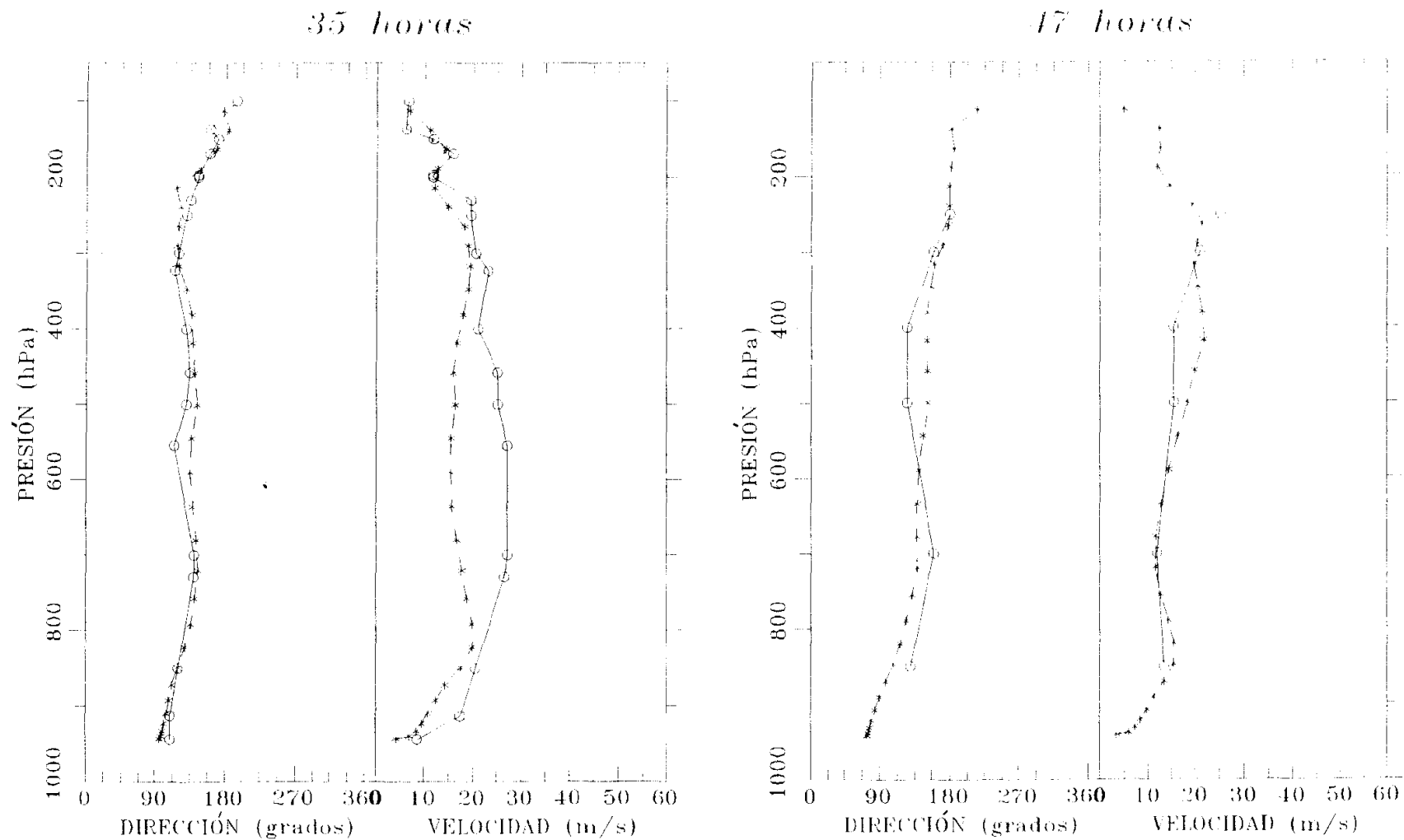


Figura 4.9.14. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

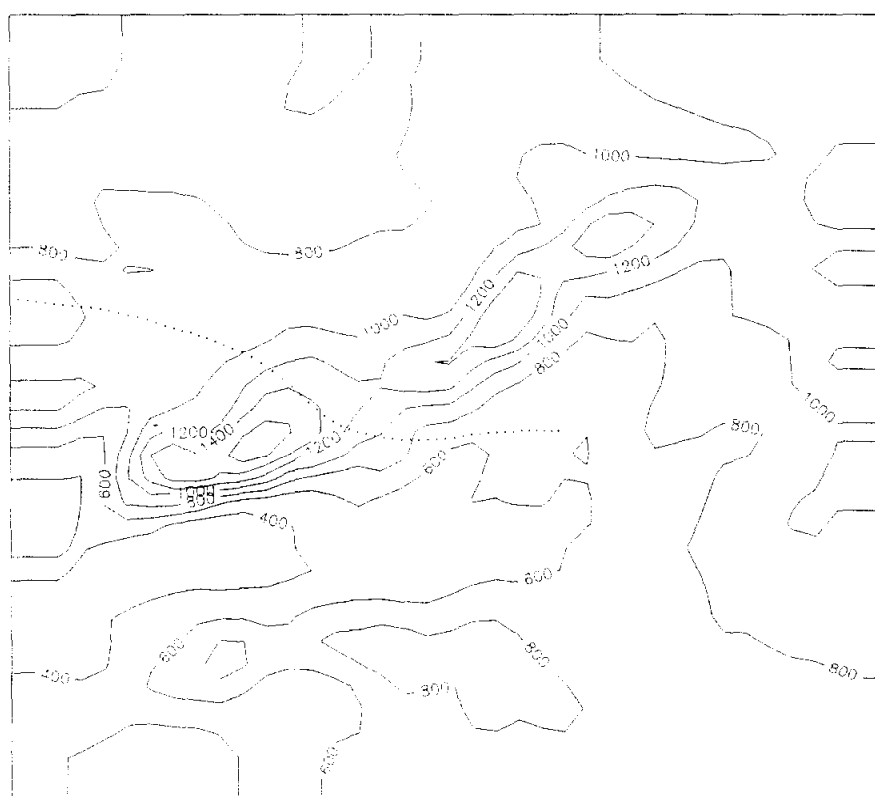
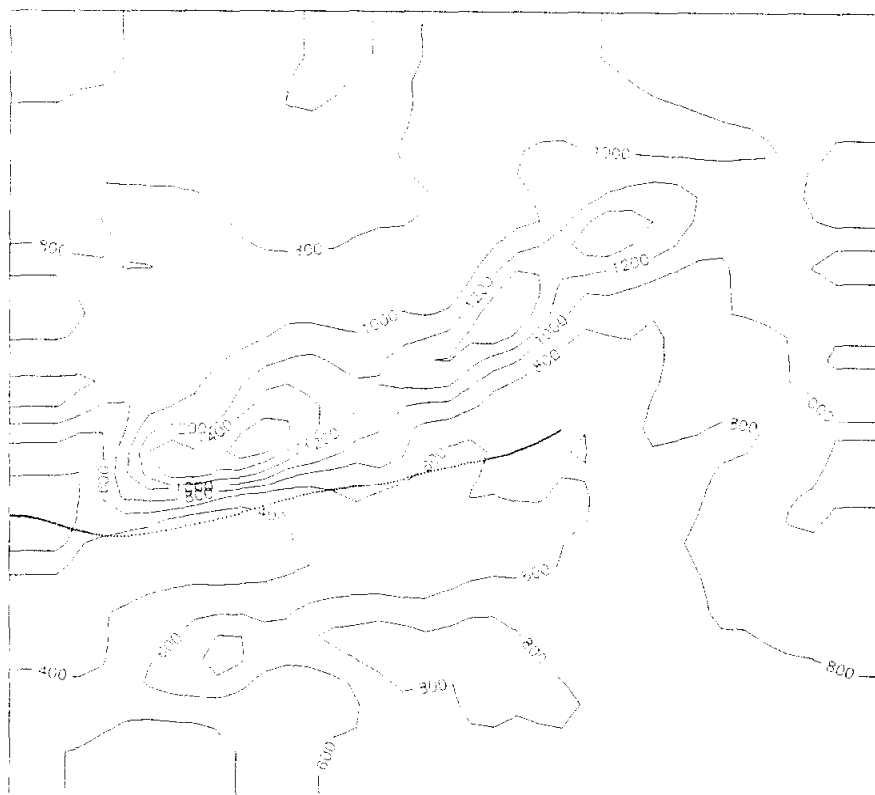


Figura 4.9.15. Trayectorias de partículas emitidas a 7 y 300 m de altura desde la ciudad de Madrid seis horas después del inicio de la simulación

4.10. Bajas presiones sobre el Mediterráneo occidental

Se ha escogido el episodio que va del 3-10-1992 a las 12 h (TU) al 5-10-1992 a las 12 h (TU). En las figuras 4.10.1 y 4.10.2 se pueden ver los análisis en superficie y en altura. La situación se caracteriza en superficie por la presencia de un centro de bajas presiones sobre el norte del Mediterráneo occidental y de un anticiclón en el Atlántico cuyo centro se va desplazando ligeramente hacia el norte, desde su situación inicial al NO de la Península hasta colocarse al oeste de las Islas Británicas. En altura las bajas presiones están centradas sobre la misma zona que en superficie, salvo al principio del episodio en que se sitúan sobre el NO de Francia. El flujo geostrófico es fuerte en todos los niveles, con claro predominio de la componente N sobre la zona centro de la Península. Uno de los motivos para escoger este episodio fueron sendas observaciones personales de vientos fuertes en la zona de la Sierra de Guadarrama en el Sistema Central (Puerto de los Leones), circunscritos a la ladera sur, al anochecer del día 3 y al amanecer del día 5, lo que parece ser un indicio de la existencia de ondas de montaña.

4.10.1. Datos observados disponibles

- Estaciones climatológicas: Matacán, Barbadillo, Avila, Segovia, Zamora, Lubia, Soria, Valladolid y Villanubla.
- Estaciones automáticas: Aranda de Duero, Avila, Madrid-Retiro, Olmedo, Pinilla, Salamanca, Segovia, Soria, Talavera, Valladolid, Yebes y Zamora.
- Centrales eléctricas: Almaraz y Trillo.
- Sondeos: Barajas.

4.10.2. Campos de viento

4.10.2.1. Viento en superficie: simulación y observaciones

En las figuras 4.10.3. a 4.10.6. se muestran los mapas de viento en superficie simulado del día 3-10-1992 a las 18 y 24 h (TU), del día 4-10-1992 a las 7, 13, 18 y 24 h (TU) y del día 5-10-1992 a las 7 y 12 h (TU), mientras que en las figuras 4.10.7. a 4.10.10. se pueden ver las correspondientes observaciones de viento en superficie. En la tabla XV se muestra la distribución observada de la dirección del viento en superficie por cuadrantes y el recorrido observado durante los tres días; el recorrido simulado se indica en el único día completo que se modela, el día 4-10-1992.

A continuación se comentan los aspectos más destacados del flujo simulado y su grado de concordancia con el observado:

- Meseta madrileña, valle del Henares y La Alcarria: El flujo simulado es esencialmente del cuarto cuadrante a lo largo de casi todo el episodio, con mayor componente oeste al principio del episodio y con mayor componente norte al final. Asimismo se aprecia un ciclo diurno en la velocidad: el viento es más fuerte a mediodía que por la noche. En algún momento (sobre todo al amanecer de los días 4 y 5) se extiende por las cercanías del Sistema Central el flujo fuerte que se simula en las laderas sur de estas montañas.

Las observaciones indican efectivamente un claro predominio de viento del cuarto cuadrante. Se aprecia un ligero aumento de velocidad a mediodía en comparación con las horas nocturnas, pero es bastante menos marcado que en la simulación.

- Sistema Central: El flujo simulado es el característico de una onda hidrostática de montaña. De hecho, en la simulación aparece una importante onda, que se distingue claramente en las topografías a distintos niveles (no se muestran estos gráficos). En las laderas sur el viento es más fuerte (con valores de hasta 12 m/s) que en las laderas norte, donde además el flujo simulado sufre cierta deflexión. Esto es más marcado en general en las horas nocturnas, mientras que en las horas diurnas el viento es más uniforme en dirección y velocidad en ambas laderas.

No existen mediciones en las laderas sur, lo que impide realizar comparaciones cuantitativas con lo simulado en esta vertiente. Sólo cabe recordar las observaciones personales de vientos fuertes circunscritos a la ladera sur en la zona del Puerto de los Leones, al anochecer del día 3 y al amanecer del día 5. Las tres estaciones de las laderas norte permiten comprobar si existe deflexión y/o debilitamiento del flujo en algún punto. Esto se observa efectivamente en Segovia, si se comparan las observaciones mostradas en los gráficos con las de Avila y Pinilla, particularmente a partir de la tarde del día 4. La distribución del viento por cuadrantes parece confirmar este extremo: en Avila el predominio del viento del cuarto cuadrante es casi total, con más de 22 h diarias, mientras que en Segovia la dirección del viento es más variable. Además, el recorrido observado en Avila es apreciablemente mayor que el observado en Segovia, hecho que es correctamente recogido por la simulación (al menos durante el segundo día).

- Montes de Toledo: El efecto de barrera de las montañas se aprecia también aquí en la simulación, con deflexión del flujo en las laderas norte durante la noche. De día el

flujo se hace más homogéneo. El máximo viento se simula a las 13 h del día 4 por el centro y este del sistema montañoso, mientras que las Villuercas se ven afectadas por un flujo más débil al sur de Gredos.

- Valle del Tajo: Al sur de Gredos el flujo simulado está determinado por la presencia de vórtices. A las 18 y 24 h del día 3 y a las 7 h del día 4 se aprecia un vórtice que produce vientos de componente oeste en la zona del valle cercana a las Villuercas y de componente sur más débiles cerca de la Sierra de Gredos. A mediodía del día 4 ha desaparecido el vórtice, quedando vientos de componente N, más débiles a sotavento de Gredos. Posteriormente el viento es en general muy débil, aunque en algún momento se distinguen incluso dos vórtices (a las 7 h del día 5). En el resto del valle, al final del día 3 el flujo es débil o muy débil de componente oeste. A mediodía del día 4 gira a dirección N-NO y aumenta apreciablemente de velocidad. Posteriormente disminuye de fuerza, al tiempo que predomina el viento del cuarto cuadrante. En la noche siguiente se observan claramente los efectos de la deflexión del flujo, con una bifurcación de éste entre Talavera y Toledo. Al final de la simulación se extiende un viento más uniforme del N-NO.

Al final del día 3 las observaciones en Almaraz y Talavera ofrecen algún indicio de que el vórtice simulado es correcto: el viento es fuerte del oeste en Almaraz y débil del S en Talavera. La coincidencia a las 18 h de ese día también es buena. A las 7 y 13 h del día 4 sigue habiendo buena concordancia, con el giro del viento observado en Almaraz a NO y la debilidad del viento en Talavera. Posteriormente se observa un debilitamiento del viento a lo largo de la noche, con vientos de dirección muy variable, mientras que a mediodía del día 5 el viento es débil del N en ambas estaciones, en aceptable correspondencia con lo simulado.

- Meseta norte: El flujo simulado procede en general del cuarto cuadrante, con mayor componente oeste al principio y mayor componente norte al final. De noche el efecto de barrera del Sistema Central se hace más apreciable, con vientos débiles y desviación del flujo, mientras que en las horas centrales del día el flujo tiene dirección más uniforme y mayor velocidad.

Las observaciones coinciden con lo simulado en cuanto a la mayor debilidad nocturna del viento. Se aprecia asimismo una evolución de la dirección del viento observado de mayor componente oeste a mayor componente norte, especialmente por el oeste de la meseta, donde al final del episodio los vientos son del NE. Se recoge bien en la simulación el hecho

de que el recorrido observado en las estaciones salmantinas es significativamente menor que en Valladolid durante el día 4.

Estación	Frecuencia de dirección de viento observado (h)					Recorrido (km)	
	1 ^{er} c.	2 ^o c.	3 ^{er} c.	4 ^o c.	Cal.	Obs.	Sim.
Matacán	0.0	0.0	10.0	14.0	0.0	385	-
	1.0	0.0	2.0	21.0	0.0	388	280
	2.0	0.5	1.5	19.5	0.5	255	-
Barbadillo	0.0	0.0	6.0	18.0	0.0	378	-
	5.5	0.0	1.0	16.0	1.5	374	300
	12.5	0.0	2.0	7.5	2.0	324	-
Avila	0.2	0.0	0.8	22.5	0.5	360	-
	1.7	0.0	0.0	22.3	0.0	524	512
	1.8	0.0	0.0	22.2	0.0	383	-
Segovia	0.7	0.0	7.0	16.3	0.0	288	-
	7.4	1.0	1.0	14.6	0.0	355	402
	5.8	0.3	2.1	15.6	0.2	195	-
Zamora	0.0	0.0	9.0	15.0	0.0	* 198	-
	12.9	0.0	1.6	9.5	0.0	* 231	-
	19.8	0.0	0.0	4.2	0.0	* 214	-
Lubia	6.0	0.0	6.0	12.0	0.0	478	-
	8.0	0.0	3.5	12.5	0.0	476	-
	5.5	0.0	4.0	14.5	0.0	425	-
Villanubla	0.1	0.0	0.0	23.9	0.0	-	-
	5.0	0.0	0.0	19.0	0.0	-	-
	3.8	0.0	0.0	19.2	1.0	-	-
Valladolid	2.2	0.0	0.7	21.1	0.0	421	-
	10.8	0.0	0.0	13.2	0.0	548	500
	12.8	0.0	0.0	11.0	0.2	397	-

TABLA XV. Distribución de viento observado por cuadrantes, recorrido observado (* indica de 7 h a 7 h, en vez de 0 a 24 h) y recorrido simulado en los días 3-10-1992, 4-10-1992 y 5-10-1992

4.10.2.2. Vientos simulados en la superficie de 900 hPa

Los mapas de viento simulado a las 13 y 24 h de ambos días en la superficie de 900 hPa se muestran en las figuras 4.10.11 y 4.10.12.

Al final del día 3 se aprecian en el flujo simulado signos claros del efecto de barrera ejercido por el Sistema Central: deceleración y desviación lateral del flujo a barlovento y aceleración por el borde suroccidental del Sistema Central, con curvatura del flujo a sotavento. A mediodía del día 4 ha disminuido dicho efecto de barrera, y el flujo es más fuerte y homogéneo en la zona oriental del dominio. A las 24 h del día 4 se aprecian vientos más fuertes a sotavento del Sistema Central que a barlovento, aunque la desviación lateral del flujo es más llamativa en esta ocasión en los Montes de Toledo. Al final de la simulación disminuye en general la fuerza del viento.

4.10.3. Perfiles verticales de viento y temperatura

En las figuras 4.10.13 a 4.10.15 se muestran los perfiles de viento y temperatura en Barajas.

En los perfiles térmicos destaca la presencia de capas estables o inversiones a diferentes alturas: por encima de 700 hPa a las 23 h del día 3, entre 700 y 800 hPa a las 11 h del día 4, por debajo de 800 hPa al final del día 4 y entre 700 y 800 hPa a las 11 h del día 5. La simulación no recoge en general estos detalles de los perfiles, sino la estabilidad media en capas más anchas. Por otro lado, en los sondeos diurnos el perfil simulado guarda buena similitud con el observado en los niveles más cercanos al suelo, mientras que en los nocturnos aparece en la simulación una inversión basada en el suelo que no se aprecia en las medidas; esta divergencia es menos marcada en el segundo día que en el primero.

Los perfiles de viento observado indican una escasa cizalla en dirección en todos los niveles y en todos los sondeos; la dirección se mantiene entre N y N-NO con muy pocas variaciones a lo largo del periodo. La simulación reproduce bien estas características en general; la mayor divergencia se aprecia en el último sondeo en los niveles más bajos. La coincidencia entre los perfiles de viento observado es también buena en general, destacando en este sentido la correcta reproducción del valor y la posición del máximo de bajo nivel a las 23 h del día 4.

4.10.4. Trayectorias

En la figura 4.10.16. se muestran las trayectorias simuladas de partículas emitidas a 8 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid.

Se aprecia cierta divergencia entre ambas trayectorias. La partícula emitida a 8 m de altura abandona el dominio por un punto cercano a la esquina SE después de 15.5 h de iniciar su movimiento y tras recoger un cierto cambio de dirección y velocidad del viento. En cambio la otra partícula abandona bastante más rápidamente el dominio (en 6 h) por un punto situado al NE del anterior, y sigue una trayectoria con muy poca curvatura. Ambas se mantienen cerca del suelo a lo largo de su recorrido. Las partículas emitidas a 300 y 650 m siguen una trayectoria muy similar a la emitida 100 m, aunque avanzan más velozmente (no se muestran estos dos gráficos).

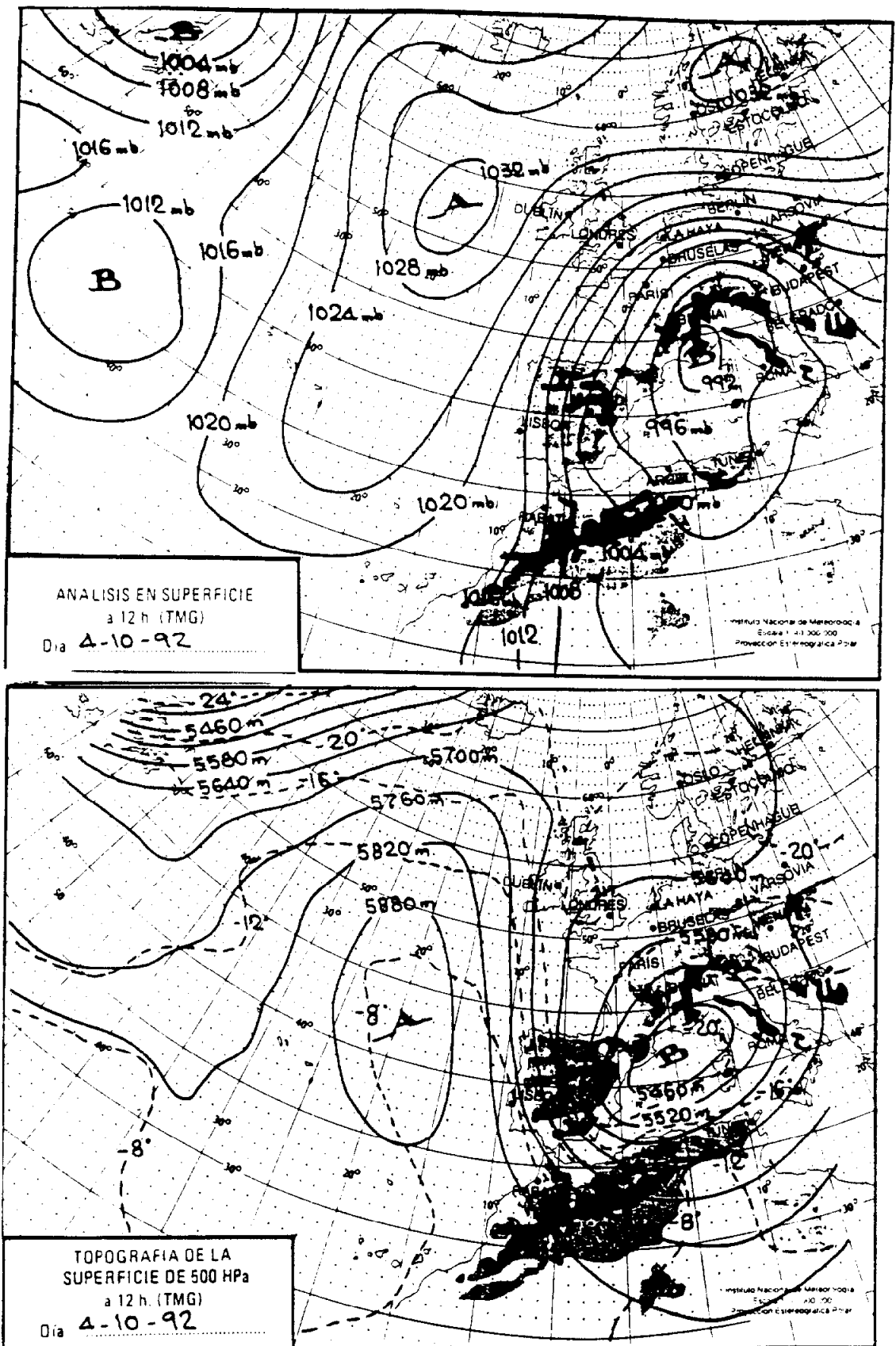


Figura 4.10.2. Análisis en superficie y topografía de 500 hPa a las 12 h del día 4-10-92

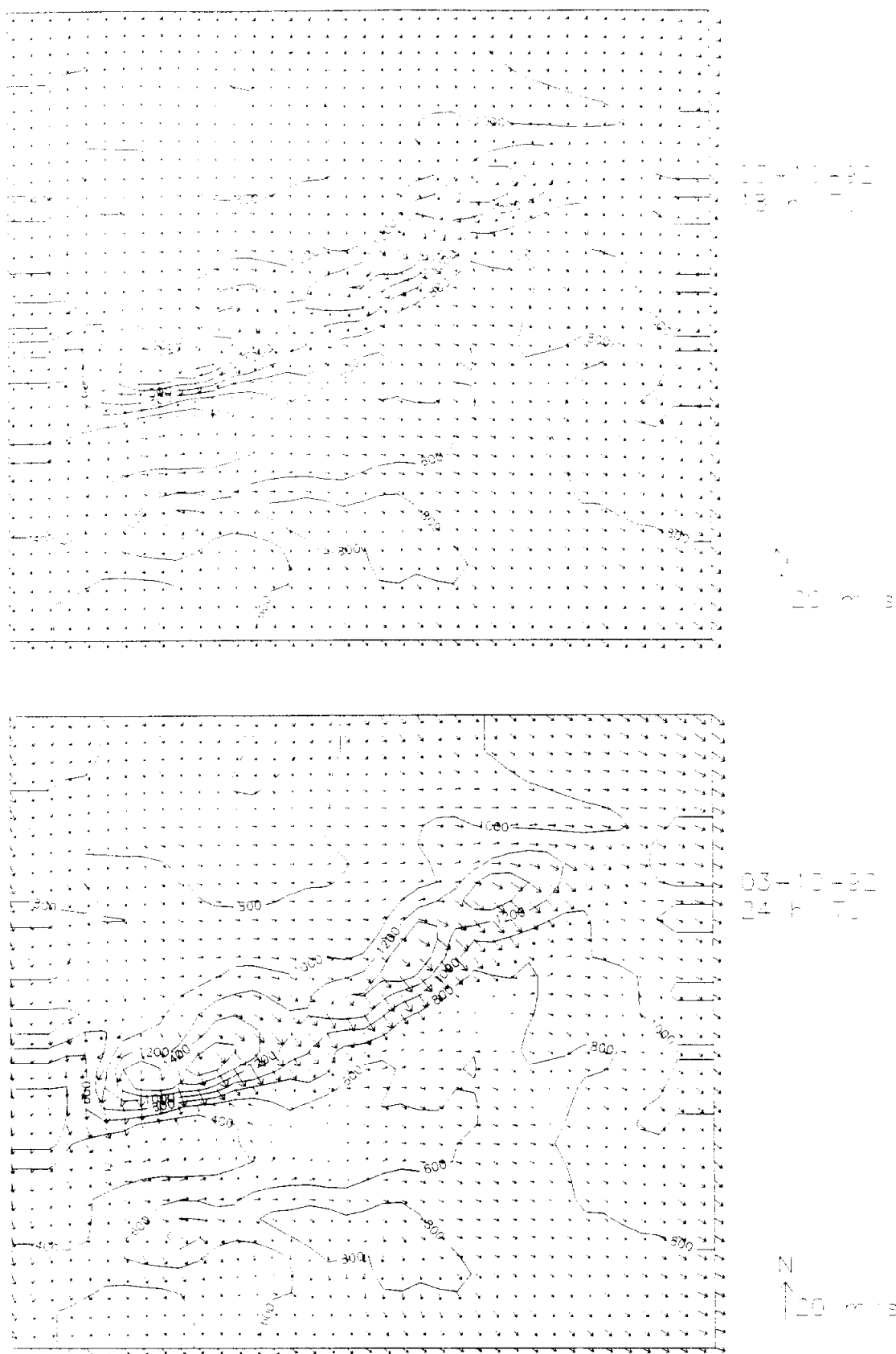
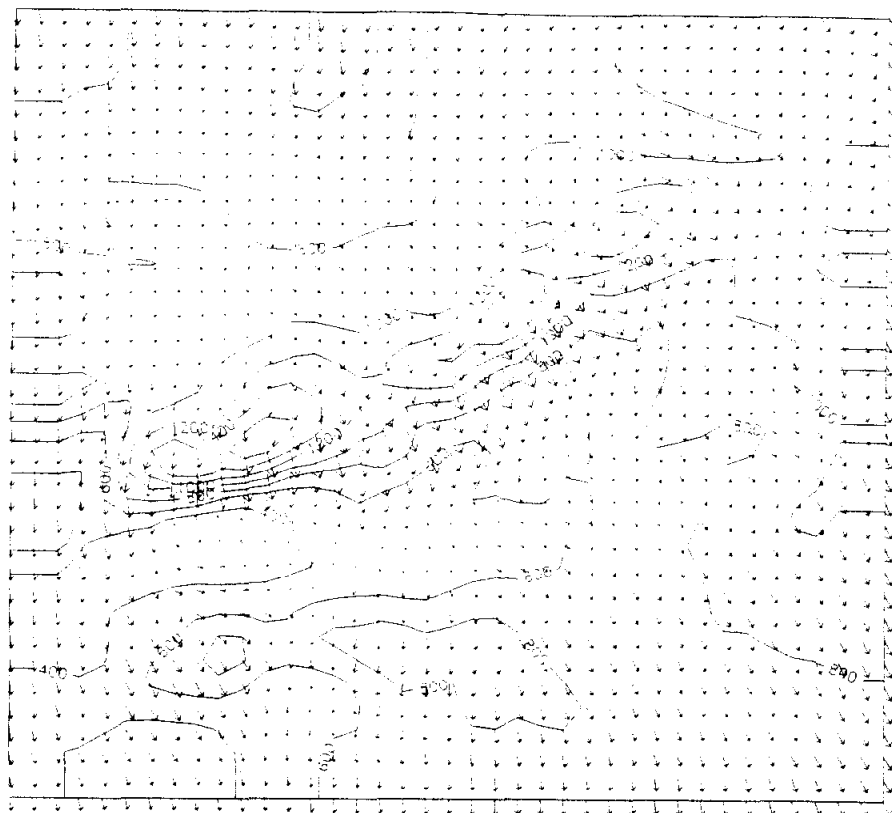
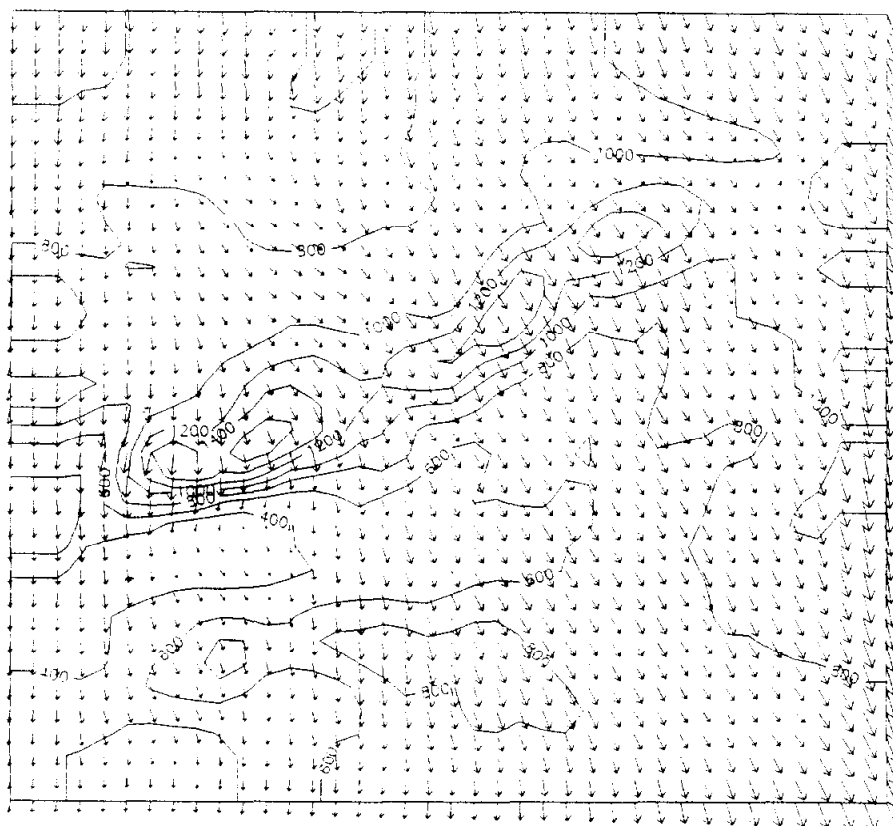


Figura 4.10.3. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 3-10-92



04-10-92
13h

20 30



04-10-92
13h

20 30

Figura 4.10.4. Viento en superficie simulado a las 7 y 13 h del día 4-10-92

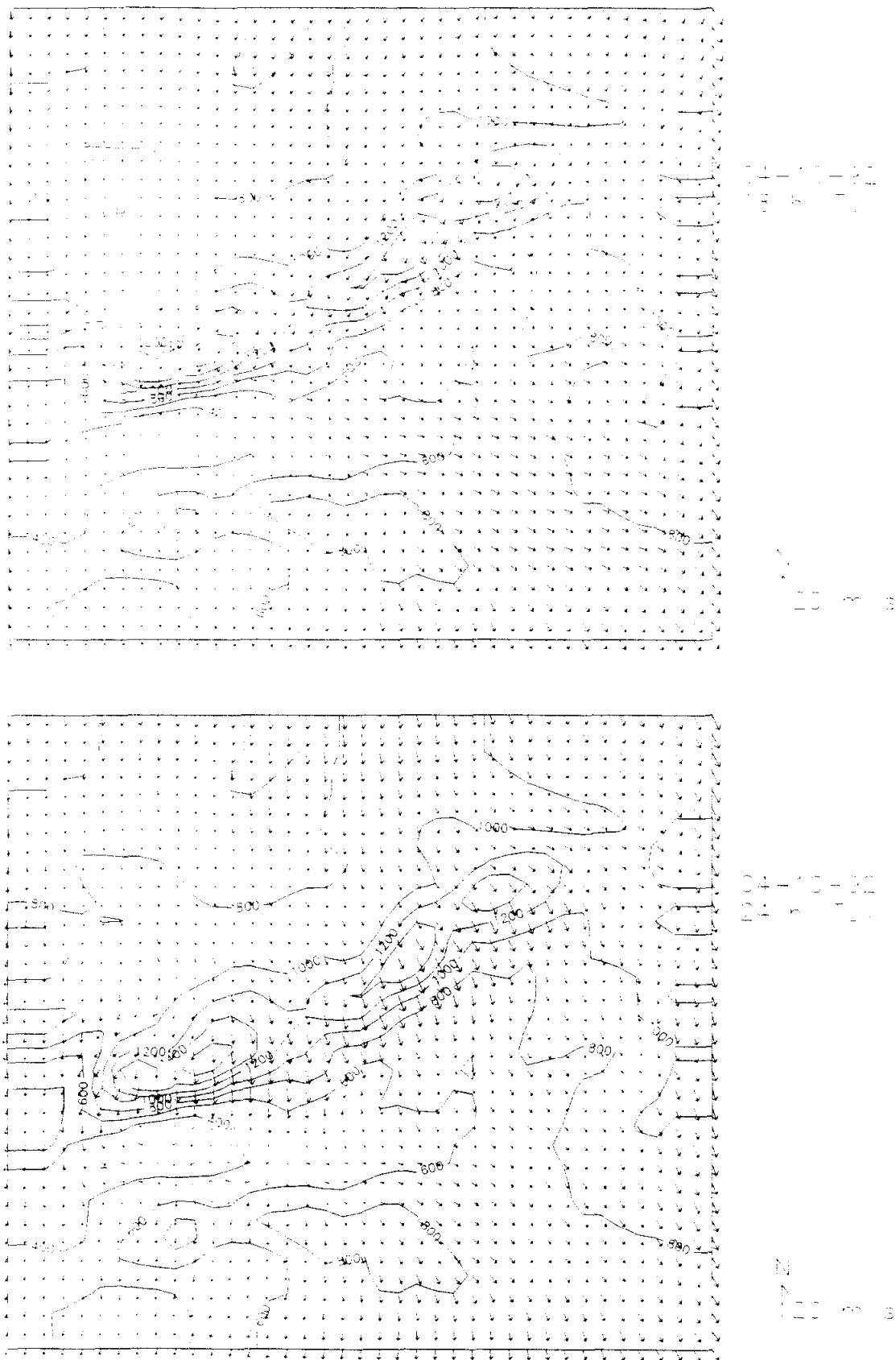
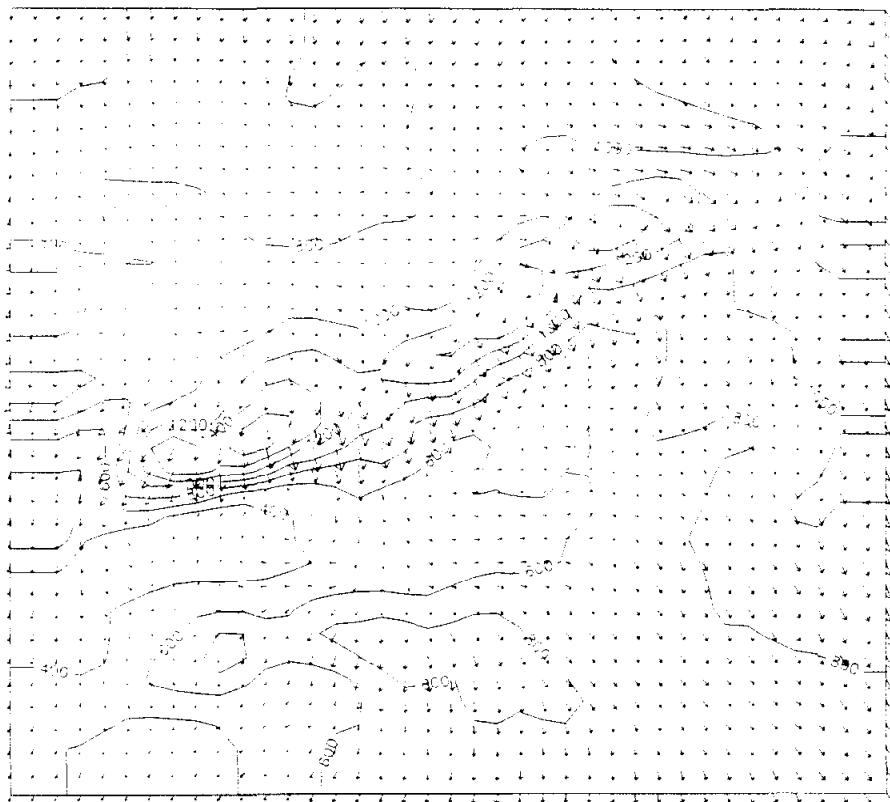
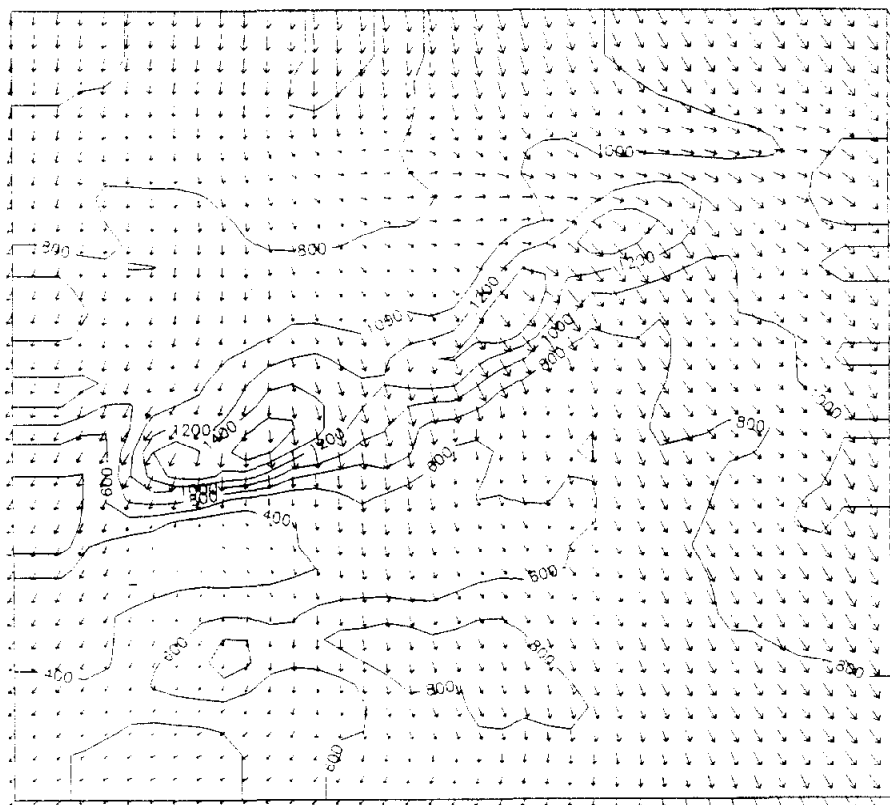


Figura 4.10.5. Viento en superficie simulado a las 18 y 24 h del día 4-10-92



1000
1100
1200
1300
1400
1500
1600
1700
1800
1900
2000
2100
2200
2300
2400
2500
2600
2700
2800
2900
3000
3100
3200
3300
3400
3500
3600
3700
3800
3900
4000
4100
4200
4300
4400
4500
4600
4700
4800
4900
5000
5100
5200
5300
5400
5500
5600
5700
5800
5900
6000
6100
6200
6300
6400
6500
6600
6700
6800
6900
7000
7100
7200
7300
7400
7500
7600
7700
7800
7900
8000
8100
8200
8300
8400
8500
8600
8700
8800
8900
9000
9100
9200
9300
9400
9500
9600
9700
9800
9900
10000



1000
1100
1200
1300
1400
1500
1600
1700
1800
1900
2000
2100
2200
2300
2400
2500
2600
2700
2800
2900
3000
3100
3200
3300
3400
3500
3600
3700
3800
3900
4000
4100
4200
4300
4400
4500
4600
4700
4800
4900
5000
5100
5200
5300
5400
5500
5600
5700
5800
5900
6000
6100
6200
6300
6400
6500
6600
6700
6800
6900
7000
7100
7200
7300
7400
7500
7600
7700
7800
7900
8000
8100
8200
8300
8400
8500
8600
8700
8800
8900
9000
9100
9200
9300
9400
9500
9600
9700
9800
9900
10000

Figura 4.10.6. Viento en superficie simulado a las 7 y 12 h del día 5-10-92

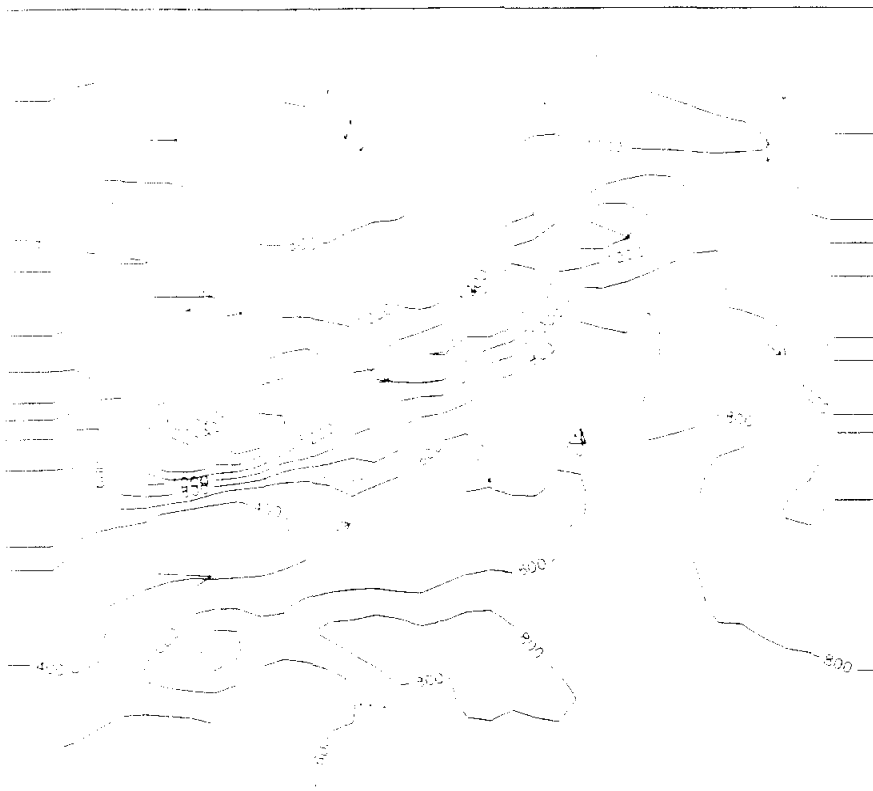


Fig. 4.10.7a

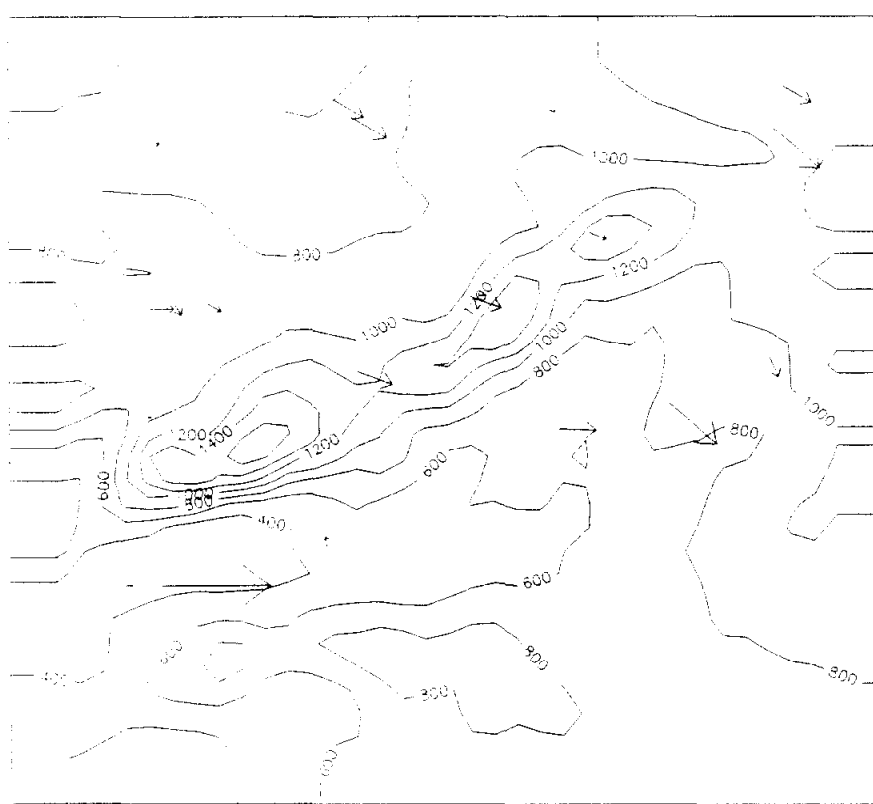


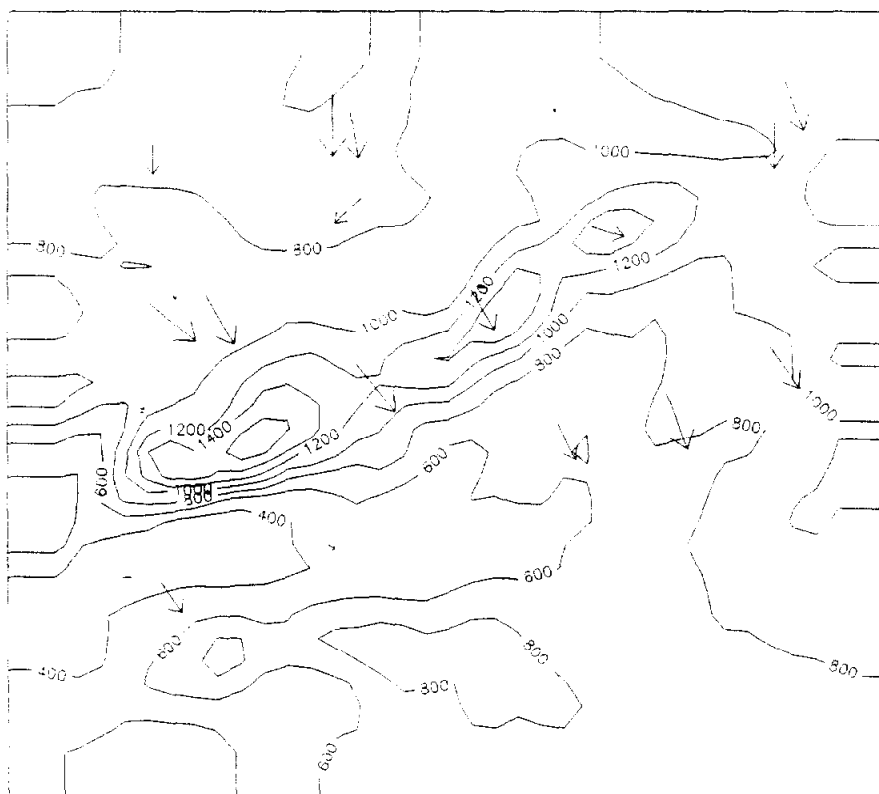
Fig. 4.10.7b

Figura 4.10.7. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 3-10-92



04-10-92
17h

15 m/s



04-10-92
13h

15 m/s

Figura 4.10.8. Viento en superficie observado a las 7 y 13 h del día 4-10-92

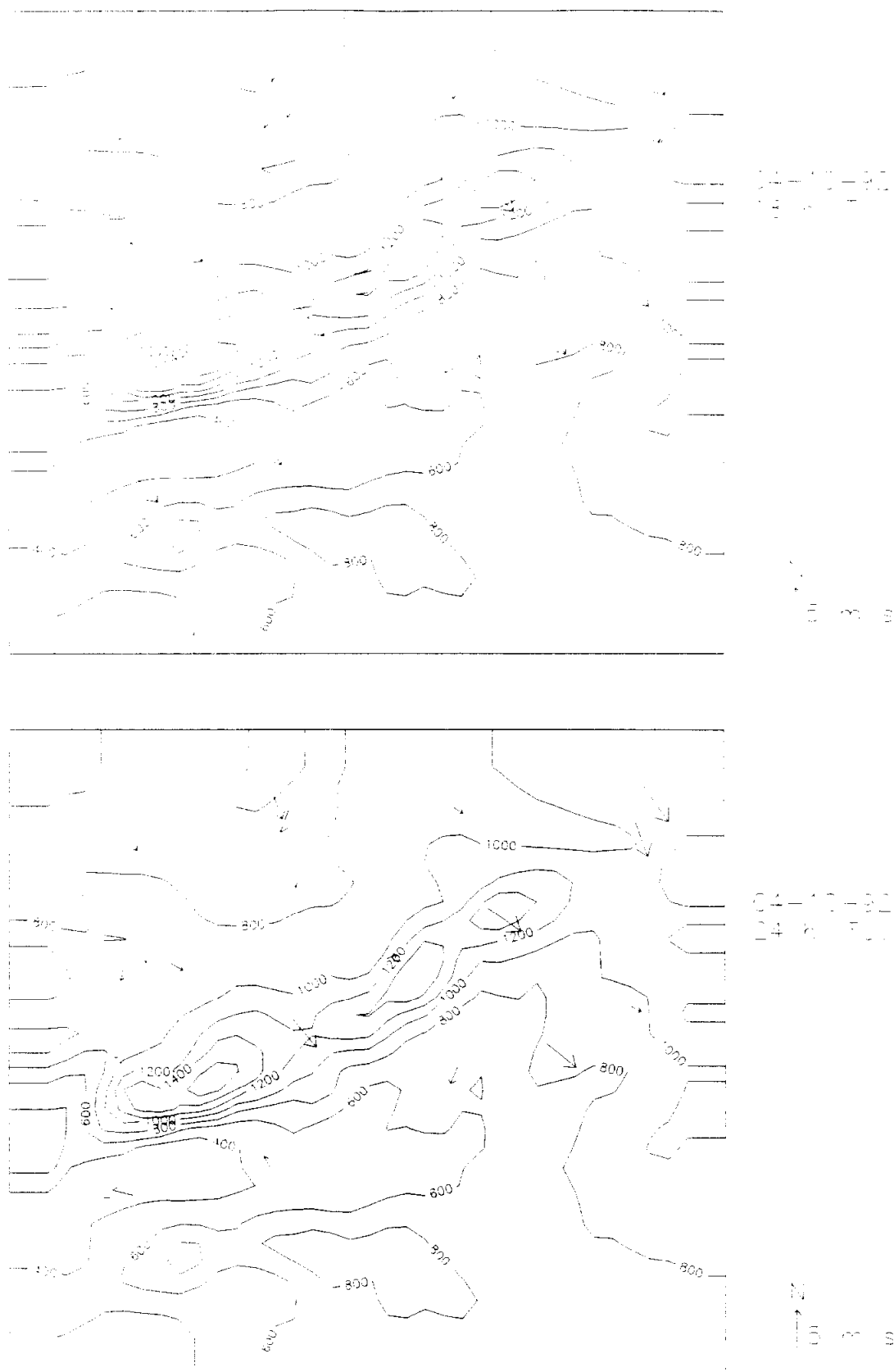
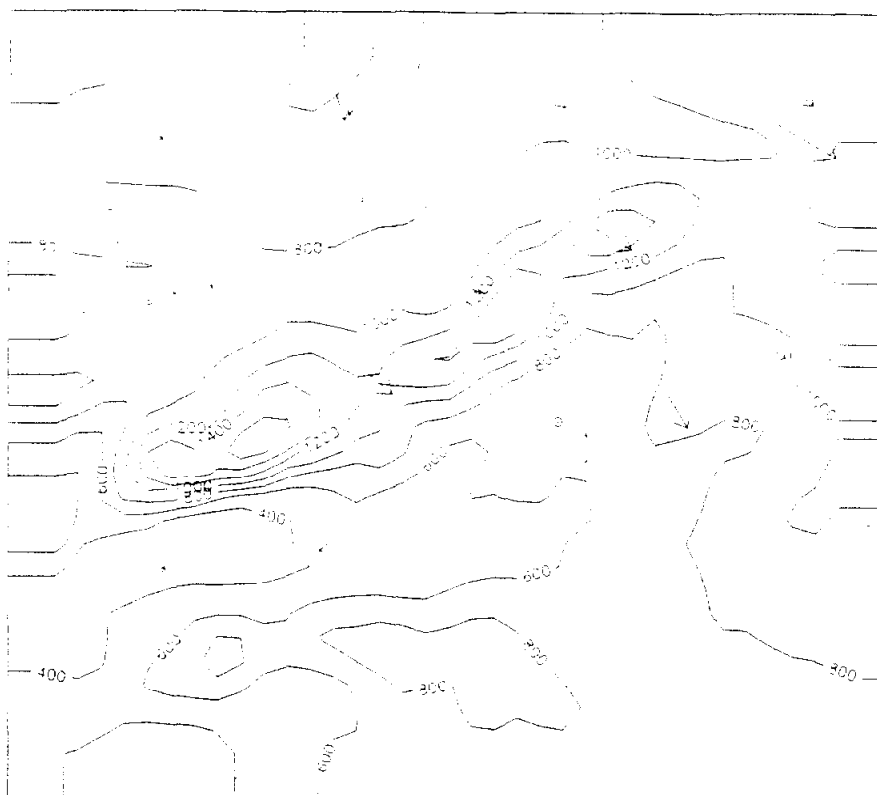
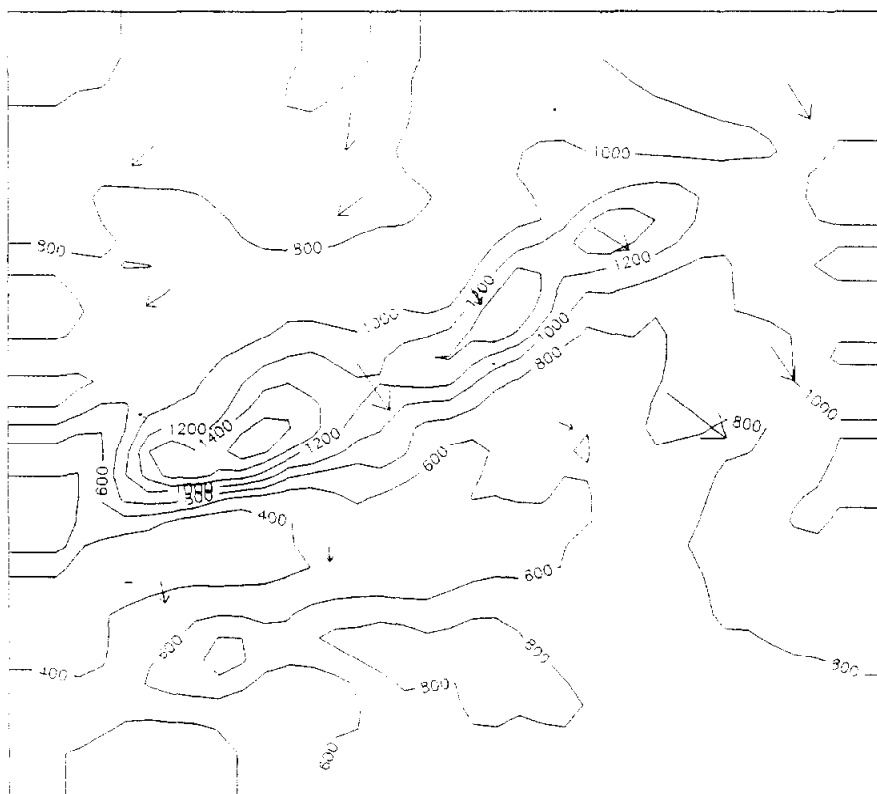


Figura 4.10.9. Viento en superficie observado a las 18 y 24 h del día 4-10-92



05-10-92
7h

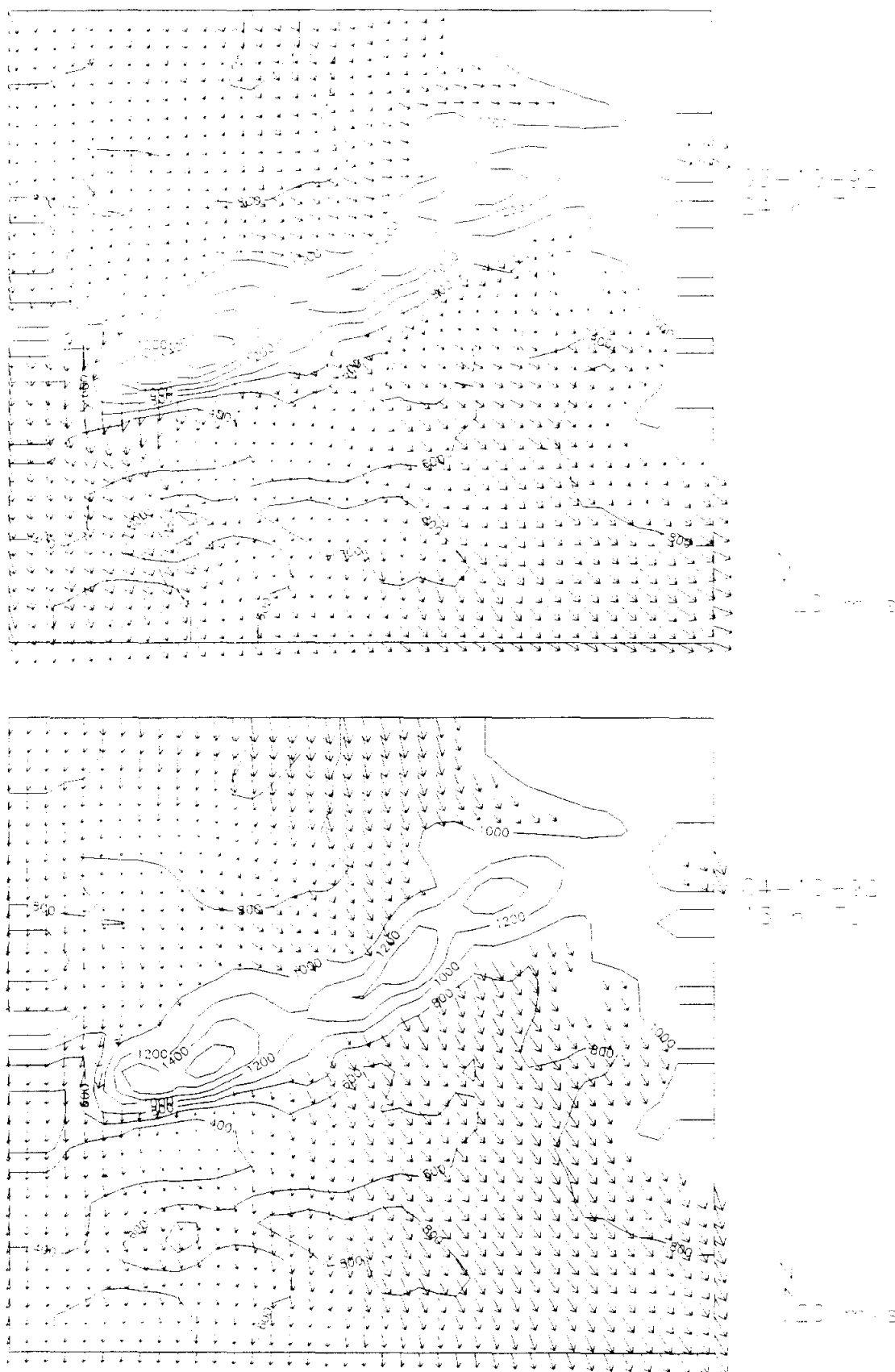
05-10-92
7h



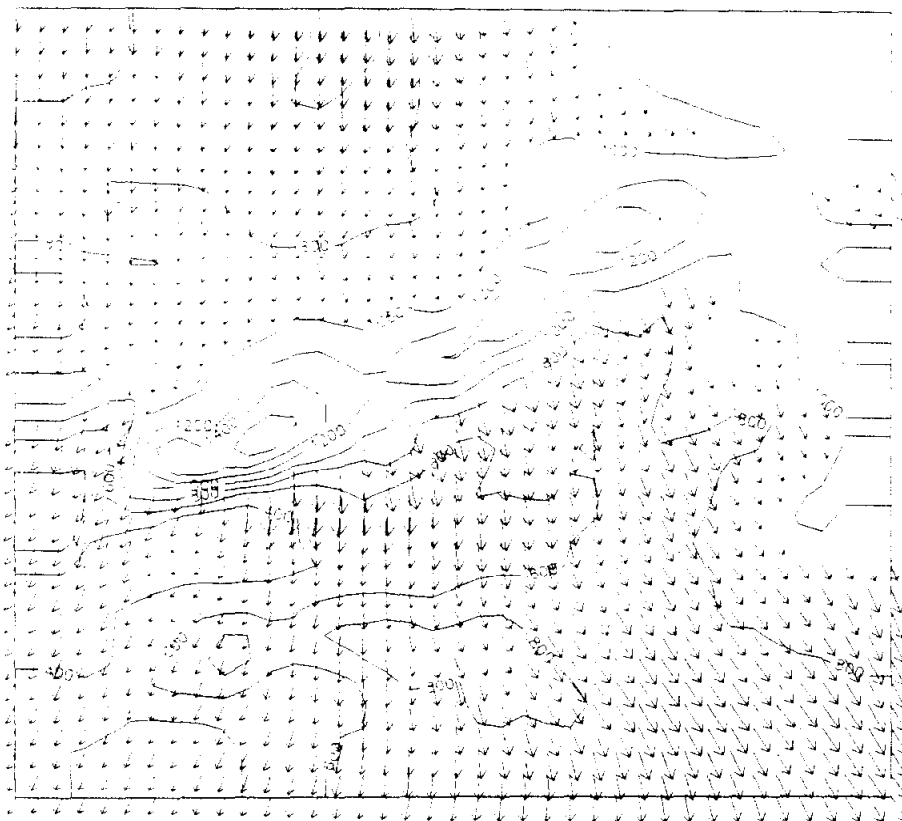
05-10-92
12h

05-10-92
12h

Figura 4.10.10. Viento en superficie observado a las 7 y 12 h del día 5-10-92

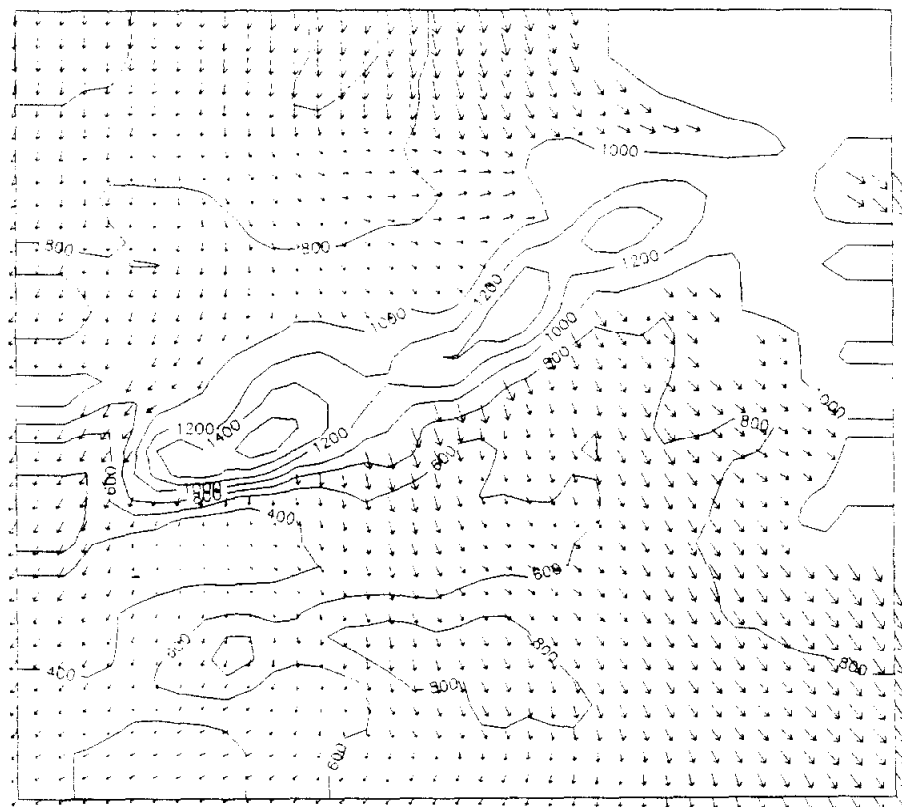


**Figura 4.10.11. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 24 h del día 3-10-92 y a las 13 h del día 4-10-92**



04-10-92
24 h

120 m/s



05-10-92
12 h

120 m/s

**Figura 4.10.12. Viento simulado en la superficie de 900 hPa
a las 24 h del día 4-10-92 y a las 12 h del día 5-10-92**

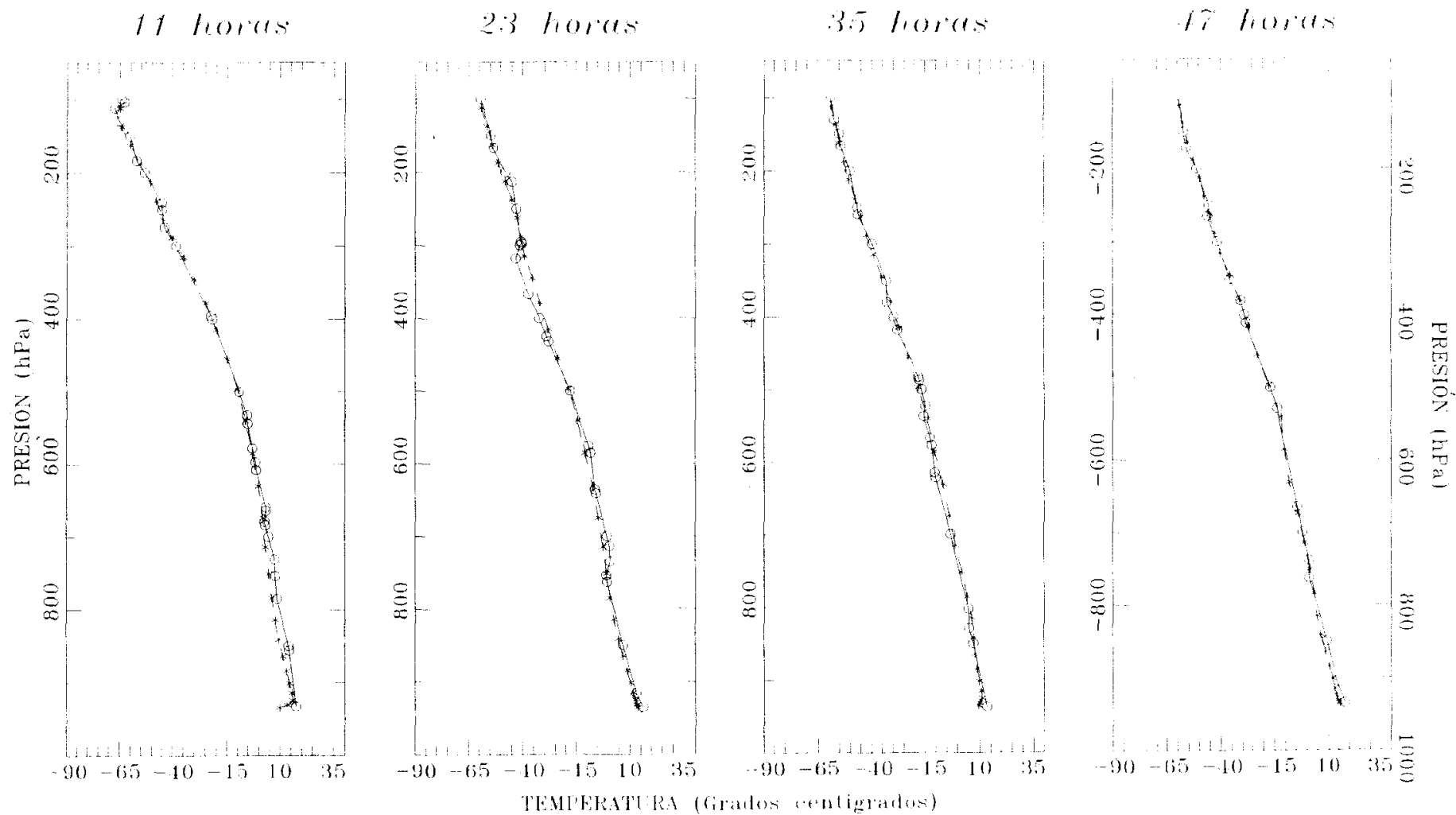


Figura 4.10.13. Perfiles verticales de temperatura observados (-o-) y simulados (-*-)
en Barajas a las 11, 23, 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

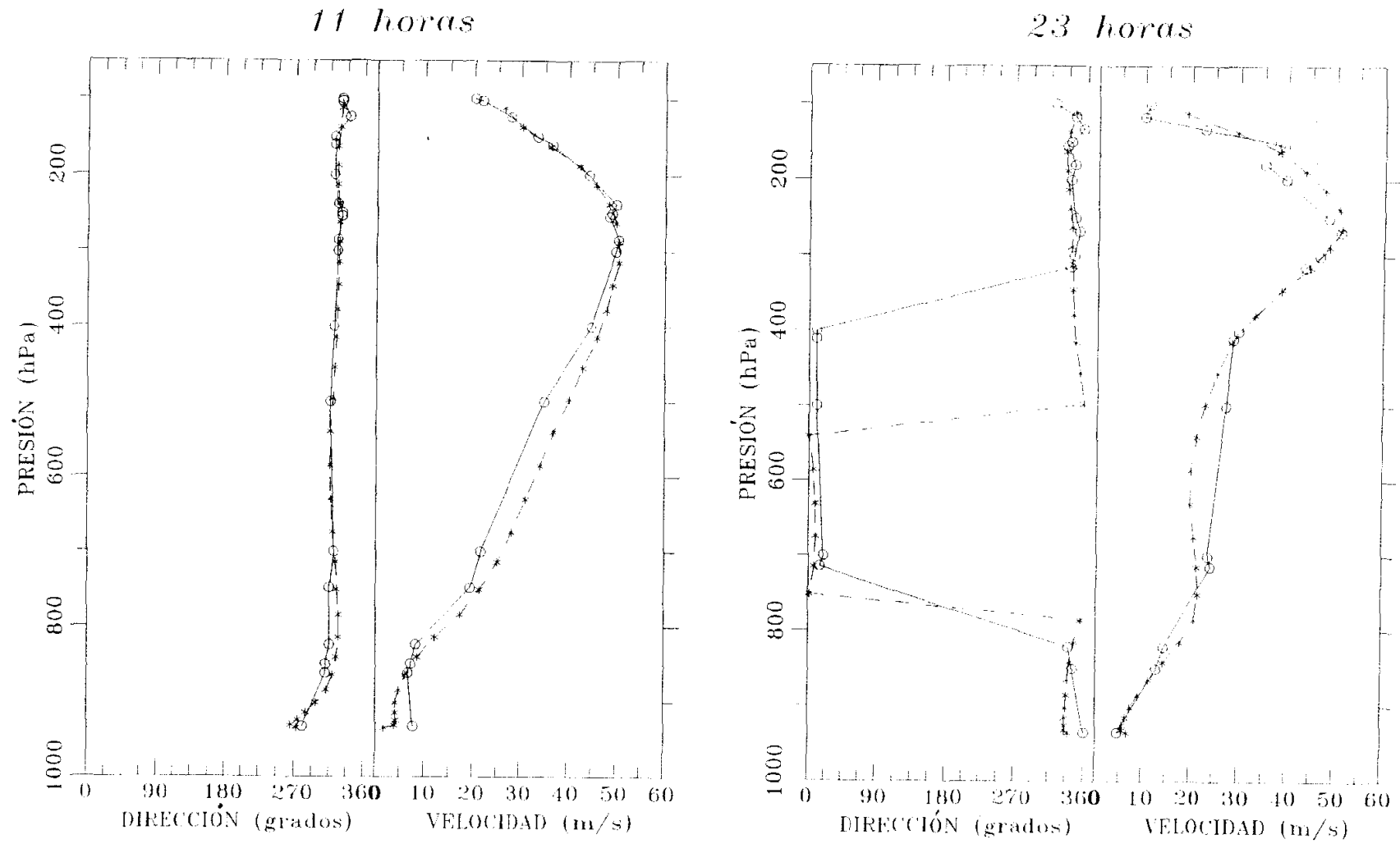
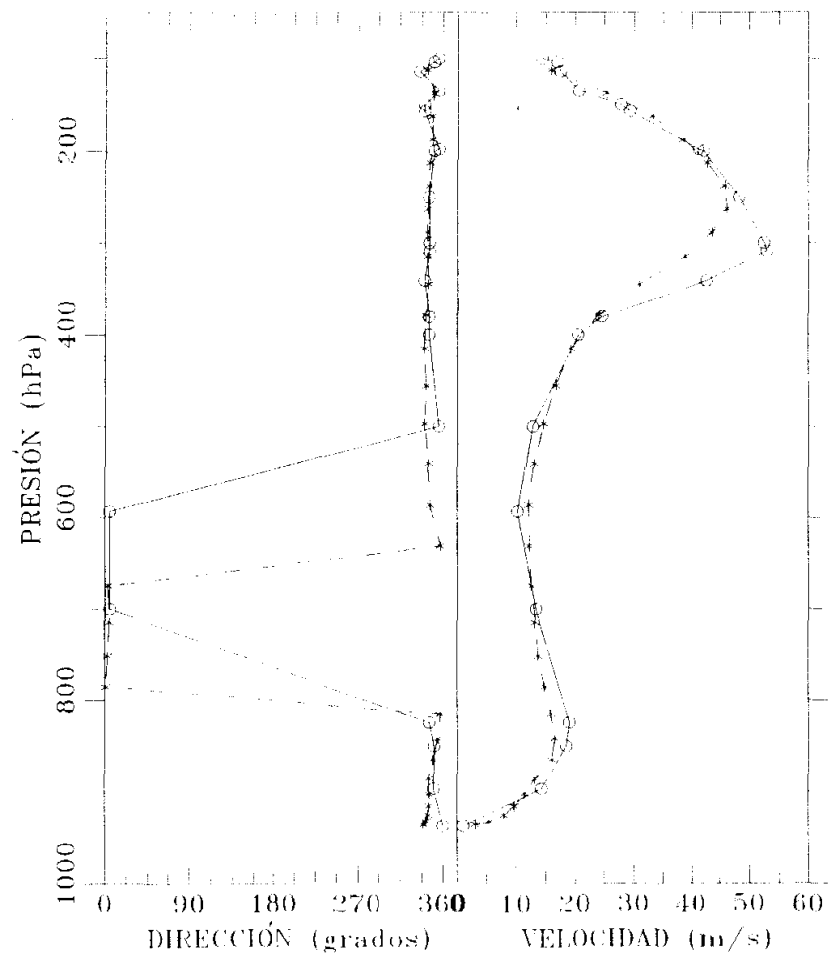


Figura 4.10.14. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 11 y 23 h desde el inicio de la simulación.

35 horas



47 horas

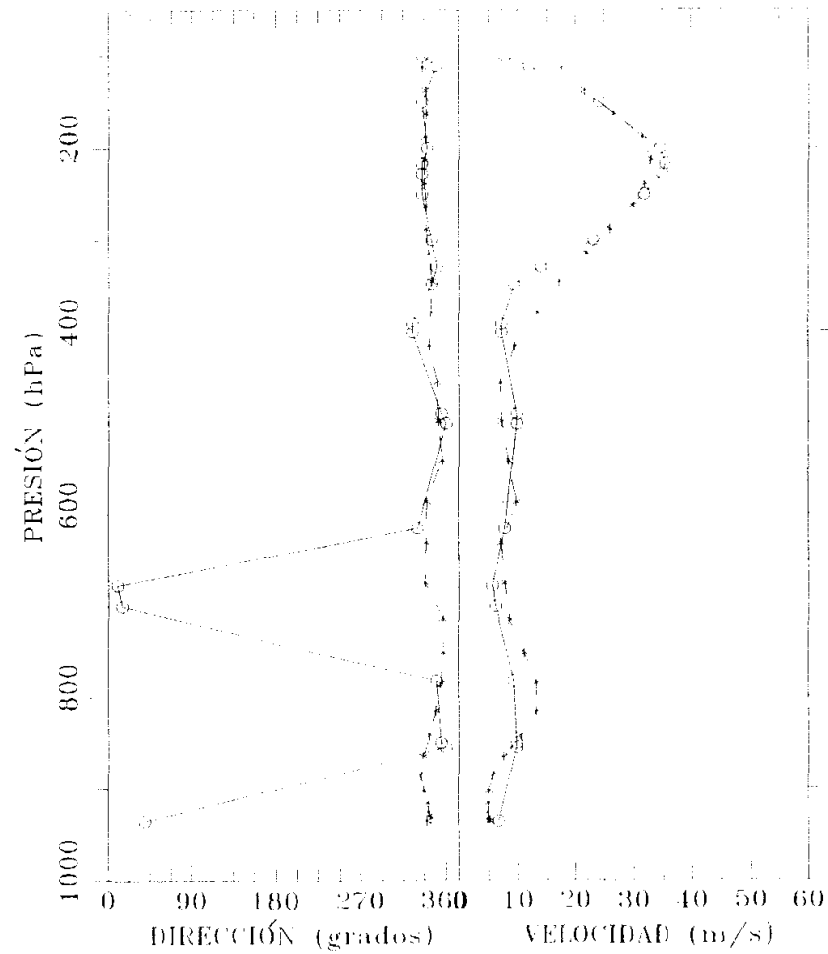


Figura 4.10.15. Perfiles verticales de dirección y velocidad de viento observados (-o-) y simulados (-*-) en Barajas a las 35 y 47 h desde el inicio de la simulación.

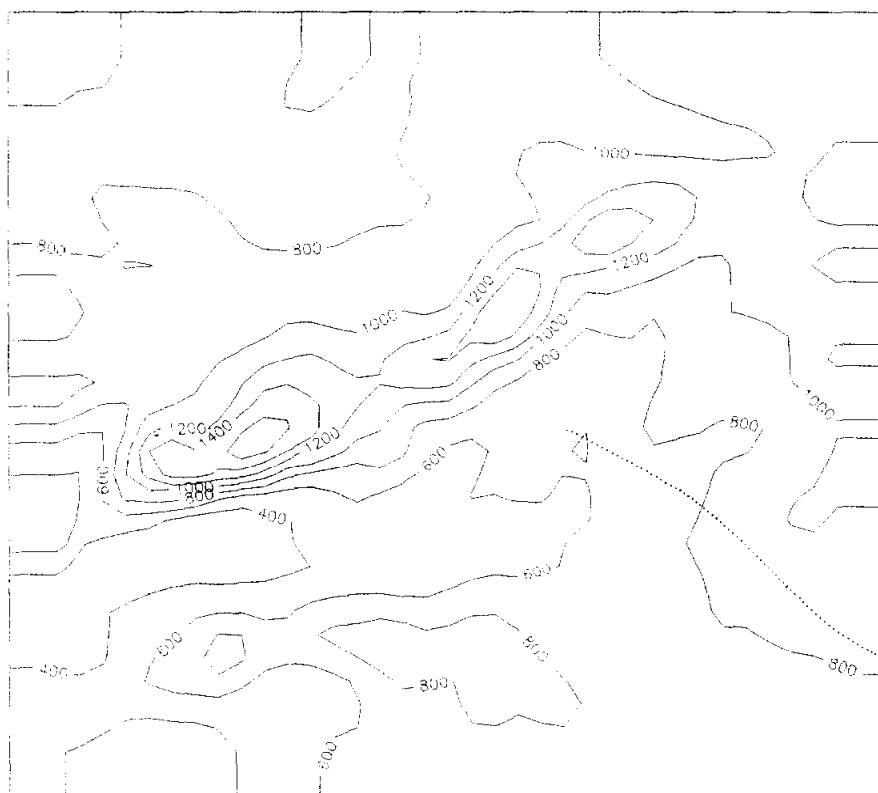
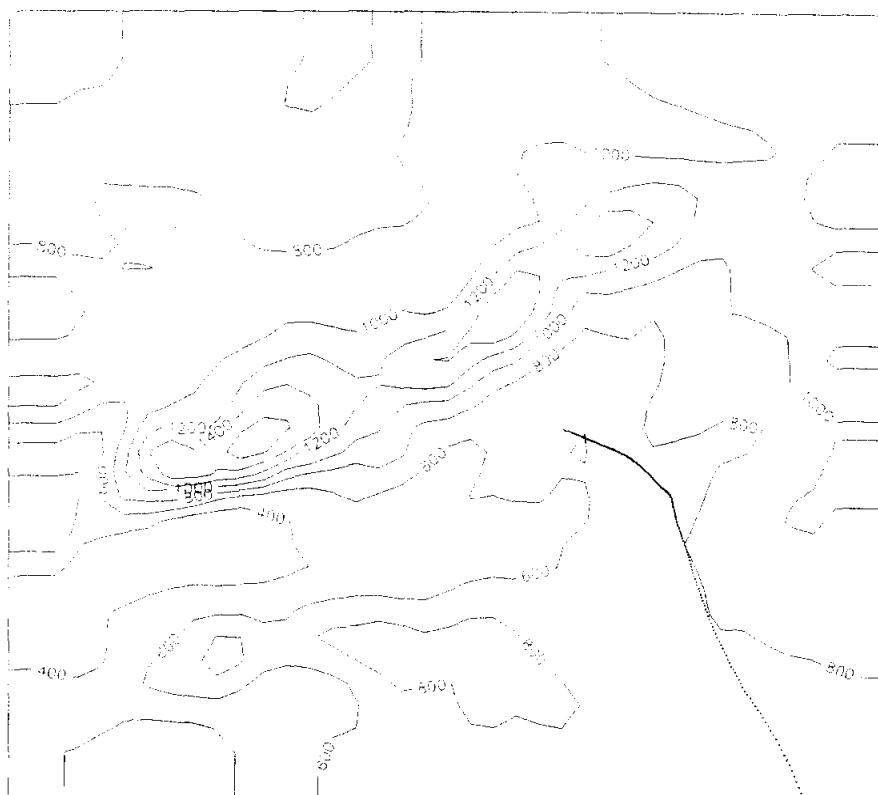


Figura 4.10.16. Trayectorias de partículas emitidas a 7 y 100 m de altura desde la ciudad de Madrid seis horas después del inicio de la simulación

5. RESUMEN Y CONCLUSIONES

El presente trabajo consta de tres partes fundamentales:

- 1) El desarrollo de una versión tridimensional del modelo numérico de ecuaciones primitivas PROMES (acrónimo de **PR**Onóstico a **ME**Soescala) con introducción de varios esquemas nuevos.
- 2) La adaptación del modelo a la zona centro de la Península Ibérica.
- 3) La simulación del flujo a mesoescala β en la zona central de la Península Ibérica para diversas situaciones sinópticas típicas, con especial atención al flujo forzado sobre obstáculos orográficos y a circulaciones generadas térmicamente por el calentamiento o enfriamiento de terreno inclinado.

A continuación se destacan los aspectos más relevantes de cada punto:

- 1) Desarrollo de una versión tridimensional del modelo PROMES e introducción de nuevos esquemas:

El modelo PROMES es un modelo numérico de predicción meteorológica a mesoescala. Sus características más importantes son:

- Coordenadas horizontales cartesianas (proyección Lambert conforme) y coordenadas verticales σ .
- Sistema de ecuaciones:
 - * Ecuaciones del movimiento (aproximación hidrostática para la componente vertical)
 - * Ecuación de continuidad totalmente compresible
 - * Ecuación de la termodinámica
 - * Ecuaciones de conservación del agua (en tres formas: vapor de agua, gotículas de nube y gotas de lluvia)
- Parametrizaciones:
 - * Balance de energía en la superficie del suelo: método de forzamiento amortiguado propuesto por Bhumralkar (1975) y Blackadar (1976).

- * Flujos turbulentos atmosféricos: método propuesto por Blackadar (1976), Zhang y Anthes (1982) y Anthes et al. (1987), cuya característica más destacable es la mezcla no local en la capa límite en caso de convección libre.
- * Difusión horizontal: formulación de cuarto orden.
- * Flujos radiativos: flujos de onda larga según Sasamori (1968; 1972) y Mahrer y Pielke (1977) y calentamiento del suelo por onda corta.
- * Procesos nubosos y de precipitación: método explícito de acuerdo con Pielke (1984; pgs. 232-241) y Hsie et al. (1984).
- Estructura numérica general:
 - * Disposición alternada de las variables: malla C de Arakawa en la horizontal y estructura de tipo Lorenz en la vertical.
 - * Métodos numéricos de diferencias finitas
 - * Discretización temporal: esquemas de dos niveles temporales, explícitos salvo para la difusión turbulenta vertical.
 - * Método de desdoblamiento de Marchuk para tratar cada término por separado.
- Preproceso: interpolación desde análisis en superficies p estándar a los puntos de la malla e inicialización por filtros digitales (Lynch y Huang, 1992).

Las novedades introducidas son las siguientes:

A) Interpolación vertical:

La interpolación de las distintas variables a los puntos de la malla para especificar los valores iniciales y de contorno se debe realizar manteniendo en lo posible la dependencia que tienen entre sí. Con este motivo se ha desarrollado una nueva interpolación vertical que cumple las siguientes condiciones:

- 1) Preserva el equilibrio hidrostático entre la temperatura virtual y el geopotencial.
- 2) Conserva los espesores del análisis previo entre la temperatura virtual y el geopotencial.
- 3) La asignación de los valores de temperatura se realiza de forma consistente con el esquema numérico utilizado en el modelo para realizar la integración de la hidrostática y con la distribución vertical de las variables.

El método consiste básicamente en interpolar el geopotencial desde el análisis previo a los puntos de la malla, teniendo en cuenta la temperatura virtual y la relación hidrostática en dicho análisis previo, y obtener la temperatura virtual en los puntos del modelo invirtiendo la discretización de la hidrostática utilizada en el modelo para calcular el geopotencial a partir de la temperatura virtual.

B) Esquema para el término del gradiente de presión:

La fuerza del gradiente de presión en coordenadas verticales σ se desdobra en dos términos. Se puede demostrar (Janjic, 1977) que el cálculo de estos dos términos es equivalente a interpolar verticalmente el geopotencial desde los puntos de la malla al nivel de presión en que se calcula la fuerza, y calcular posteriormente el gradiente del geopotencial interpolado en dicho nivel de presión. En esta interpolación se utiliza implícitamente una discretización de la hidrostática. Dependiendo del esquema numérico utilizado, esta discretización puede no coincidir con la utilizada explícitamente para calcular el geopotencial en los puntos de la malla del modelo. Esta posible inconsistencia del esquema del gradiente de presión con la discretización de la hidrostática se puede evitar aplicando esquemas para el gradiente de presión del tipo propuesto por Janjic (1977).

Se puede presentar otra inconsistencia hidrostática similar en los niveles del modelo más cercanos al suelo, para el caso de laderas muy empinadas y alta resolución vertical en la capa límite planetaria. Los errores debidos a esta inconsistencia pueden aumentar al aumentar la resolución vertical del modelo. Mahrer (1984) propone una solución para evitar esta otra inconsistencia.

En este estudio se han realizado pruebas con diversos esquemas para el término del gradiente de presión, para diversos perfiles térmicos verticales. Se ha llegado a la conclusión de que lo más conveniente es aplicar un esquema de acuerdo con lo propuesto por Mahrer (1984) en los niveles más cercanos al suelo, para evitar posibles inconsistencias del segundo tipo, y un esquema del tipo propuesto por Janjic (1977) en los demás niveles.

C) Esquema de advección:

En el presente modelo se aplica un esquema de interpolación cúbica a contracorriente para calcular los términos de advección. Este esquema tiene tendencia a generar ondulaciones y máximos y mínimos espúreos en zonas donde el campo advectado

presenta fuertes cambios de pendiente o discontinuidades. Para eliminar estas ondas espúreas se ha introducido una mejora en el esquema, propuesta por Bermejo y Staniforth (1992), consistente en convertir el esquema de interpolación en un esquema cuasi-monótono. La base del método consiste en mantener la aproximación de orden elevado en zonas donde la función tiene una forma suave y realizar una aproximación lineal en aquellas zonas donde las variaciones del campo son bruscas.

D) Esquema de contorno:

A la hora de especificar las condiciones de contorno, se deben utilizar los denominados esquemas de contorno para soslayar el problema de la sobre-especificación de variables (Oliger y Sundström, 1978) y el ruido asociado. Un buen esquema de contorno debe cumplir los siguientes requisitos:

- 1) Las ondas entrantes deben ser transmitidas al interior sin cambios apreciables en la fase o la amplitud.

- 2) Las ondas salientes no deben ser reflejadas de forma significativa.

Se han programado diversas condiciones de contorno y se han realizado pruebas con ellas, prestando especial atención al esquema de relajación de las variables propuesto por Davies (1976) y al llamado esquema de contorno radiativo (Orlanski, 1976; Miller y Thorpe, 1981). Este último cumple muy bien el segundo requisito, pero no permite introducir de forma eficaz la información externa. El esquema de relajación de Davies tiene un comportamiento más equilibrado, por lo que se ha escogido para realizar las simulaciones de este estudio. Se ha introducido no obstante una pequeña modificación, siguiendo una sugerencia de Anthes y Warner (1978): en la frontera no se especifica directamente el valor externo, sino que se calculan también los procesos de capa límite y se relaja el valor obtenido hacia el dato externo. Con ello se trata de disminuir los gradientes horizontales espúreos en niveles bajos en la zona de contorno, debidos a la ausencia de estructura de capa límite en el análisis de mayor escala disponible.

E) Esquema de trayectorias:

Se ha introducido un esquema de cálculo de trayectorias tridimensionales con el fin de realizar una aplicación del modelo al transporte de contaminantes atmosféricos. Se calculan trayectorias de partículas representativas de parcelas de aire con flotabilidad neutra y no dispersivas.

2) Adaptación del modelo a la zona centro de la Península Ibérica:

- Dominio y resolución:

El dominio utilizado es una zona de 390x350 km en el centro de la Península Ibérica, que está limitada aproximadamente por los meridianos 2°W y 7°W y por los paralelos 39°N y 42°N.

La resolución horizontal es uniforme, $\Delta x = \Delta y = 10$ km. Se ha escogido de forma que

- a) se resuelvan los aspectos más destacados del Sistema Central, los Montes de Toledo y el valle del Tajo,
- b) quede asegurada la validez de la aproximación hidrostática, y
- c) se mantenga el coste computacional y el tiempo de ejecución en unos niveles razonables.

La resolución vertical es variable. Se han utilizado 31 niveles verticales, con mayor resolución cerca del suelo y en torno a la tropopausa.

- Topografía:

Las alturas de suelo de los puntos del modelo se han obtenido promediando datos de alta resolución (con un espaciado horizontal de 200 m, aproximadamente) y filtrando las alturas así obtenidas con un filtro bidimensional en dos pasos, para eliminar las características de longitud de onda más corta.

- Asignación de parámetros del suelo:

Se ha asignado un tipo de suelo homogéneo en todo el dominio, con los parámetros propuestos por Benjamin y Carlson (1986). Se dan valores distintos a los parámetros según sea el episodio simulado de otoño-invierno o de primavera-verano. La temperatura del subsuelo se asigna de forma dependiente con la altura orográfica del punto.

- Datos iniciales y de contorno:

Se han empleado análisis sin inicializar procedentes del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio para obtener los datos iniciales y de contorno del modelo.

3) Simulación del flujo a mesoescala β en la zona central de la Península Ibérica para diversas situaciones sinópticas típicas:

Se ha prestado particular atención al flujo forzado sobre obstáculos orográficos y

al generado por diferencias horizontales de calentamiento debido a la inclinación del terreno.

- Selección de situaciones sinópticas típicas:

Se han seleccionado 9 situaciones sinópticas típicas mediante una clasificación subjetiva por tipos de tiempo. Los criterios utilizados para caracterizar los tipos de tiempo han sido tres:

- a) Situación de los centros de alta y baja presión en superficie en relación a la Península Ibérica.
- b) Topografía de 500 hPa
- c) Dirección del viento geostrófico en superficie a escala sinóptica sobre la zona centro de la Península.

En total se han simulado 10 episodios de 48 h cada uno; para una de las situaciones (baja térmica de verano) se han realizado dos simulaciones, dada la importancia que tienen en este caso las circulaciones a mesoescala generadas térmicamente.

- Datos de salida del modelo y comparación con observaciones:

Se dispone de datos de viento observado en superficie procedentes de estaciones automáticas y de estaciones climatológicas de la red del INM, así como de las estaciones eléctricas de Almaraz y Trillo. También se dispone de sondeos verticales en Barajas. Estos datos se han comparado con los correspondientes resultados de la simulación. Asimismo se muestran para cada episodio el viento simulado a 900 hPa, y las trayectorias simuladas de partículas emitidas a distintas alturas desde un punto correspondiente a la ciudad de Madrid, a las 6 h de comenzar la simulación. En algunos casos de interés se muestran mapas de isolíneas de la altura máxima simulada de la capa de mezcla.

- Resultados más relevantes de cada simulación:

- 1) Anticiclón de núcleo cálido sobre la Península Ibérica:

Se ha escogido el episodio del 22-12-1991 a las 0 h (TU) al 24-12-1991 a las 0 h (TU). El viento geostrófico sinóptico en superficie es del primer cuadrante sobre la zona centro.

En este caso, los vientos en superficie simulados muestran claramente los efectos dinámicos que ejerce el Sistema Central. Los vientos más débiles se aprecian en la meseta norte y al sur de la Sierra de Guadarrama, mientras que en las laderas sur del Sistema Central y en la cuenca alta del Henares y La Alcarria son relativamente fuertes. Se puede ver también como el flujo simulado se desvía horizontalmente a barlovento por los laterales del Sistema Central. El efecto de barrera es más fuerte en las horas nocturnas, cuando la deflexión lateral del flujo es más clara. Las observaciones corroboran los rasgos básicos del flujo, especialmente de día; de noche el viento observado en diversas estaciones muestra indicios de desacoplamiento (vientos muy débiles o en calma, direcciones más variables), que no son suficientemente recogidos por la simulación. Se simula un ciclo diurno del viento en la meseta madrileña, que en sus rasgos generales presenta coincidencias con el ciclo observado: vientos con mayor componente norte en las horas nocturnas que en las horas centrales del día.

En el perfil térmico observado existen inversiones marcadas por debajo de 900 hPa, que se van recogiendo mejor en la simulación conforme ésta avanza. En los perfiles de velocidad observada se aprecian máximos relativos en niveles bajos, que coinciden bien con lo simulado.

La altura máxima simulada de la capa límite disminuye del primero al segundo día en todo el dominio, como resultado de la mayor cercanía de la zona de máxima presión sinóptica en 850 hPa. Se aprecian gradientes a mesoescala en la altura máxima de la capa de mezcla, de tal forma que en Madrid esta altura es menor que más hacia el este. Las trayectorias de las partículas emitidas a 8 y 100 m son muy distintas, lo que resalta la escasa profundidad de los flujos simulados junto al suelo.

2) Anticiclón de núcleo cálido sobre las Islas Británicas o Europa Occidental:

Se ha escogido el episodio del 24-12-1991 a las 0 h (TU) al 25-12-1991 a las 18 h (TU). El flujo geostrófico sinóptico, que es inicialmente del NE, va girando a E-SE, dirección que se mantiene el segundo día.

Este episodio es continuación del anterior. El giro del viento geostrófico sinóptico a lo largo de la simulación condiciona el flujo a mesoescala. Al principio se aprecia en el flujo simulado un efecto de barrera similar al del episodio anterior, pero al final el flujo gira a dirección E-SE en los picos y laderas norte del Sistema Central, que pasan

a ser las laderas de sotavento. Las observaciones corroboran el giro del viento en los picos y laderas norte del Sistema Central, aunque indican que éste es más fuerte que el simulado. En la meseta madrileña el flujo simulado es persistente del NE y se corresponde bien con el observado, salvo la tendencia al desacoplamiento nocturno a escala local que no es bien recogida en la simulación. El debilitamiento observado del viento de un día a otro es bien reproducido por la simulación. En el valle del Tajo el flujo simulado está canalizado, especialmente al sur de Gredos; la correspondencia entre el viento observado y el simulado es mejor durante el segundo día.

La altura máxima simulada de la capa de mezcla aumenta de un día a otro; en el segundo día la capa límite tiene mayor espesor al sur del Sistema Central que al norte, en consonancia con el giro del viento, que provoca subsidencia al norte del sistema montañoso. Las trayectorias simuladas a 8 y 100 m reflejan la canalización del flujo por el valle del Tajo.

3) Altas presiones entre Azores y la Península Ibérica:

Se ha escogido el episodio del 14-11-1990 a las 0 h (TU) al 15-11-1990 a las 0 h (TU). El viento geostrófico sinóptico es de componente norte sobre la zona centro.

Los flujos simulados son bastante parecidos a los del episodio 1). El ciclo diurno observado en la meseta madrileña es más claro en este caso, con vientos de componente sur a las 13 h y calmas o vientos de componente norte en las horas nocturnas. También en este caso se produce un desacoplamiento nocturno del flujo de bajo nivel a escala local en varias estaciones, que no es suficientemente recogido en las simulaciones.

En los perfiles térmicos observados existen inversiones a niveles muy bajos (por debajo de 900 hPa), que de noche se extienden hasta el suelo. En los perfiles de viento observados se aprecia que la velocidad tiende a aumentar de noche a cierta altura sobre el suelo, en coincidencia con el desacoplamiento del flujo junto al suelo. Esta tendencia corrobora los resultados de la simulación, que en cambio no recoge ciertos detalles de los perfiles observados.

La altura máxima de la capa de mezcla simulada oscila entre 300 y 500 m en la mayor parte del dominio. Las trayectorias simuladas permiten apreciar la importante cizalla vertical del viento: la partícula emitida a 8 m de altura se mantiene en las cercanías del punto de emisión, mientras que la emitida a 100 m abandona el dominio 18

h después de ser emitida, con una trayectoria bastante compleja.

4) Altas presiones al oeste de las Islas Británicas y bajas presiones en el Mediterráneo occidental:

Se ha escogido el episodio que abarca del 1-5-1991 a las 0 h (TU) al 3-5-1991 a las 0 h (TU). El viento geostrófico sinóptico es del primer cuadrante, más del N el primer día y más del NE el segundo día.

La situación sinóptica, con un frente frío que atraviesa la Península de norte a sur durante el día 1, produce un cambio en la dirección predominante del viento. Inicialmente el flujo simulado tiene direcciones entre oeste y noroeste, mientras que el viento simulado sopla de forma casi general del N tras el frente. Por otro lado, las diferencias entre el flujo simulado en las distintas zonas son mayores en las horas nocturnas que en las diurnas. El hecho más destacable es que a las 13 h del día 2 el viento simulado es muy uniforme en dirección y velocidad en todo el dominio, poniendo de manifiesto la debilidad de los efectos dinámicos de la orografía en ese momento, como consecuencia de la velocidad relativamente grande del viento simulado y de la escasa estabilidad de estratificación de la masa de aire en niveles bajos, debida en parte al calentamiento diurno del suelo. Ambos factores se corresponden bien con los perfiles observados en Barajas. La correspondencia del flujo simulado con el observado es buena.

5) Baja térmica (I):

El primer episodio escogido comienza el 18-07-1990 a las 0 h (TU) y termina el 20-07-1990 a las 0 h (TU). El flujo geostrófico sinóptico de dirección E es relativamente débil, y se ve trastocado en las horas de máximo calentamiento por la formación de una baja térmica en el interior de la Península.

En este caso predominan en la simulación los flujos de origen térmico: en las horas diurnas los vientos son de tipo anabático, convergiendo en el Sistema Central, mientras que de noche son de tipo catabático. Estas características generales coinciden aceptablemente bien con el viento observado, aunque las diferencias entre simulación y observaciones son apreciables en algunos puntos concretos. Esto es debido esencialmente a la debilidad general del flujo, que permite el desarrollo de perturbaciones locales, de menor longitud de onda que la resuelta por el modelo. Las trayectorias simuladas reflejan

los frecuentes cambios de dirección y la debilidad del flujo simulado de bajo nivel; destaca en este sentido la partícula emitida a 8 m, que vuelve tras 42 h prácticamente al punto de partida.

5) Baja térmica (II):

El segundo episodio de baja térmica abarca del 15-07-1991 a las 0 h (TU) al 17-07-1991 a las 0 h (TU). La situación sinóptica en superficie es muy típica en verano en la Península Ibérica, con un anticiclón atlántico que se extiende en forma de cuña al norte de la Península Ibérica. En el interior de ésta se forma una baja térmica en las horas de máximo calentamiento.

Aunque en superficie la actividad sinóptica es débil y no se observan variaciones apreciables de un día a otro, en altura se produce el día 16 una ligera inestabilización del aire, que va acompañada por un aumento de la velocidad y una uniformización de la dirección oeste del viento en el perfil observado en Barajas. Esto condiciona el flujo simulado y observado en superficie, que de tener componente predominante este durante el día 15 pasa a tener componente predominante oeste durante el día 16. Se aprecian en el flujo simulado y en el observado aspectos anabáticos y catabáticos superpuestos al flujo predominante. Se recogen bien en la simulación aspectos relevantes del flujo a mesoescala, como la convergencia del viento a las 13 h del día 16 en las cercanías del Sistema Central, con vientos del O-NO en las laderas norte y en los picos y del SO en la meseta madrileña. Las trayectorias simuladas reflejan el cambio de dirección predominante del flujo de un día a otro.

7) Bajas presiones al oeste de las Islas Británicas:

Se ha escogido el episodio del 13-12-1989 a las 0 h (TU) al 15-12-1989 a las 0 h (TU). El flujo geostrófico sinóptico es del oeste-suroeste sobre la zona centro.

El flujo simulado es más fuerte en el segundo día que en el primero, lo que va acompañado de un leve giro de la dirección media del viento, que pasa de SO a S-SO. Esto produce a partir del final del día 13 vientos más fuertes en la meseta norte que en la sur, todo ello en buena correspondencia con las observaciones. El flujo simulado y observado en el valle del Tajo es prácticamente perpendicular al eje del valle durante el segundo día, lo que indica la ausencia de canalización del viento.

8) Bajas presiones entre las Islas Británicas y el norte de la Península Ibérica:

Se ha escogido el episodio del 8-12-1990 a las 0 h (TU) al 10-12-1990 a las 0 h (TU). El paso de un frente frío, que atraviesa la Península de NO a SE, condiciona el flujo geostrófico sinóptico, que antes del frente es del oeste-suroeste y después es de componente norte.

El flujo simulado gira desde dirección entre S y SO antes del paso del frente a dirección entre oeste y noroeste tras el paso del frente. Las variaciones a mesoescala son en general escasas. Destacan la deceleración del flujo al sur del Sistema Central en la madrugada del día 8 (en buena correspondencia con lo observado), la mayor componente norte en los picos, laderas sur y pasos de montaña del Sistema Central tras el paso del frente (las diferencias entre el viento observado en Avila y Segovia parecen corroborar esto, aunque el viento observado en Navacerrada es bastante más débil que el simulado) y la presencia de un vórtice al sur de Gredos, que se desplaza hacia el este en las horas centrales del día 9 (las medidas en Almaraz y Talavera parecen indicar que este aspecto del flujo es esencialmente correcto, aunque harían falta más medidas para comprobarlo bien).

La trayectoria de la partícula emitida a 8 m difiere de la de la partícula emitida a 100 m, debido a que el desplazamiento más lento de la primera le permite recoger el cambio de dirección del viento, asociado al paso del frente, antes de abandonar el dominio de simulación.

9) Bajas presiones sobre el golfo de Cádiz:

Se ha escogido el episodio que comienza el 13-11-1989 a las 0 h (TU) y termina el 15-11-1989 a las 0 h (TU). El flujo geostrófico sinóptico es del segundo cuadrante.

Se aprecian en la simulación varios efectos dinámicos de la orografía, dentro del predominio de la componente este del flujo. En la meseta madrileña, situada a barlovento del flujo, estos efectos presentan una modulación diurna: en las horas nocturnas el viento es del NE, mientras que en las horas diurnas es del E-SE, lo que está en buena correspondencia con las observaciones. El flujo simulado y observado en el valle del Tajo está claramente canalizado. En las laderas norte del Sistema Central el flujo simulado es más fuerte que en el resto del dominio y sopla del SE, perpendicularmente a las laderas. La dirección del flujo coincide con la observada en esa zona, pero no está claro que sea

más fuerte que en el resto de la zona.

Las trayectorias de las partículas emitidas a 8 y 100 m reflejan la canalización del flujo de bajo nivel por el valle del Tajo, mientras que la emitida a 300 m logra superar el Sistema Central por el este de Gredos, lo que constituye una separación muy significativa de trayectorias únicamente en función de la altura inicial de las partículas.

10) Bajas presiones sobre el Mediterráneo occidental:

Se ha seleccionado el episodio que abarca del 3-10-1992 a las 12 h (TU) al 5-10-1992 a las 12 h (TU). El flujo geostrófico sinóptico es fuerte del N en todos los niveles.

Uno de los motivos para escoger este episodio ha sido la observación personal de vientos fuertes en la zona de la Sierra de Guadarrama (Puerto de Los Leones), circunscritos a la ladera sur, al anochecer del día 3 y al amanecer del día 5. En la simulación se produce un flujo característico de una importante onda de montaña en el Sistema Central, que parece estar en concordancia con dichas observaciones, aunque no existen medidas en las laderas sur que permitan una comprobación cuantitativa del flujo simulado. En la meseta norte el flujo simulado es más débil de noche que de día, en buena correspondencia con el viento observado. En la meseta madrileña se simula un ciclo diurno similar en la velocidad del viento, que no parece quedar corroborado por las observaciones. La simulación de un vórtice al sur de Gredos parece corresponderse con lo observado en las dos estaciones disponibles en la zona.

A la vista de los resultados obtenidos en todas las simulaciones, las principales conclusiones que se pueden extraer son las siguientes:

- El modelo desarrollado y aplicado a diez episodios distintos ha permitido reproducir en general de forma satisfactoria diversas circulaciones a mesoescala en la zona centro de la Península Ibérica.
- Los efectos dinámicos de la orografía se recogen bastante bien en las simulaciones, incluyendo su modulación diurna en determinados casos.
- Los flujos simulados y observados son altamente tridimensionales, como claro reflejo de la complejidad de la orografía de la zona.
- La información de escala sinóptica es relevante en todos los episodios simulados, inclusive en aquellos con menor actividad sinóptica (las situaciones de baja

térmica). Esta información es transmitida de forma eficaz por el esquema de contorno aplicado en el modelo, como demuestran los cambios de dirección y velocidad media observados que son bien recogidos en las simulaciones.

- En general, la correspondencia entre el flujo simulado y el observado es mejor en situaciones con mayor actividad a escala sinóptica.

- Las mayores diferencias entre vientos observados puntualmente y los simulados en las correspondientes celdillas se observan en situaciones con escasa actividad sinóptica, lo que fundamentalmente se debe a dos causas:

- a) Limitaciones de la resolución espacial del modelo: Existen efectos locales de menor escala que la resuelta por la malla del modelo, en particular los debidos al desacoplamiento nocturno del flujo junto al suelo en ciertos puntos, que no se reflejan adecuadamente en las simulaciones.

- b) La escasez de estaciones de medida en el área modelada: El modelo simula circulaciones a mesoescala que no pueden ser observadas con la actual red meteorológica, tanto por su baja densidad como por la localización inadecuada de las estaciones automáticas.

Aun así, las circulaciones anabáticas y catabáticas de escala suficientemente grande son reproducidas aceptablemente por el modelo en sus aspectos generales.

- La aplicación realizada al estudio del transporte de contaminantes muestra rasgos especialmente interesantes en algunas situaciones, como la separación de trayectorias en función solamente de la altura inicial de emisión de las partículas. Se muestra la potencialidad de esta técnica para el estudio y predicción del transporte de contaminantes, lo que en combinación con la determinación de la altura máxima de la capa de mezcla que se realiza en las simulaciones, puede permitir la utilización del presente modelo para la predicción de situaciones nocivas por la acumulación de contaminantes junto al suelo.

- Algunos aspectos característicos del flujo a mesoescala que se repiten en situaciones similares (ciclos diurnos del viento, efectos de barrera) se pueden aprovechar para la mejora de la predicción meteorológica a escala local o regional y para la optimización de la red existente de estaciones de medida.

REFERENCIAS

- Aceña, B., I. Palomino y F. Martín, 1993: Caracterización del viento superficial en la cuenca de Madrid bajo diferentes situaciones sinópticas. Presentado en la XXIV Bienal de Física de la RSEF. Jaca (Huesca), 27 sep. - 1 oct. 1993.
- Anthes, R. A., E.-Y. Hsie y Y.-H. Kuo, 1987: Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4). *NCAR Technical Note - 282*. NCAR, Boulder, CO 80307.
- Anthes, R. A. y T. T. Warner, 1978: Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1045-1078.
- Arakawa, A., 1972: Design of the UCLA general circulation model. *Technical Report No. 7*, Dept. of Meteorology, University of California, 116 pgs.
- Benjamin, S. G., 1986: Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part II: Two-dimensional Idealized Experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 330-343.
- Benjamin, S. G. y T. N. Carlson, 1986: Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part I: Three-dimensional simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 307-329.
- Bennetts, D. A. y B. J. Hoskins, 1979: Conditional symmetric instability-A possible explanation for frontal rainbands. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **105**, 945-962.
- Bermejo, R. y A. Staniforth, 1992: The conversion of semi-lagrangian advection schemes to quasi-monotone schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2622-2632.

- Bhumralkar, C. M., 1975: Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1246-1258.
- Blackadar, A. K., 1976: Modeling the nocturnal boundary layer. *Proceedings of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality*, American Meteorological Society, Boston, 46-49.
- Blackadar, A. K., 1978: Modeling pollutant transfer during daytime convection. *Preprints, Fourth Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality*, American Meteorological Society, 443-447.
- Bougeault, P., 1983: A non-reflective upper boundary condition for limited-height hydrostatic models. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 420-429.
- Bougeault, P. y P. Lacarrère. 1989: Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1872-1890.
- Bougeault, P., A. Jansá Clar, B. Benech, B. Carissimo, J. Pelon y E. Richard, 1990: Momentum budget over the pyrénées: the PYREX experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 806-818.
- Brière, S., 1982: Nonlinear normal mode initialization of a limited area model. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1166-1186.
- Browning, K. A., 1989: The mesoscale data base and its use in mesoscale forecasting. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **115**, 717-762.
- Castro, M., C. Fernández y M. A. Gaertner, 1993: Description of a mesoscale atmospheric numerical model. *Mathematics, Climate and Environment*, J. I. Díaz y J. L. Lions, Eds., Recherches en Mathematics Appliques Ser. Mason., 230-253.

- Cho, H. R. y Clark, T. L., 1981: A numerical investigation of the structure of vorticity fields associated with a deep convective cloud. *J. Atmos. Sci.*, **109**, 1654-1670.
- Clark, T. L., 1979: Numerical simulations with a three-dimensional cloud model: lateral boundary condition experiments and multicellular severe storm simulations. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 2191-2215.
- Clark, T. L., 1991: Lateral and upper boundary conditions. In Seminar Proceedings: Numerical methods in atmospheric models, ECMWF, 9-13 September 1991, Vol. II, 43-71.
- Courtier, P., C. Freydier, J. F. Geleyn, F. Rabier, and M. Rochas, 1991: The Arpege project at Météo-France. In Seminar Proceedings: Numerical methods in atmospheric models, ECMWF, 9-13 September 1991, Vol. II, 193-231.
- Cullen, M. J. P., 1991: The unified forecast/climate model. In Seminar Proceedings: Numerical methods in atmospheric models, ECMWF, 9-13 September 1991, Vol. II, 233-260.
- Davies, H. C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 405-418.
- Davies, H. C., 1983: Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1002-1012.
- Davis, R. E. y D. R. Walker, 1992: An upper-air synoptic climatology of the western United States. *J. Climate*, **5**, 1449-1467.
- Doms, G., 1990: Some physical/numerical aspects of the Europa-Modell. *LAM Newsletter No. 19*, 187-199.

- Emanuel, K. A., 1986: Overview and Definition of Mesoscale Meteorology. In *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, P. S. Ray (Ed.), American Meteorological Society, Boston, 1-17.
- Estoque, M. A., 1968: Vertical mixing due to penetrative convection. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 1046-1051.
- Fernández, C., 1992: Desarrollo y aplicación de un modelo bidimensional para la simulación numérica de la atmósfera a mesoescala. Tesis doctoral. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid.
- Font Tullot, I., 1983: Climatología de España y Portugal. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- Fujita, T. T., 1963: Analytical mesometeorology: A Review. In *Severe Local Storms*, Meteor. Monogr. **5(27)**, American Meteorological Society, Boston, 77-125.
- Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1512-1534.
- Gaertner, M. A., C. Fernández y M. Castro, 1993: A two-dimensional simulation of the Iberian summer thermal low. *Mon. Wea. Rev.* (aparece en Octubre de 1993).
- Geleyn, J. F., 1988: Interpolation of wind, temperature and humidity values from model levels to the height of measurement. *Tellus*, **40A**, 347-351.
- Giorgi, F., G. T. Bates y S. J. Nieman, 1993: The multiyear surface climatology of a regional atmospheric model over the western United States. *J. Climate*, **6**, 75-95.
- Haltiner, G. J. y R. T. Williams, 1980: *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 477 pgs.

- Heimann, D., 1990: Three-dimensional modeling of synthetic cold fronts approaching the Alps. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **42**, 197-219.
- Hoinka, K. P., 1985: A comparison of numerical simulations of hydrostatic flow over mountains with observations. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 719-735.
- Hoke, J. E. y R. A. Anthes (1976): The initialization of numerical models by a dynamic-initialization technique. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1551-1556.
- Holton, J. R., 1979: *An introduction to dynamic meteorology*. 2nd. Edition. Academic Press, 391 pgs.
- Hsie, E.-Y., R. A. Anthes y D. Keyser, 1984: Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2581-2594.
- Iribarne, J. V. y W. L. Godson, 1981: *Atmospheric Thermodynamics*. 2nd. Edition. D. Reidel Publishing Company, 259 pgs.
- Janjic, Z. I., 1977: Pressure gradient force and advection scheme used for forecasting with steep and small scale topography. *Beitr. Phys. Atmos.*, **50**, 186-199.
- Janjic, Z. I., 1979: Numerical problems related to steep mountains in sigma-coordinates. Workshop on Mountains and Numerical Weather Prediction, ECMWF, 20-22 June 1979, pgs. 48-88.
- Johnson, D. R., 1980: A generalized transport equation for use with meteorological coordinate systems. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 733-745.
- Johnson, D. R. y L. W. Uccellini, 1983: A comparison of methods for computing the sigma-coordinate pressure gradient force for flow over sloped terrain in a hybrid theta-sigma model. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 870-886.

- Kessel, P. G. y F. J. Winninghoff, 1972: The Fleet Numerical Weather Center operational primitive equation model. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 360-373.
- Klemp, J. B. y D. K. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 78-107.
- Klemp, J. B. y D. R. Durran, 1983: An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 430-444.
- Koehler, T. L., 1977: A test of seven methods which perform grid observations interpolations. *Meteorological Applications of Satellite Indirect Soundings II*, NOAA grant 04-4-158-2, University of Wisconsin, 55-65.
- Kurihara, Y., 1968: Note on finite difference expressions for the hydrostatic relation and pressure gradient force. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 654-656.
- Ligda, M. G. H., 1951: Radar storm observation. In *Compendium of Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, 1265-1282.
- Lynch, P. y X.-Y. Huang, 1992: Initialization of the HIRLAM model using a digital filter. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1019-1034.
- Mahrer, Y. y R. A. Pielke, 1977: The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1151-1162.
- Mahrer, Y. y R. A. Pielke, 1978: A test of an upstream spline interpolation technique for the advective terms in a numerical mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 818-830.
- Mahrer, Y., 1984: An improved numerical approximation of the horizontal gradients in a terrain-following coordinate system. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 918-922.

- Majewski, D., 1985: Balanced initial and boundary values for a limited area model. *Beitr. Phys. Atm.*, **58**, 147-159.
- Majewski, D., 1991: The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. In Seminar Proceedings: Numerical methods in atmospheric models, ECMWF, 9-13 September 1991, Vol. II, pgs. 147-191.
- Martin, C., 1981: Numerical accuracy in a mesoscale meteorological model. M.S. Thesis, Dept. Environ. Sci., Univ. of Virginia.
- McNider, R. T. y R. A. Pielke, 1981: Diurnal boundary-layer development over sloping terrain. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2198-2212.
- Mesinger, F. y A. Arakawa, 1976: Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publication Series No. 17, WMO/ICSU, 64 pgs.
- Mesinger, F., 1977: Forward-backward scheme and its use in a limited area model. *Beitr. Phys. Atmos.*, **50**, 200-210.
- Mesinger, F., 1982: On the convergence and error problems of the calculation of the pressure gradient force in sigma coordinate models. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **19**, 105-117.
- Mesinger, F., 1991: Vertical discretization and coordinate systems. In Seminar Proceedings: Numerical methods in atmospheric models, ECMWF, 9-13 September 1991, Vol. I, pgs. 273-302.
- Mihailovic, D. T., 1986: Pressure gradient force and calculation of initial temperature in terrain-following coordinate models. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **35**, 53-58.
- Miller, M. J. y A. J. Thorpe, 1981: Radiation conditions for the lateral boundaries of limited-area numerical models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **107**, 615-628.

- Oliger, J. y A. Sundström, 1978: Theoretical and practical aspects of some boundary value problems in fluid dynamics. *SIAM J. Appl. Math.*, **35**, 419-446.
- Ookouchi, Y., M. Segal, R. C. Kessler, and R. A. Pielke, 1984: Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulations. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2281-2292.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.
- Orlanski, I., 1976: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, **21**, 251-269.
- Orlanski, I., 1981: The quasi-hydrostatic approximation. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 572-582.
- Paegle, J., W. G. Zdunkowski y R. M. Welch, 1976: Implicit differencing of predictive equations of the boundary layer. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1321-1324.
- Palomino, I., 1991: Situaciones sinópticas y campos de viento asociados en "El Cabril" (Revisión 1). Informe preparado por: Unidad de Medio Ambiente Convencional (PRYMA), CIEMAT, Madrid.
- Perkey, D. J. y C. W. Kreitzberg, 1976: A time-dependent lateral boundary scheme for limited area primitive equation models. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 744-755.
- Persson, P. O. G. y T. T. Warner, 1991: Model generation of spurious gravity waves due to inconsistency of the vertical and horizontal resolution. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 917-935.
- Persson, P. O. G. y T. T. Warner, 1993: Nonlinear hydrostatic conditional symmetric instability: Implications for numerical weather prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1821-1833.

- Phillips, N. A., 1974: Application of Arakawa's energy-conserving layer model to operational numerical weather prediction. National Meteorological Center Office Note 104, 40 pgs.
- Physick, W. L., 1988: Review: Mesoscale modeling in complex terrain. *Earth-Sci. Rev.*, **25**, 199-235.
- Physick, W. L. y D. J. Abbs, 1991: Modeling of summertime flow and dispersion in the coastal terrain of southeastern Australia. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1014-1030.
- Pielke, R. A., 1972: Comparison of a hydrostatic and an anelastic dry shallow primitive equation model. NOAA Technical Memorandum ERL OD-13. Boulder, Colorado.
- Pielke, R. A., 1984: *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, 612 pgs.
- Pielke, R. A. y C. L. Martin, 1981: The derivation of a terrain-following coordinate system for use in a hydrostatic model. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1707-1713.
- Pielke, R. A., W. A. Lyons, R. T. McNider, M. D. Moran, D. A. Moon, R. A. Stocker, R. L. Walko, and M. Uliasz, 1991: Regional and mesoscale meteorological modeling as applied to air quality studies. *Air Pollution Modeling and Its Application VII*, H. van Dop and D. G. Steyn, Eds., Plenum Press, 259-290.
- Plaza, J., B. Artiñano, M. Pujadas, S. N. Crespi y B. Aceña, 1993: Formation and transport of ozone in the Madrid air basin. CEC Air Pollution Report. Proceed. 6th European Symposium on Physico-Chemical Behaviour of Atmospheric Pollutants. Varese, Italy, October 1993 (en prensa).
- Rasch, R. J., 1986: Toward atmospheres without tops: Absorbing upper boundary conditions for numerical models. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **112**, 1195-1218.

- Ray, P. S. (Ed.), 1986: *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, American Meteorological Society, 793 pgs.
- Sasamori, T., 1968: The radiative cooling calculation for application to general circulation experiments. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 721-729.
- Sasamori, T., 1972: A linear harmonic analysis of atmospheric motion with radiative dissipation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 505-517.
- Schumann, U., T. Hauf, H. Höller, H. Schmidt y H. Volkert, 1987: A mesoscale model for the simulation of turbulence, clouds and flow over mountains: formulation and validation examples. *Beitr. Phys. Atm.*, **60**, 413-446.
- Shapiro, R., 1970: Smoothing, filtering and boundary effects. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **8**, 359-387.
- Shen, R., E. R. Reiter y J. F. Bresch, 1986: Vertical interpolation of meteorological variables. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 123-134.
- Shuman, F. G. y J. B. Hovermale, 1968: An operational six-layer primitive equation model. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 525-547.
- Smagorinsky, J., S. Manabe y J. L. Holloway, Jr., 1965: Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 727-768.
- Soler, A. M., 1977: Situaciones meteorológicas locales típicas: su persistencia y parámetros o variables más característicos. Tesis doctoral, Universidad Complutense Madrid.
- Stein, J., 1992: Investigation of the regime diagram of hydrostatic flow over a mountain with a primitive equation model. Part I: Two-dimensional flows. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2962-2976.

- Sun, W.-Y., 1980: A forward-backward time integration scheme to treat internal gravity waves. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 402-407.
- Sundquist, H., 1976: On vertical interpolation and truncation in connexion with the use of sigma system models. *Atmosphere*, **14**, 37-52.
- Sundquist, H., 1979: Initialisation in presence of mountains. Workshop on Mountains and Numerical Weather Prediction, ECMWF, 20-22 June 1979, pgs. 15-27.
- Tag, P. M. y T. E. Rosmond, 1980: Accuracy and energy conservation in a three-dimensional anelastic model. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2150-2168.
- Tomine, K. y S. Abe, 1982: A trial to reduce truncation errors of the pressure gradient force in the sigma coordinate systems. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 317-339.
- Uliasz, M., 1993: The Atmospheric Mesoscale Dispersion Modeling System. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 139-149.
- Ulrickson, B. L. y C. F. Mass, 1990a: Numerical investigation of mesoscale circulations over the Los Angeles basin. Part I: A verification study. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2138-2161.
- Ulrickson, B. L. y C. F. Mass, 1990b: Numerical investigation of mesoscale circulations over the Los Angeles basin. Part II: Synoptic influences and pollutant transport. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2162-2184.
- Vukicevic, T. y R. M. Errico, 1990: The influence of artificial and physical factors upon predictability estimates using a complex limited-area model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1460-1482.
- Wipperman, F., 1981: The applicability of several approximations in meso-scale modelling - a linear approach. *Contrib. Atmos. Phys.*, **54**, 298-308.

Zanetti, P., 1990: *Air Pollution Modeling: Theories, Computational Methods and Available Software*. Van Nostrand Reinhold, 444 pgs.

Zhang, D.-L. y R. A. Anthes, 1982: A high resolution model of the planetary boundary layer - Sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594-1609.