

## 7 Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas con el modelo mesoscalar

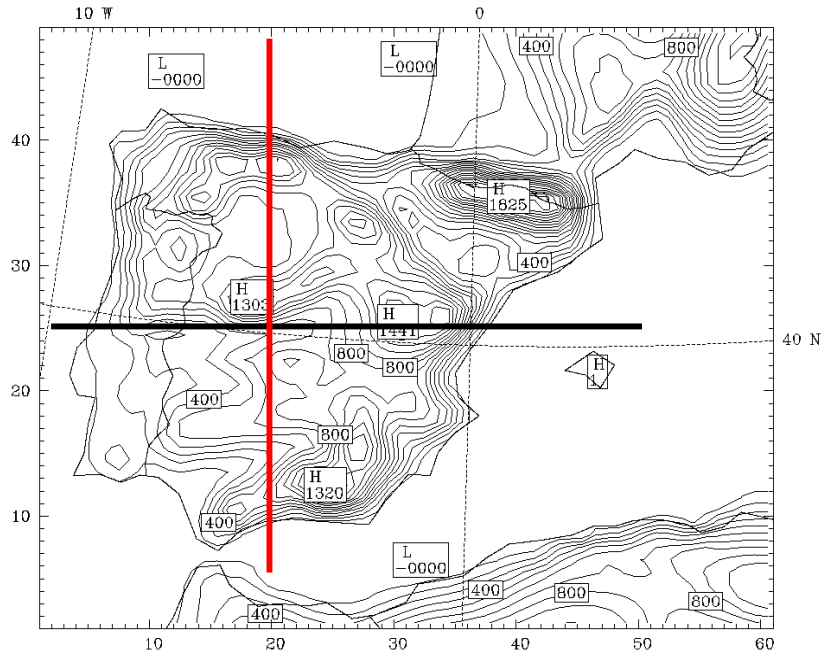
En este capítulo se describen los resultados de las simulaciones realizadas con el modelo meteorológico mesoscalar de los días seleccionados en el **Capítulo 5**. Uno de los objetivos del presente tema de Tesis es la descripción de los campos de viento del área geográfica de Catalunya (AGC) y la Península Ibérica para distintas situaciones meteorológicas típicas. Como se ha planteado en la metodología, este objetivo se desarrolla a partir de los resultados obtenidos con el modelo mesoscalar.

Para la descripción de cada situación se dispone de los resultados del modelo mesoscalar para cuatro dominios de resoluciones horizontales variables (72, 24, 6 y 2 km) según la configuración descrita en el **Apartado 6.2.2.2**. Las descripciones se han planteado con una presentación de la situación sinóptica comparándola con los análisis del día de estudio. Planteada la situación a estudiar, se describen los resultados del dominio D2 de la Península Ibérica y el D4 del AGC. Para algunos flujos regionales se utilizan los resultados del dominio D3 que se centra en el nordeste peninsular e incluye todo el valle del Ebro, Sistema Ibérico y Pirineos. Las descripciones de las distintas situaciones se estructuran a partir de siete puntos principales:

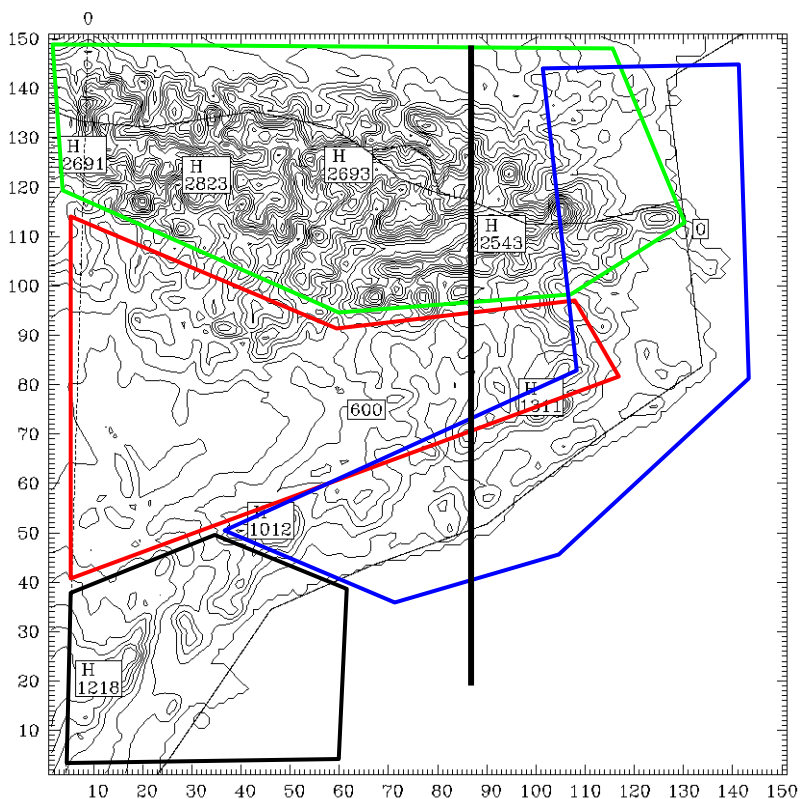
- Presentación de la situación meteorológica a simular a partir de análisis meteorológicos del día de estudio y resultados del dominio europeo. Validación de la evolución sinóptica simulada por el modelo
- Descripción del campo de presión de la Península Ibérica
- Descripción del campo de temperaturas y la estabilidad atmosférica de la Península Ibérica y el AGC
- Descripción del campo de vientos de la Península Ibérica y el AGC
- Descripción de la energía cinética turbulenta de la Península Ibérica y el AGC
- Modelo conceptual de las circulaciones de la situación meteorológica analizada
- Validación de los resultados de la simulación

Para una descripción más detallada de las circulaciones que se desarrollan en Catalunya, la descripción del campo de vientos del AGC se presenta a partir de subdominios. De este modo, se definen cuatro regiones principales que conforman el AGC, y a la vez, éstas se dividen en subregiones:

- Las Tierras del Ebro
- La Depresión Central
  - Pla de Lleida y Plana d'Urgell
  - Pla de Bages y Plana de Vic
- El Litoral
  - Litoral sur
  - Litoral central
  - Litoral norte
- Los Pirineos
  - Pirineos occidentales
  - Pirineos orientales



(a)



(b)

**Figura 7.1** Dominio de (a) la Península Ibérica con los cortes verticales realizados para las descripciones en rojo y negro y (b) el AGC con las cuatro regiones de estudio indicadas en colores y el corte vertical realizado en negro.

La **Figura 7.1** presenta el dominio de la Península Ibérica y del AGC. En este segundo se indican con polígonos de colores las distintas regiones que se analizarán con mayor

detalle. También se indican los cortes realizados en el dominio de la Península Ibérica que se presentarán en las descripciones de las situaciones meteorológicas. En función de la complejidad de la situación sinóptica, y el desarrollo de fenómenos mesoscalares la descripción de los campos de vientos se realiza con mayor detalle. En casos de forzamiento sinóptico dominante la descripción de algunas regiones se discute de modo más general.

Después de presentar todas las situaciones simuladas, el último apartado discute el comportamiento del modelo mesoscalar para simular distintas situaciones meteorológicas con elevada resolución a partir de los resultados obtenidos en la verificación de las simulaciones.

Para una mejor presentación de las descripciones se han realizado una serie de Anexos que contienen la información en detalle de los resultados del modelo y la verificación. En el **Anexo 1** se incluyen las evoluciones horarias de los campos de presión, temperatura y vientos superficial de las simulaciones de la Península Ibérica, y las evoluciones horarias de los campos de vientos y temperatura del AGC para las siete situaciones meteorológicas simuladas, junto con otros campos complementarios. El **Anexo 2** contiene parte de la información meteorológica utilizada para la validación de las simulaciones. En este anexo se adjuntan también las imágenes Meteosat de los días de estudio. Por último, el **Apéndice A** presenta la metodología aplicada para la validación de las simulaciones.

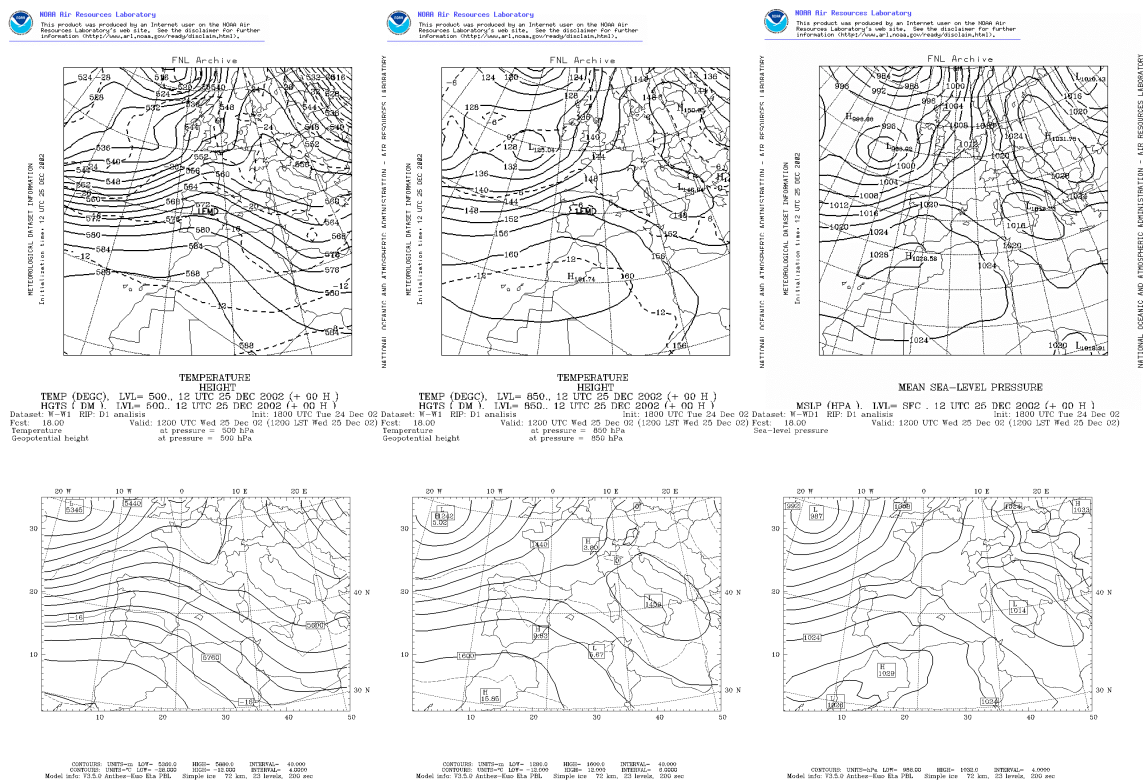
## **7.1 Situación del W-W: 25 de diciembre de 2002**

Según Martín-Vide (1984, 1991) y Clavero et al. (1996) la situación meteorológica del 25 de diciembre de 2002 se puede clasificar como una advección del W. Estas situaciones se caracterizan por el paso de sistemas frontales y precipitaciones generalizadas acompañadas de un régimen de vientos del W fuertes en el litoral mediterráneo con temperaturas más cálidas de las normales para esta zona. La presencia de nieblas en el interior de la Península Ibérica es también usual. En Catalunya, estas situaciones comprenden la afluencia de masas de aire de origen atlántico. La situación en altura es claramente zonal, del W o en ocasiones ligeramente influenciada del SW a NW, y origina la entrada de masas de aire polar marítimo o polar marítimo cálido. El flujo que afecta a las regiones orientales de la Península Ibérica, aún de carácter ciclónico, pierde gran parte de su inestabilidad termodinámica y origina un tiempo con precipitaciones débiles y temperaturas superiores a las normales, especialmente las mínimas, donde el aumento de la nubosidad reduce el déficit energético invernal. Los fuertes vientos contribuyen a evitar los elevados contrastes térmicos de la región (Clavero et al., 1996).

### **7.1.1 Situación sinóptica: análisis y validación del dominio europeo**

Este día se caracteriza por un transporte del W tanto en superficie como en la troposfera media. La **Figura 7.1.1** presenta los análisis a 500, 850 hPa y en superficie a las 12 UTC del día 25 de diciembre de 2002 y los resultados correspondientes del dominio europeo (D1). La troposfera alta presenta un índice de circulación elevado (no se muestra) que se refleja a 500 hPa. En esta topografía, las temperaturas se sitúan entre

-20 y -15°C sobre la Península. La situación en superficie se caracteriza por la presencia de una depresión atlántica al oeste de las Islas Británicas y una dorsal anticiclónica afectando al norte de África y sur de la Península. Esta disposición induce flujos del W sobre Portugal y España. La disposición transversal del anticiclón continental europeo obstaculiza la penetración de la circulación zonal hacia el Mediterráneo y contribuye al desarrollo de una baja relativa sobre Italia. El radiosondeo de Barcelona para este día (ver **Anexo 2**) confirma la descripción de los análisis, con flujos de componente W-NW en altitud.

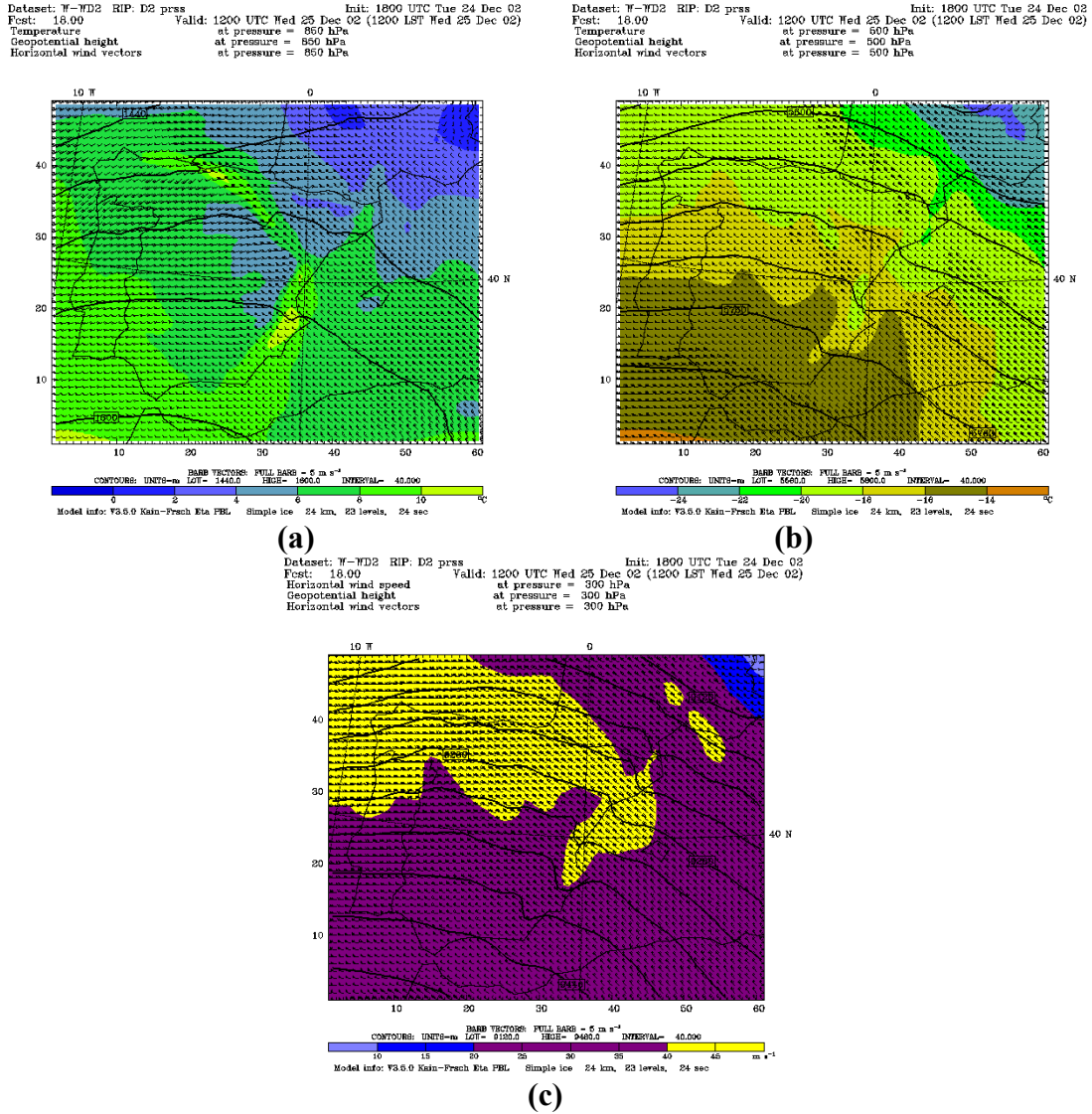


**Figura 7.1.1** Análisis a 500, 850 hPa y superficie a las 12UTC del día 25 de diciembre de 2002 (arriba) y resultados correspondientes para el dominio D1 (abajo).

Los resultados del modelo para el dominio europeo presentan una concordancia aceptable con los análisis del día. A las 00 UTC no se aprecian diferencias significativas en los geopotenciales ni en las temperaturas. A las 12 UTC se observan temperaturas ligeramente más cálidas sobre el cuadrante nordeste peninsular, aunque el análisis presenta una isoterma cerrada de -6°C en el centro de la Península indicando una misma tendencia a 850 hPa.

### 7.1.2 Campo de presiones y temperaturas de la Península Ibérica

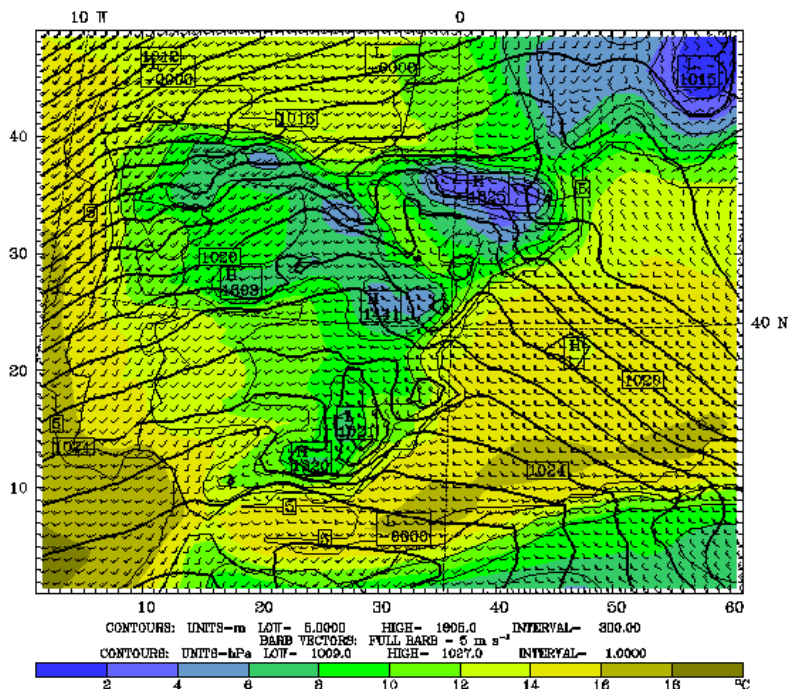
En altitud la situación del W se aprecia claramente con pocas variaciones (**Figura 7.1.2**). Se observan fuertes vientos sobre la Península a 300 hPa asociados a la corriente en chorro. Las irregularidades en las isohipsas se atribuyen al desarrollo de ondas de gravedad interna (p.e., Stull, 1998; Whitemann, 2000) en los principales sistemas orográficos Ibéricos. Sólo a 850 hPa se refleja claramente la influencia de la canalización del valle del Ebro durante todo el período simulado.



**Figura 7.1.2 Topografía de (a) 850, (b) 500 y (c) 300 hPa a las 12 UTC del día 25 de diciembre de 2002 [Resultados del dominio D2]**

La evolución del campo de presiones en superficie reducida a nivel del mar se presenta en la **Figura 7.1.3** y el **Anexo 1**. Las isobaras presentan una curvatura cóncava con un gradiente superior en el noroeste. Los flujos de SW dominan sobre la mitad occidental virando a W o NW en la mitad oriental. La situación presenta un claro dominio sinóptico por encima del desarrollo de fenómenos mesoscales. La influencia de la compleja orografía de la región se manifiesta en las canalizaciones en superficie que se producen, modificando el flujo sinóptico, y en el desarrollo de ondas de gravedad internas a sotavento del Sistema Ibérico y Bético, donde el campo de presión presenta una estructura de dipolo orográfico. Se produce un gradiente de presión positivo en la ladera de barlovento y negativo en la de sotavento (p.e., Whitmann, 2000). Los forzamientos orográficos más destacados son la canalización del valle del Ebro, que junto con el Sistema Ibérico y los Pirineos modifican sustancialmente el flujo zonal dominante. También se puede resaltar el Sistema Bético como elemento orográfico que perturba el flujo sinóptico.

Dataset: W-WD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02  
 Fcst: 10.00 Valid: 0400 UTC Wed 25 Dec 02 (0400 LST Wed 25 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: W-WD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Wed 25 Dec 02 (0800 LST Wed 25 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

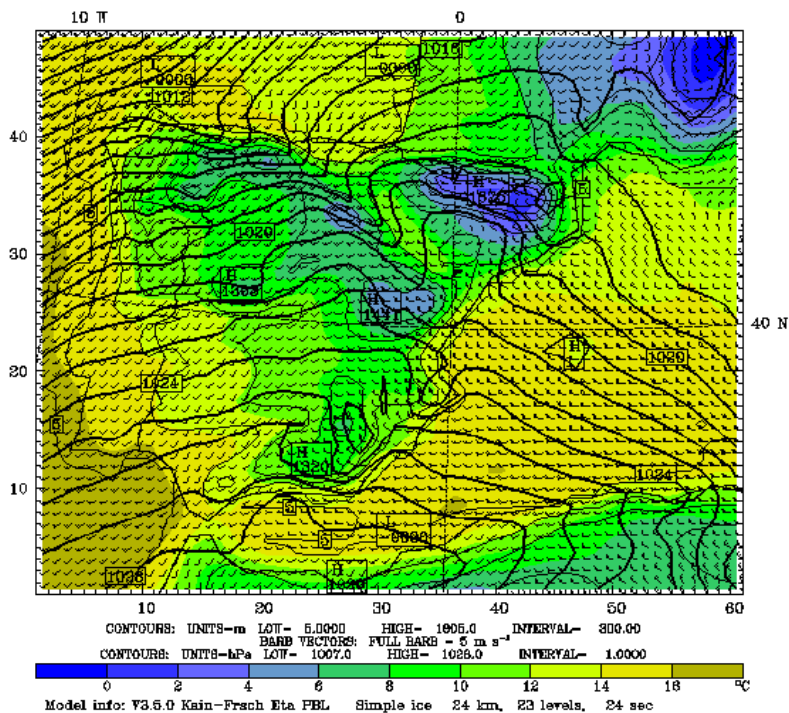
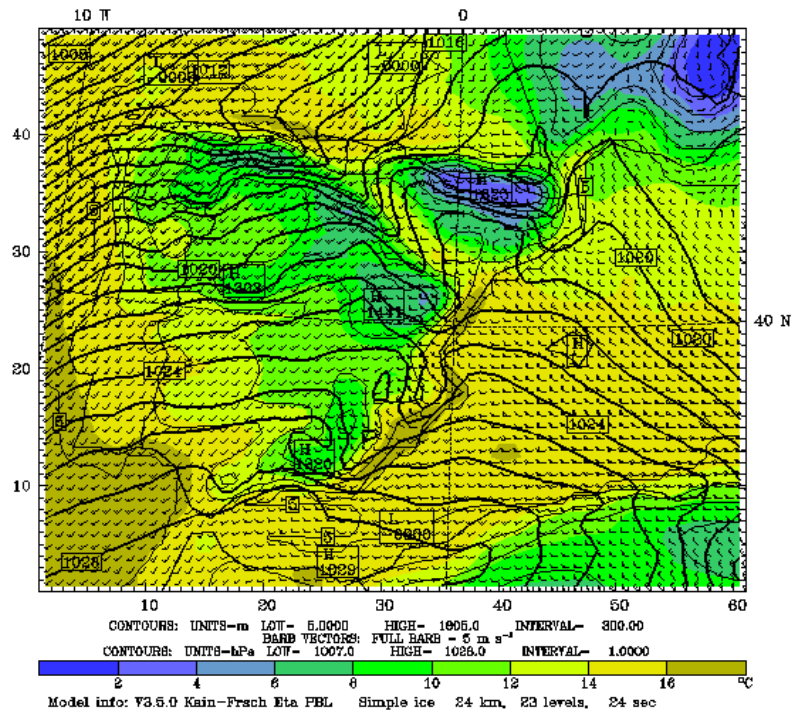


Figura 7.1.3 Evolución del campo de presiones en superficie reducida a nivel del mar, campo de vientos y temperatura en superficie cada cuatro horas para el día 25 de diciembre de 2002 [Resultados del dominio D2; la evolución horaria se adjunta en el Anexo 1]

Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: W-MD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Wed 25 Dec 02 (1200 LST Wed 25 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: W-MD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Wed 25 Dec 02 (1600 LST Wed 25 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

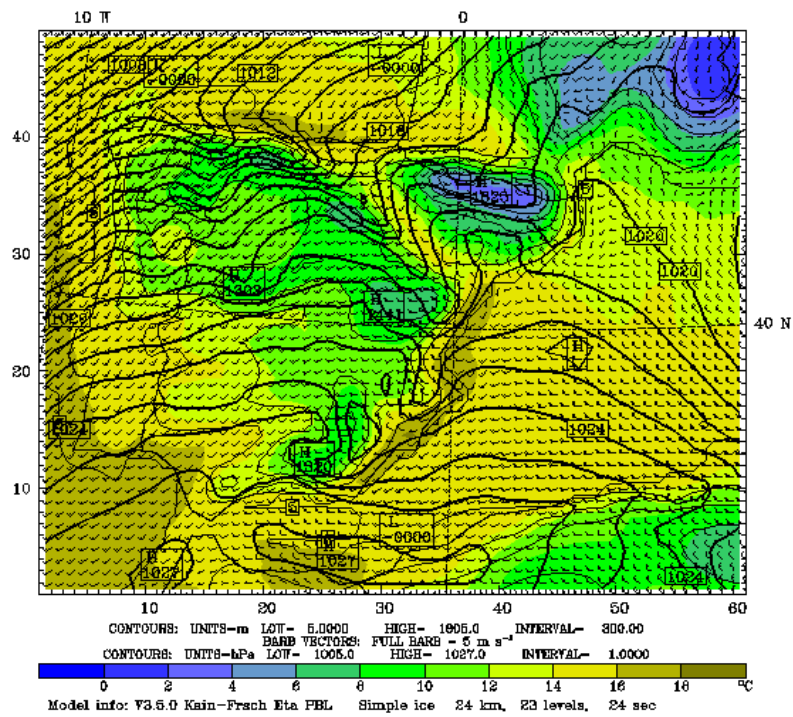
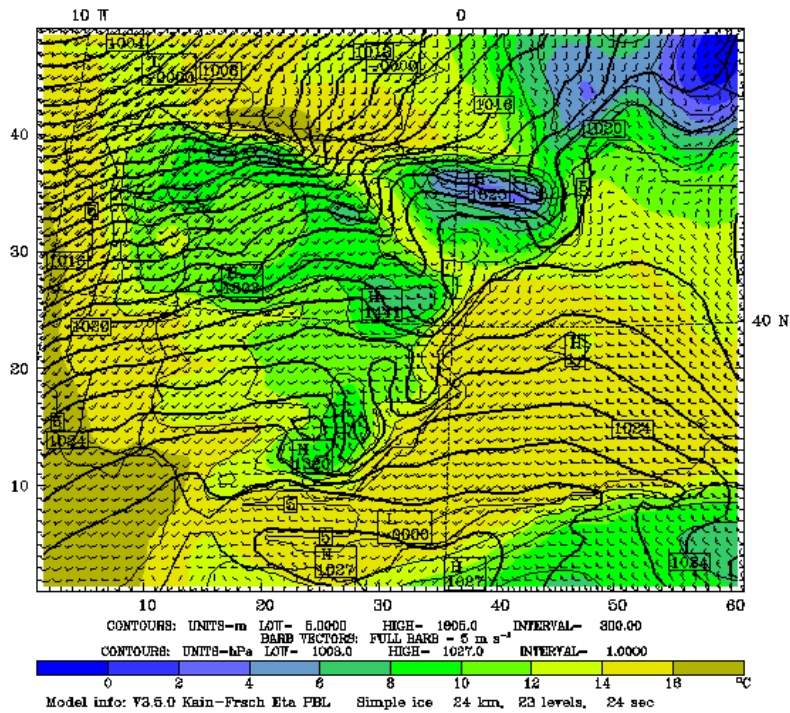


Figura 7.1.3 Cont.

Dataset: W-MD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Wed 25 Dec 02 (2000 LST Wed 25 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: W-MD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Thu 26 Dec 02 (0000 LST Thu 26 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

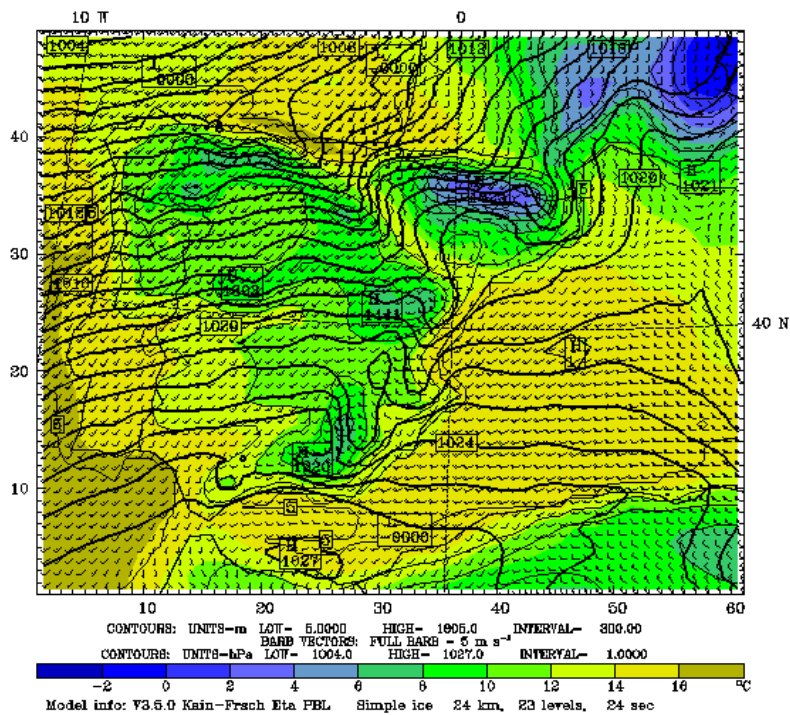
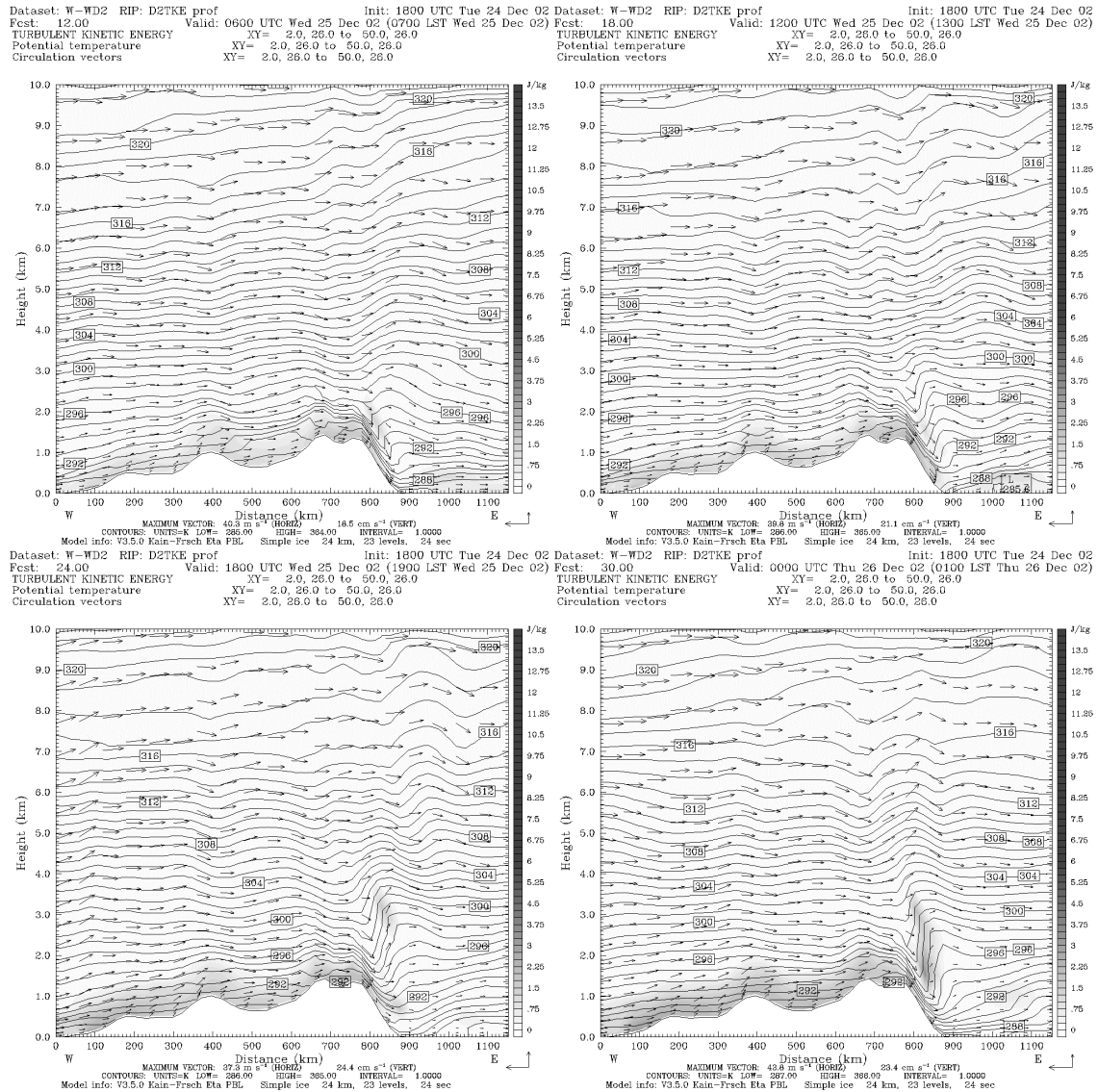


Figura 7.1.3 Cont.

La evolución de las temperaturas está modulada por la advección de masas atlánticas cálidas y húmedas a lo largo del día junto con el calentamiento superficial diurno. Se



produce un aumento generalizado de las temperaturas. La costa norte y el levante peninsular presentan un aumento significativo de las temperaturas durante el día. Esto se debe al aumento de la temperatura de las masas de aire que descienden por las laderas de los sistemas orográficos de ambos litorales que han perdido gran parte de la humedad en la ladera de barlovento. Las zonas montañosas de los Pirineos, Sistema Ibérico y Sistema Bético presentan los valores térmicos más rigurosos debido al efecto de la altitud y a un mayor enfriamiento por la poca cobertura vegetal que las caracteriza. Destaca también los valles del Ebro y del Guadalquivir con ambiente templado. El calentamiento diurno, junto con la advección de las masas atlánticas contribuye al aumento de la temperatura en el interior, y especialmente en el levante peninsular. Esta es una de las características típicas de una advección del W, como destacan Martín-Vide (1984,1991) y Clavero et al. (1996).



**Figura 7.1.4** Corte vertical del campo de vientos (vectores), la temperatura potencial (líneas de contorno) y la energía cinética turbulenta (escala de grises) a las 6, 12, 18 y 24 UTC del 25 de diciembre de 2002 (La localización del corte se indica en la Figura 7.1a en color negro)

### 7.1.3 Estructura vertical de la atmósfera

La **Figura 7.1.4** presenta un corte vertical de la temperatura potencial, el campo de vientos y la energía cinética turbulenta a las 6, 12, 18 y 24 UTC. La situación se caracteriza por una estratificación estable en toda la troposfera durante todo el día en la mayor parte de la Península Ibérica. Los flujos atlánticos del W advectan aire templado húmedo y con estratificación estable, como se puede observar en el litoral atlántico. La inversión térmica nocturna contribuye al desacoplamiento de los flujos superficiales del régimen sinóptico en altitud. La insolación diurna no es suficiente para romper la inversión térmica, que se mantiene en muchas regiones de la Península. La advección de aire atlántico, y la baja insolación diurna contribuye a la inhibición del desarrollo de la capa de mezcla (ML) durante las horas centrales del día en gran parte del territorio. El día se caracteriza por una ABL con estratificación estable. Destaca el desarrollo de una onda de montaña a sotavento de la cordillera litoral de levante, que produce un gradiente térmico más importante en la costa este que en la costa oeste.

### 7.1.4 Campo de vientos

#### 7.1.4.1 Península Ibérica

La **Figura 7.1.3** y el **Anexo 1** presentan el campo de vientos superficial para la Península Ibérica. Los vientos superficiales son de componente SW en el litoral atlántico, W en el interior, y viran a NW en la costa de levante. Disposición que responde a la influencia de la depresión atlántica que circula por latitudes más septentrionales y al anticiclón del norte de África. Se observa un claro dominio de la situación sinóptica en la mayor parte de la región.

La situación en la mitad occidental de la Península se mantiene con flujos de componente SW durante todo el día. No se observan importantes canalizaciones, con vientos moderados en la mitad sur y fuertes en el norte. La tendencia a lo largo del día es a intensificarse los flujos en el sur también.

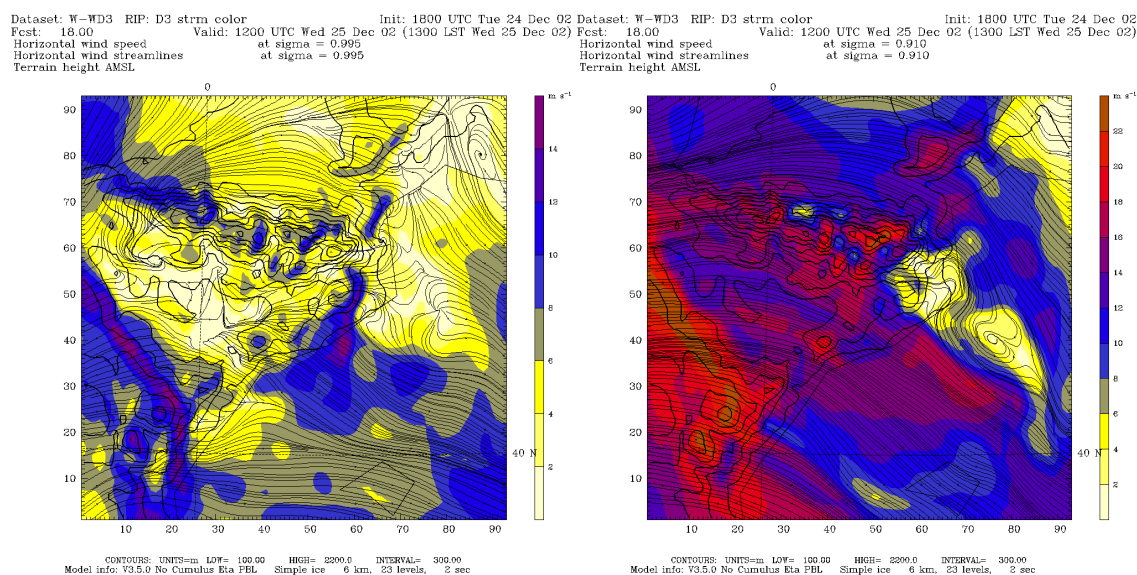
El levante peninsular presenta circulaciones más complejas. El Sistema Bético obstaculiza los flujos superficiales obligándolos a rodearlo. Por una parte se canalizan por el valle del Guadalquivir, y por la otra se incorporan al flujo del W dominante en la región del Estrecho de Gibraltar. Los vientos en superficie del valle del Guadalquivir presentan un ligero desacoplamiento del régimen sinóptico con una componente del S más marcada.

Se observa una canalización que drena los flujos del interior de la Meseta sur y los que rodean el Sistema Bético. Ésta se produce entre las sierras Ibéricas y Béticas y induce vientos del W por el litoral de Valencia. Tanto por el litoral norte como en el de levante se observa el drenaje de los flujos del interior de la Península con intensidad fuerte a moderada y componente SW y W respectivamente. El nordeste peninsular presenta unas circulaciones más complejas que se analizarán con mayor detalle en el siguiente apartado.

En altitud, la circulación dominante es claramente zonal como muestra la **Figura 7.1.2**. La homogeneidad del flujo en estos niveles solo se ve perturbada por el desarrollo de ondas de gravedad internas estacionarias de propagación vertical a sotavento de las

cordilleras litorales del levante peninsular, tal y como se ha comentado. La **Figura 7.1.4** presenta un corte vertical de la temperatura potencial, la energía cinética turbulenta (TKE) y los vientos. El flujo atlántico, con una estratificación estable, penetra por el interior de la Península superando los distintos accidentes geográficos sin observarse variaciones significativas en los flujos en altitud. No es hasta llegar a los Sistemas Ibérico y Subbético que se desarrolla una onda de gravedad estacionaria que se propaga verticalmente hasta 9 km s.n.m. La presencia de estas ondas produce advecciones de momento vertical con velocidades de hasta 0.7 m/s en altitud. Durante las horas centrales del día la intensidad de las ondas disminuye y se pueden llegar a disipar por la inestabilización de los estratos superficiales. Otra vez, al anochecer con la estabilización nocturna de las masas de aire se vuelve a observar su desarrollo con la formación de un salto hidráulico con elevada turbulencia mecánica asociada. El desarrollo del salto hidráulico induce intensos vientos justo debajo de su localización con una estructura de jet con un espesor de 500 m, y un debilitamiento de los flujos a sotavento. Parece que la formación de estas complejas estructuras contribuye al debilitamiento de los flujos observado en el Mediterráneo, que presenta velocidades moderadas hasta 2000-3000 m s.n.m. en comparación a las simuladas en el interior de la Península. La formación de ondas de gravedad se observa a lo largo del Sistema Ibérico y Subbético, pero su intensidad y presencia de saltos hidráulicos depende de las características orográficas de las sierras.

Los resultados del dominio D3 permite analizar el desarrollo de vientos locales que afectan el AGC (Cierzo y Tramontana). La **Figura 7.1.5** muestra los flujos a las 12 UTC a 36 m s.n.t. y 220 m s.n.t. Los flujos superficiales aparecen muy desacoplados de la circulación en altura. No se observa el desarrollo del Cierzo, y la Tramontana solo se observa tímidamente durante la madrugada. Al nordeste de Catalunya se forma una zona con vientos muy débiles en superficie y altitud. Esta zona se produce por el efecto de sombra orográfica de los Pirineos y la convergencia de los flujos que rodean al Macizo. Su localización depende de las direcciones de ambos flujos.



**Figura 7.1.5** Líneas de corriente y velocidad de los flujos a 36 m s.n.t. (izquierda) y 220 m s.n.t. (derecha) a las 12 UTC del día 25 de diciembre de 2002 (Contornos de colores: velocidad horizontal del viento; líneas de corriente en negro; líneas de contorno negras: orografía; Resultados del dominio D3).

Durante el día, el flujo de NW dominante entre los Pirineos y Sistema Central ha perdido intensidad por el ligero viraje del flujo sinóptico, con una componente del S más acentuada que hace que el efecto de sombra orográfica de los Pirineos afecte a esta zona. Esto también repercute en el sur de Francia, donde por la madrugada se observaba la canalización hacia el mediterráneo bien definida, y al mediodía el flujo diverge en parte hacia el noreste, debilitando el drenaje marítimo, y la formación de la Tramontana.

#### 7.1.4.2 Área Geográfica de Catalunya

La **Figura 7.1.6** y el **Anexo 1** presentan la evolución del campo de vientos superficial para el AGC con elevada resolución horizontal. Su descripción se realiza a partir de los subdominios presentados en la introducción.

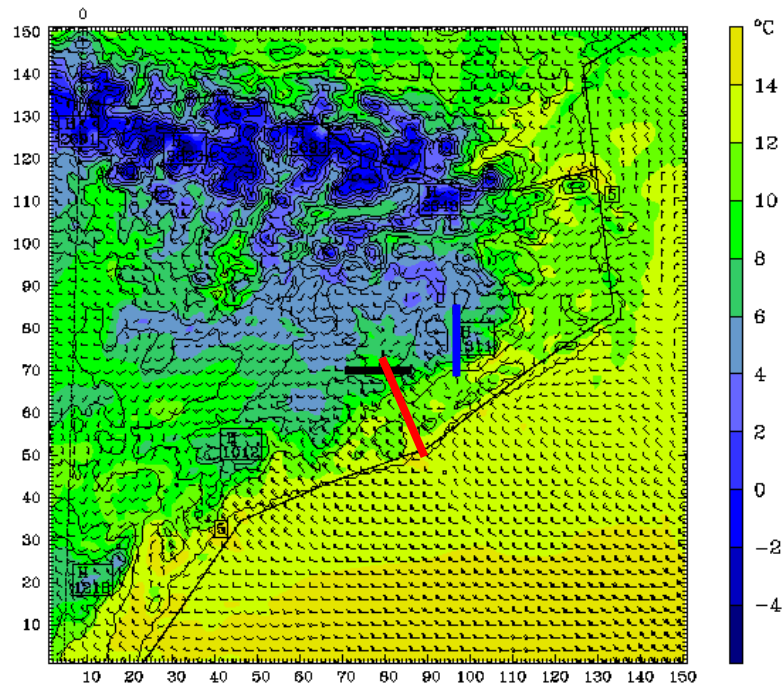
##### *a) Descripción general*

La situación del día 25 de diciembre de 2002 se caracteriza por la fuerte estabilidad en los estratos superficiales durante la noche, y su mantenimiento en varias regiones durante el día. La situación sinóptica domina sobre el desarrollo de fenómenos mesoscales. Se observa un desacoplamiento de los flujos superficiales por la fuerte inversión térmica. La mitad sur del AGC presenta flujos de componente W durante todo el día, al igual que el litoral, donde se generan ondas de gravedad internas en altitud. Los valles de los Pirineos presentan flujos más débiles y se desarrollan drenajes nocturnos hacia la Depresión Central, y de las planicies del interior al litoral.

La evolución del campo de vientos en superficie muestra como las tierras de poniente están dominadas por flujos del W con una componente más marcada del N a medida que nos acercamos al Prepirineo. Las zonas más elevadas de los Pirineos presentan fuertes vientos del NW, mientras que en los valles los drenajes de masas de aire frío quedan bien capturados durante las horas nocturnas. En el interior los flujos del SW se imponen sobre los drenajes de los vientos de ladera catabáticos característicos durante la noche. Sobre las cordilleras Prelitoral y Litoral dominan los vientos sinópticos del W claramente. En estas regiones se desarrollan ondas de gravedad de intensidad moderada, produciendo una perturbación de los flujos hasta la media troposfera. Estas ondas presentan un desarrollo vertical menor a las descritas en los Pirineos y los grandes sistemas peninsulares. Aunque, al ser el flujo incidente estable el tipo de onda es el mismo.

En la región nororiental se observan varias zonas de apantallamiento con vientos en superficie muy débiles. Éstas son el Pla de Bages, la Plana de Vic y la Plana de l'Empordà, que quedan protegidas del flujo de componente WNW dominante en altura. Los Pirineos producen un efecto de abrigo aerológico sobre estas regiones. A parte de la influencia de los Pirineos, las cordilleras que rodean dichas llanuras también presentan una importante función de apantallamiento.

Fcst: 10.00                      Valid: 0400 UTC Wed 25 Dec 02 (0400 LST Wed 25 Dec 02)  
 Temperature                    at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors        at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS-m    LAT- 5.0000    HIGH- 2765.0    INTERVAL- 250.00  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL    Simple ice    2 km, 23 levels, 0 sec  
 Fcst: 14.00                      Valid: 0800 UTC Wed 25 Dec 02 (0800 LST Wed 25 Dec 02)  
 Temperature                    at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors        at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

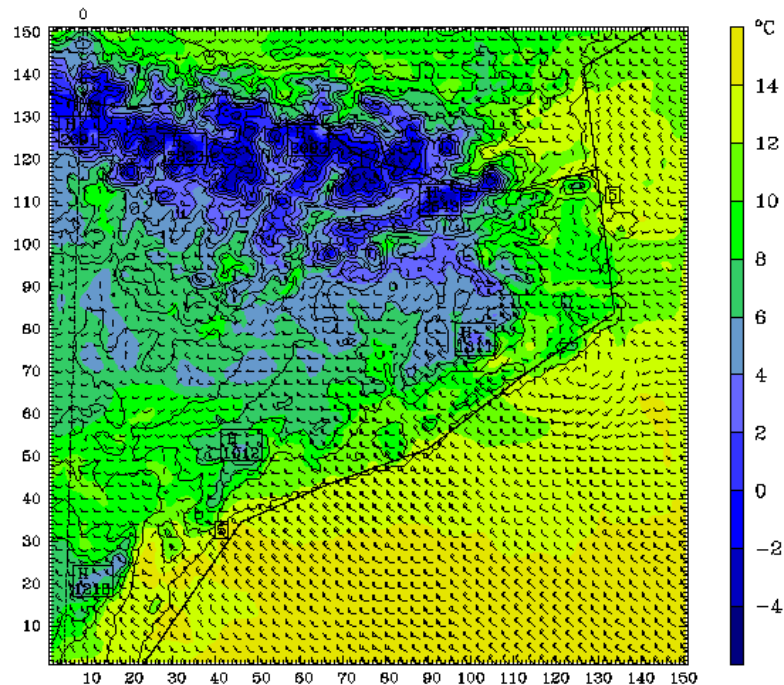
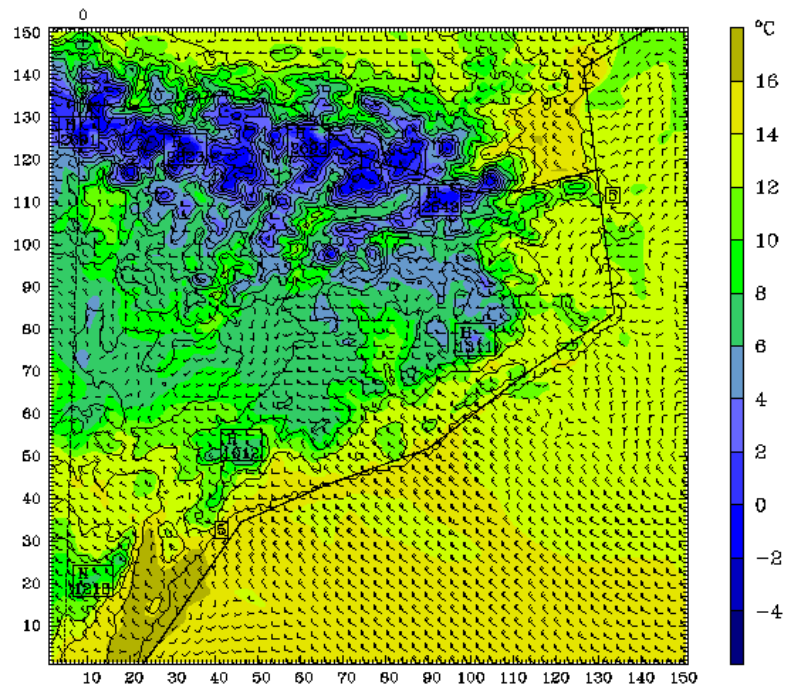


Figura 7.1.6 Evolución cada cuatro horas del campo de vientos superficial y la temperatura del aire en el primer nivel del modelo para el día 25 de diciembre de 2002 [Resultados del dominio D4; los vectores se han representado cada tres celdas; la evolución horaria se adjunta en el Anexo 1; Las líneas de colores del panel superior localizan los cortes verticales realizados].

Dataset: W-WD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Wed 25 Dec 02 (1200 LST Wed 25 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: W-WD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Wed 25 Dec 02 (1600 LST Wed 25 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

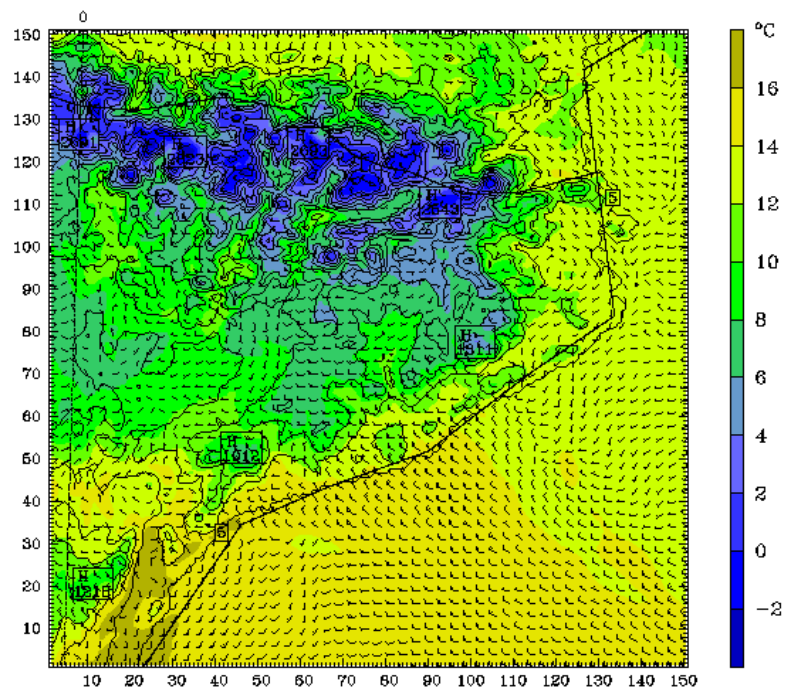
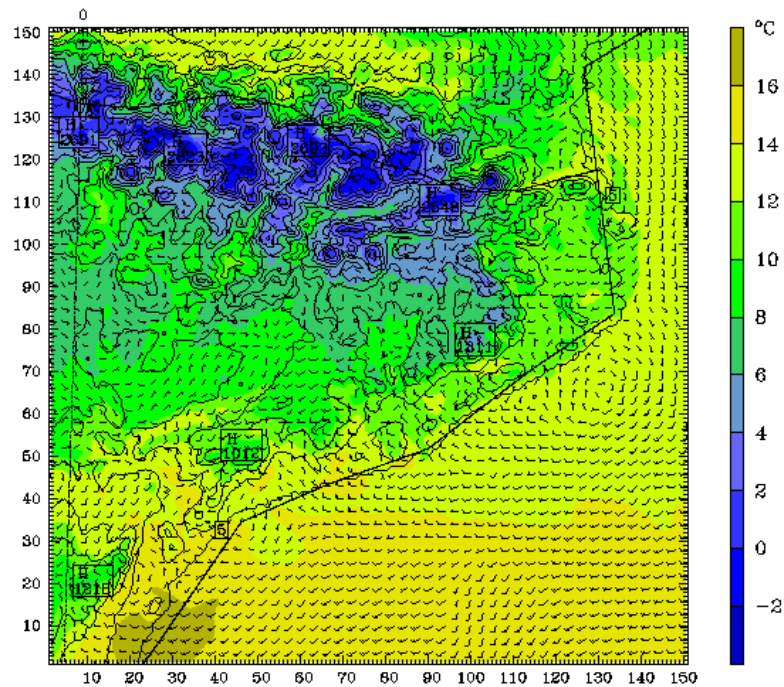


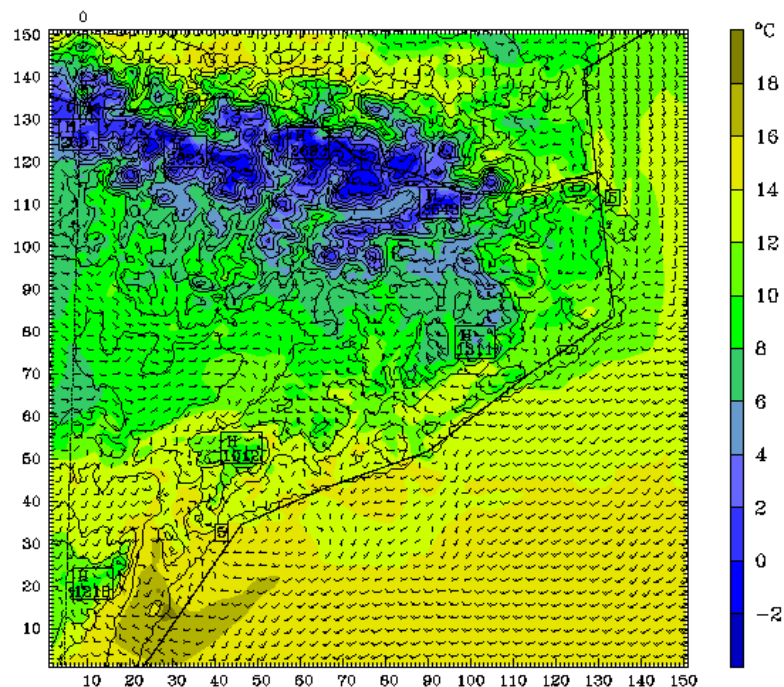
Figura 7.1.6 Cont.

Dataset: W-WD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Wed 25 Dec 02 (2000 LST Wed 25 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

CONTOURS: UNITS-m LOW- 5.0000 HIGH- 2765.0 INTERVAL- 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB - 5 m s<sup>-1</sup>  
 Dataset: W-WD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Thu 26 Dec 02 (0000 LST Thu 26 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

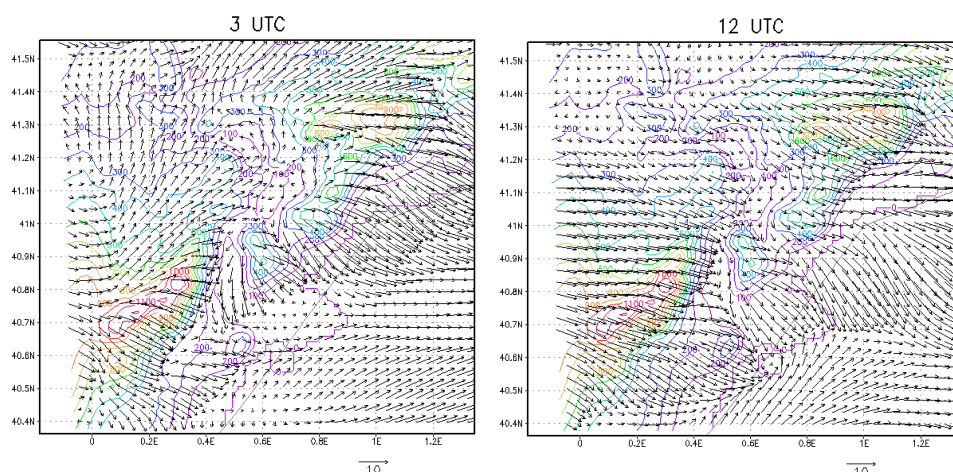
Figura 7.1.6 Cont.

Al este del Cap de Creus se aprecia claramente el desarrollo de una Tramontana de intensidad moderada, como resultado del flujo que circula por la cara norte de los

Pirineos. Éste, al vehicular entre el Macizo Central y los Pirineos, por efecto Venturi (p.e., Whitemann, 2000) se acelera y vira hacia la derecha, por efecto de la fuerza de Coriolis. Por encima de los 3500 m s.n.m los vientos sinópticos del WNW dominan en todo el AGC, aunque se ven perturbados por las ondas de gravedad de las cordilleras de la región.

### ***b) Tierras del Ebro***

El régimen nocturno se caracteriza por una estratificación estable muy marcada en superficie con una inversión térmica en las zonas más profundas a pocos centenares de metros sobre el nivel de tierra que produce un desacoplamiento de los flujos superficiales respecto el flujo sinóptico de componente W. Se produce un bloqueo del flujo incidente sobre Ports de Beseit que induce un flujo del SW hacia la Depresión Central. Por el valle del Ebro se desarrollan algunos drenajes nocturnos de aire frío. Las velocidades más significativas se observan a sotavento de Ports de Beseit y Muntanyes de Prades asociadas al desarrollo de ondas de gravedad. Estas velocidades se producen a sotavento de la cordillera prelitoral. En las regiones más elevadas domina el flujo sinóptico. Entre las 7 y 8 UTC se produce el cambio de régimen nocturno a diurno.



**Figura 7.1.7 Campo de vientos superficial a las 3 y 12 UTC para la región Tierras del Ebro para el día 25 de diciembre de 2002 (Resultados dominio D4; contorno color: orografía).**

El régimen diurno se caracteriza por el dominio de la circulación sinóptica en superficie en la mayor parte de la región durante las primeras horas, y un debilitamiento progresivo de los flujos superficiales. El curso del Ebro y la Cubeta Mora son las excepciones, donde los vientos en superficie se mantienen desacoplados del régimen en altitud, con una intensidad débil o en calma. El bloqueo en els Ports de Beseit desaparece durante el día por la inestabilización del flujo superficial incidente. A partir de las 16 UTC empieza a cambiar el comportamiento de los flujos superficiales, pasando otra vez al régimen nocturno descrito.



**c) Depresión Central**

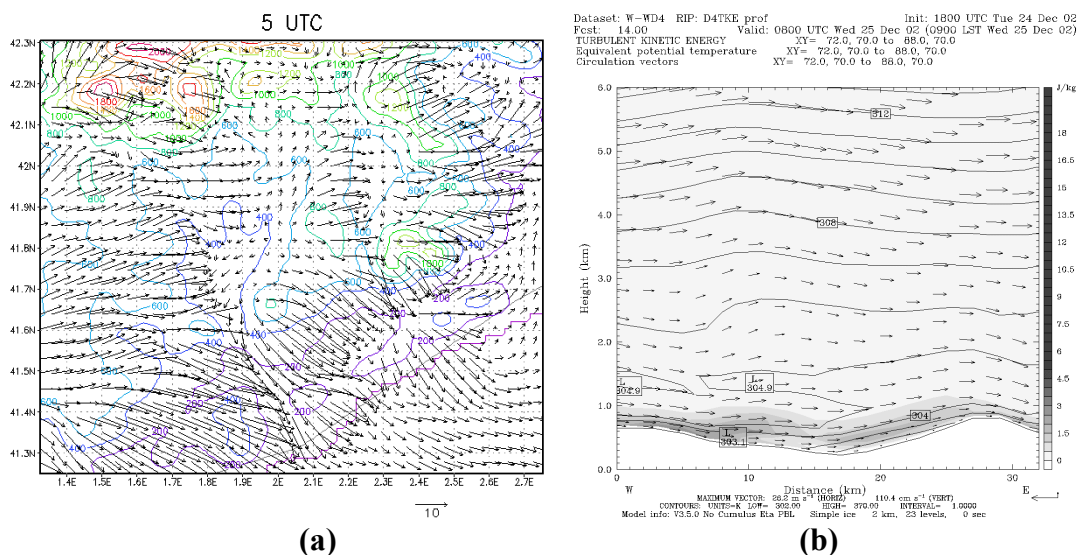
*i) Pla de Lleida y Plana d'Urgell*

La situación nocturna está caracterizada también en esta zona por la fuerte inversión en las planicies. Durante la madrugada el flujo de SW inducido por el bloqueo en Ports de Beseit penetra por el sur y se va imponiendo en la zona. El límite norte está dominado por los drenajes fríos de los valles pirenaicos hacia los llanos. Con el avance de las horas se acaban imponiendo los vientos de SW por buena parte de la región.

Las horas centrales del día se caracterizan por un encalmamiento de los vientos superficiales desacoplados del flujo en altitud debido al mantenimiento de una SBL durante el día. Las regiones donde se llega a desarrollar la ML no presenta un espesor superior a los 500 m s.n.t. Esta región se ha caracterizado durante todo el día por una subsidencia asociada al desarrollo de una zona de altas presiones (ver **Figura 7.1.3**). Por el nordeste se desarrollan circulaciones hacia los Pirineos orientales atribuidas al gradiente de presión de la zona, al mismo tiempo por el nordeste penetran los vientos de NW acoplados al régimen sinóptico dominante.

*ii) Pla de Bages y Plana de Vic*

La región de Pla de Bages y Plana de Vic se caracterizan por presentar dos llanuras de 300-400 m en el caso de Pla de Bages y 500 m en la Plana de Vic rodeadas de montañas de unos 1000 m de altura. Presenta canalizaciones naturales hacia el litoral siguiendo los cursos del río Llobregat (Pla de Bages) y Congost (Plana de Vic). La **Figura 7.1.8a** ejemplifica el régimen nocturno en esta zona. Éste se caracteriza por drenajes débiles de los flujos en el interior de las llanuras siguiendo el curso de los ríos. Este drenaje se acelera por efecto Venturi al canalizarse por los congostos que conducen a la Depresión Prelitoral.



**Figura 7.1.8 (a) Campo de vientos en superficie a las 4 UTC, y (b) corte vertical a las 8 UTC de la región central del dominio D4 para el día 25 de diciembre de 2002 [(a) líneas de contorno de colores: orografía; (b) la localización del corte se detalla en la Figura 7.1.6 con una línea negra].**

Los vientos en las montañas que rodean la zona presentan vientos fuertes de componente W asociado al régimen sinóptico. Los vientos débiles de los llanos se observan hasta unos 150 m s.n.t. en el Pla de Bages, por encima de los cuales domina el flujo del W sinóptico. En cambio, en la Plana de Vic los vientos débiles se presentan hasta 700 m s.n.t. debido al efecto de sombra orográfica de los Pirineos y de las montañas que la rodean.

Durante el día los flujos de componente W sinópticos se van imponiendo por la mitad occidental de Pla de Bages, por el mayor calentamiento de la ladera solana (**Figura 7.1.8b**), mientras la región nordeste queda desacoplada. Se mantiene el régimen débil en la Plana de Vic, pero con el flujo sinóptico del W canalizado por los congostos que se dirigen al litoral. El régimen nocturno se vuelve a establecer a partir de las 17 UTC.

#### ***d) Sistema Litoral***

##### *i) Litoral sur*

Los flujos a primeras horas del día presentan una intensidad fuerte de 10 m/s de componente WNW. El desarrollo de ondas de gravedad internas debido a la cordillera prelitoral, en concreto a las Muntanyes de Prades, produce vientos fuertes en la ladera de sotavento de la misma, y flujos en la planicie débiles, de 2 a 4 m/s, y desacoplados de la circulación dominante en altitud. El mecanismo que produce este efecto ya se ha descrito anteriormente.

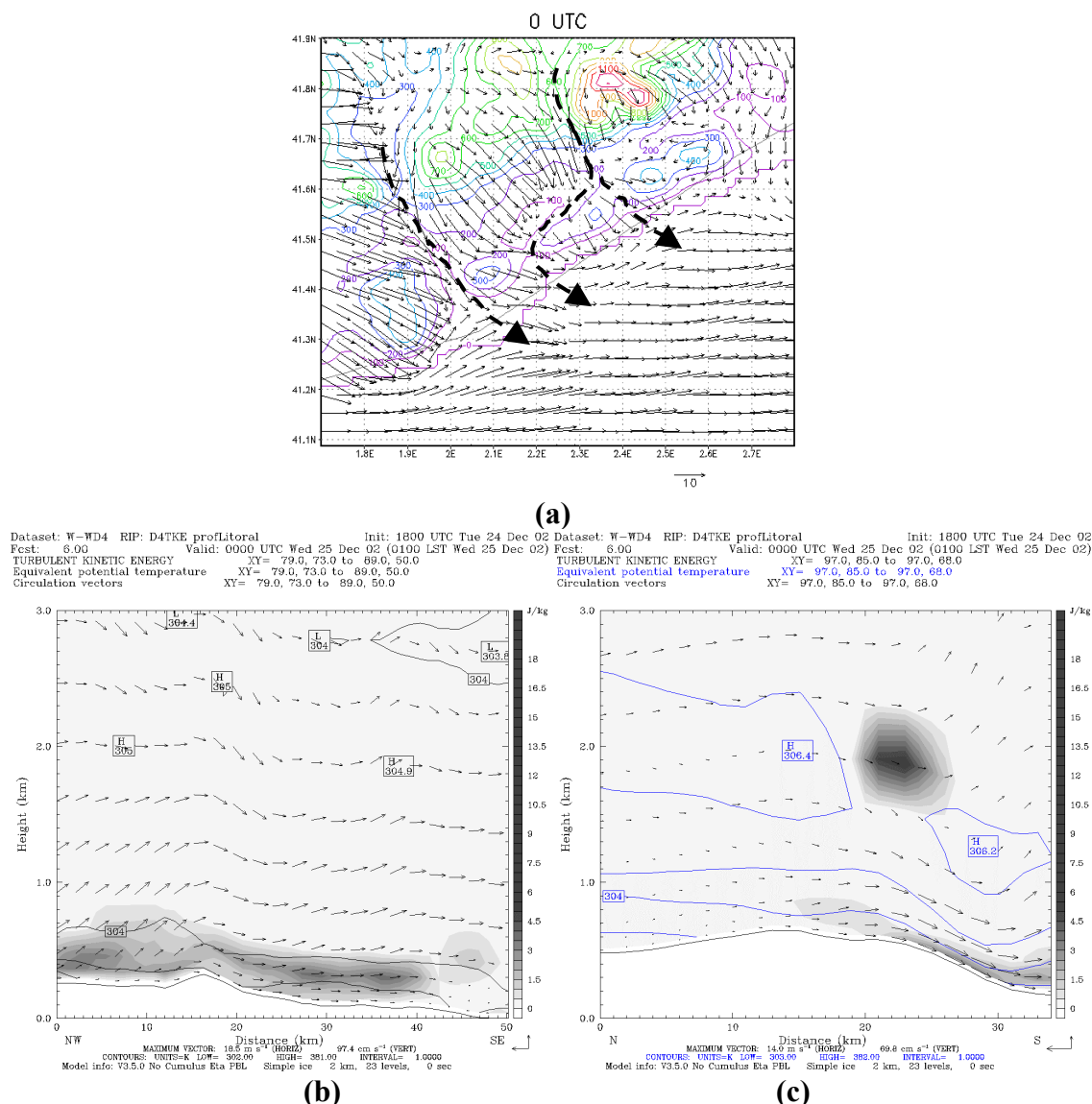
Los flujos del interior de Catalunya se canalizan por la Conca de Barberà y la Conca d'Òdena desarrollándose circulaciones de drenaje intensas hacia el mar que transportan las masas de aire frías del interior hacia el litoral. Durante el día se mantiene un régimen similar hasta las 14 UTC, hora en que un flujo de componente S penetra por el litoral convergiendo con los vientos del NW establecidos en la costa.

##### *ii) Litoral central*

Las circulaciones superficiales en el litoral central están influenciadas por las canalizaciones naturales de los valles del Llobregat y Besòs en la costa y el Congost en la Depresión prelitoral (Indicadas en la **Figura 7.1.9a**). El régimen nocturno se caracteriza por el desacoplamiento de los flujos superficiales debido a la inversión térmica nocturna, no tan acusada como en el interior. El desarrollo de ondas de gravedad a sotavento del Montseny produce zonas de vientos encalmados a sotavento y transportes de advección vertical en altura significativos. La onda se propaga verticalmente hasta la media troposfera. Los drenajes nocturnos desde el interior por los valles mencionados son habituales. La **Figura 7.1.9b,c** muestra los drenajes del Llobregat y el Congost.

Durante el día, el dominio de los flujos sinópticos del WNW se hace notar, manteniendo las circulaciones del interior al mar observadas durante la noche, pero con un debilitamiento de la intensidad de los vientos en superficie gradual. La estratificación estable de la ABL se mantiene durante todo el día en las zonas costeras, mientras que en la depresión prelitoral se observa un débil desarrollo de la ML. La situación advectiva de las masas de aire más frías y estables del interior, junto con la baja energía radiativa

solar, característica del período invernal, recibida en el suelo, son factores que no favorecen al desarrollo de la ML.



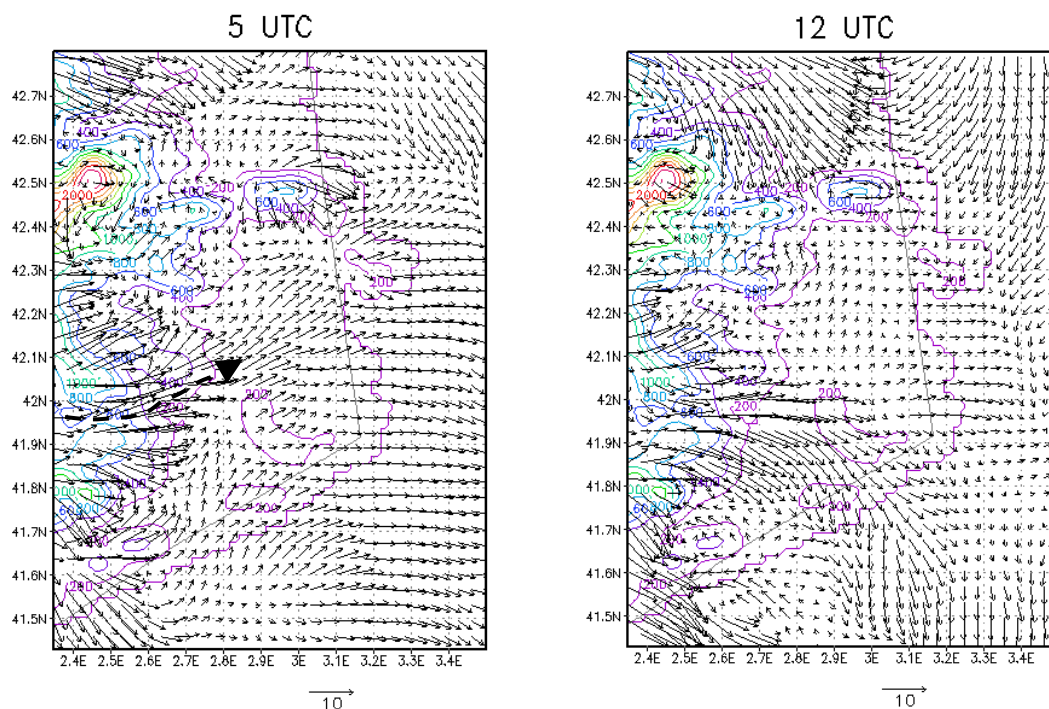
**Figura 7.1.9 (a) Campo de vientos en superficie y drenajes nocturnos desde (b) Pla de Bages, y (c) Plana de Vic a las 0 UTC del día 25 de diciembre de 2002 [(b) localización del corte indicada en la Figura 7.1.6 en color rojo; (c) localización del corte indicada en la Figura 7.1.6 en color azul].**

*iii) Litoral norte*

Los flujos en todo el nordeste de Catalunya vienen regidos por la evolución de la entrada de la Tramontana, en superficie y altitud, y el efecto de sombra orográfica que producen los Pirineos y la Serralada Transversal en esta región. Como se ha descrito anteriormente, a medida que avanza el día el viraje del N por el Empordà y el Rosselló va perdiendo peso frente a los flujos del W que dominan sobre Catalunya. Esta modificación de los regímenes en altitud influye en unas complejas circulaciones en

superficie, con vientos débiles. Se observa la formación de diversos vórtices de circulaciones débiles por la zona durante todo el día.

Análogamente a los anteriores subdominios litorales, en el nordeste se observa otra canalización importante que favorece el drenaje de flujos superficiales desde el interior de la Plana de Vic al litoral siguiendo el curso del río Ter (Indicado en la **Figura 7.1.10**). Durante el día se observa como se mantiene esta canalización, reforzada por los flujos sinópticos de componente W que dominan en estratos altos.



**Figura 7.1.10** Flujos en superficie a las 5 y 12 UTC de la región nordeste del dominio D4 para el día 25 de diciembre de 2002 [contornos de colores: orografía; flecha discontinua: canalización]

Los flujos en esta región presentan un comportamiento débil en general, a excepción del drenaje descrito, y algunos vientos en la ladera del Montseny que pueden llegar a ser fuertes debido a la generación de ondas de gravedad. Durante la mañana domina una Tramontana en altitud que se refleja sobre el mar, pero no acaba de penetrar en la Plana de l'Empordà. Este flujo tiende a ser sustituido por los flujos sinópticos del W, aunque no muy intensos.

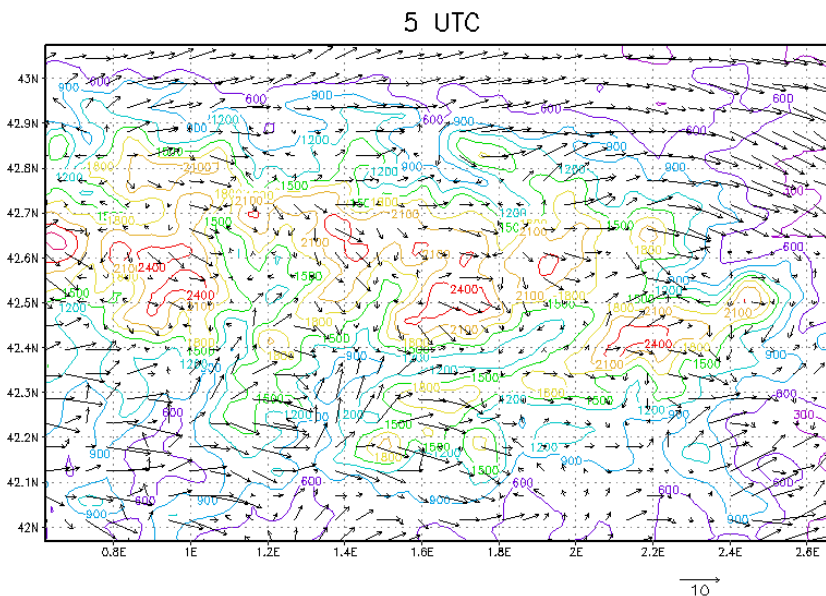
#### e) Pirineos

Todo y la compleja orografía de los Pirineos, las circulaciones que se desarrollan para esta situación presentan un comportamiento similar. En este sentido, durante todo el día las cimas de las montañas pirenaicas presentan fuertes vientos del NW sinópticos, con excepción de las más orientales, que presentan vientos de componente N durante algunas horas de la madrugada. Éstos se asocian al desarrollo de la Tramontana. Los valles interiores quedan protegidos de este flujo, y durante la noche se observan drenajes de masas de aire frío hacia los llanos. Estos flujos presentan velocidades débiles que no llegan a superar los 5m/s. Sin embargo, la ladera sur se caracteriza por

presentar unas circulaciones de componente S desde la Depresión Central hacia el Pirineo por los valles de esta ladera. Estos vientos se desarrollan por la canalización del flujo superficial que circula por la ladera sur del Pirineo, el cual inhibe el desarrollo de vientos nocturnos de montaña como los observados en la ladera norte. Este flujo presenta una estructura vertical de entre 200 y 400 m, con una estratificación estable y el máximo de velocidad en superficie. Este flujo se inhibe con el viraje de los vientos del norte de la Depresión Central. En la **Figura 7.1.11** se muestran las canalizaciones dominantes en ambas laderas, y los flujos que se despliegan.

Durante las horas centrales del día se desarrollan vientos de origen térmico en la vertiente norte, vientos anabáticos y de valle. Por otro lado, la vertiente sur se siguen manteniendo los flujos de componente S hacia el interior de los Pirineos por el forzamiento del gradiente de presión de la región. Esta circulación se refuerza durante las horas de insolación por los forzamientos térmicos del valle, que facilitan la circulación hacia el interior.

La atmósfera en el interior de los valles presenta una estratificación estable durante la noche, no muy acusada, y se mantiene en varias regiones durante el día. En los valles donde se consigue desarrollar la ML presenta alturas de unos 500 m s.n.t., mientras que en zonas montañosas puede llegar hasta 1000 m s.n.t.



**Figura 7.1.11** Flujos en superficie a las 5 UTC de los Pirineos en el dominio D4 para el día 25 de diciembre de 2002 [contornos de colores: velocidad del viento en m/s; línea negra: líneas de corriente; línea blanca: orografía].

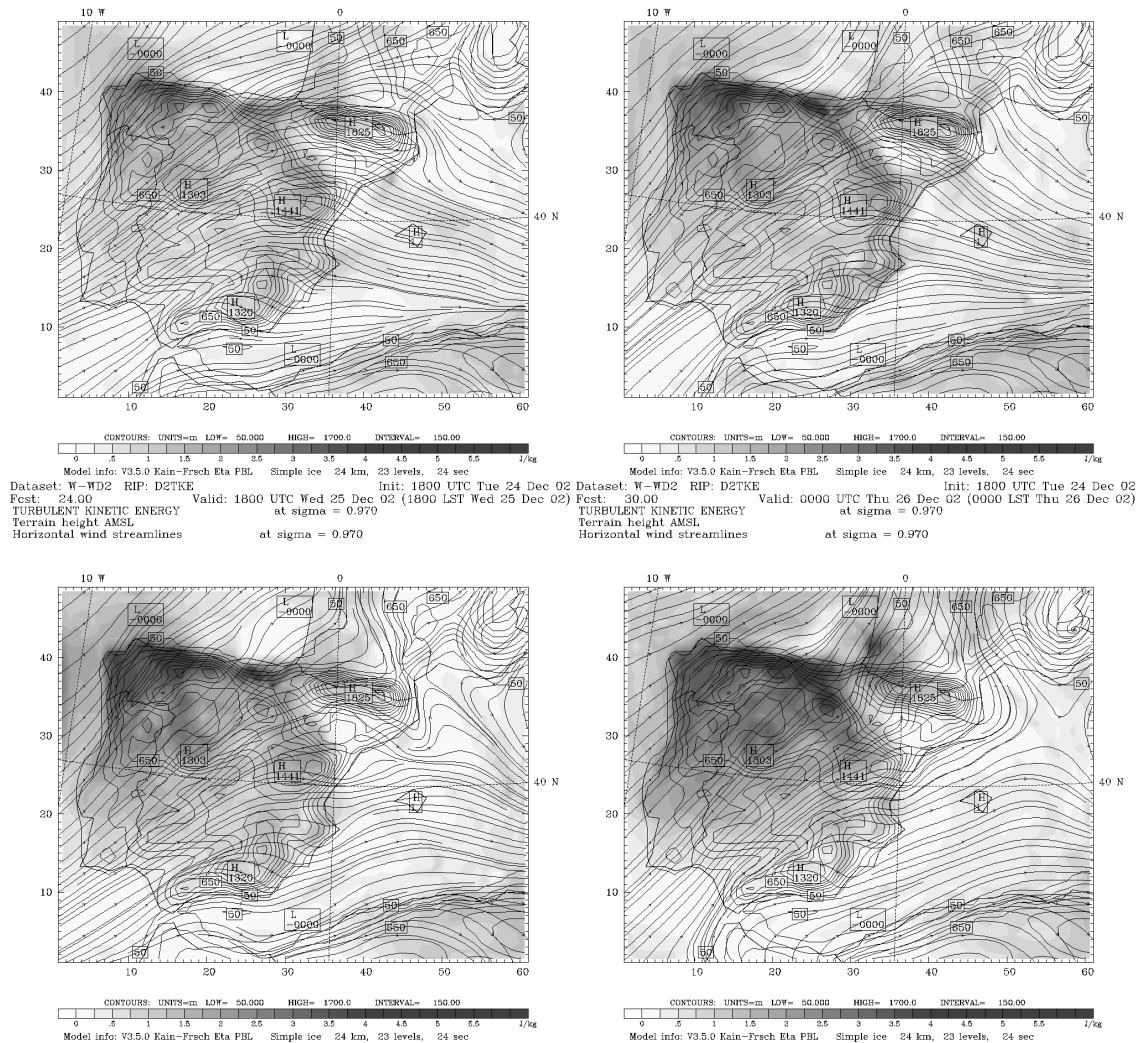
## 7.1.5 Energía cinética turbulenta

### 7.1.5.1 Península Ibérica

El análisis de la formación de la energía cinética turbulenta (TKE) permite caracterizar la generación, transporte y disipación de la turbulencia dentro de la troposfera. La **Figura 7.1.12** y **Figura 7.1.4** presentan la evolución de la TKE a partir de un corte horizontal en el tercer nivel del modelo (219 m s.n.t.), y un corte vertical

respectivamente. Se observa como se genera TKE por efecto mecánico debido a la cizalla vertical de flujo atlántico y la rugosidad del suelo peninsular durante la noche. La región del noroeste, con una orografía muy compleja presenta elevados niveles de TKE, mientras que el suroeste presenta poca turbulencia nocturna. El valle del Guadalquivir, y el valle del Ebro muestran niveles casi nulos de TKE, debido a una fuerte inversión térmica que inhibe la formación de TKE.

Dataset: W-WD2 RIP: D2TKE Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02 Dataset: W-WD2 RIP: D2TKE Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02  
 Fcst: 12.00 Valid: 0600 UTC Wed 25 Dec 02 (0600 LST Wed 25 Dec 02) Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Wed 25 Dec 02 (1200 LST Wed 25 Dec 02)  
 TURBULENT KINETIC ENERGY at sigma = 0.970 TURBULENT KINETIC ENERGY at sigma = 0.970  
 Terrain height AMSL Terrain height AMSL  
 Horizontal wind streamlines at sigma = 0.970 Horizontal wind streamlines at sigma = 0.970



**Figura 7.1.12 Energía cinética turbulenta y líneas de corriente en el tercer nivel del modelo a las 6, 12, 18 y 24 UTC del día 25 de diciembre de 2002 (Resultados del dominio D2)**

A partir de las 6 UTC aumenta la TKE por toda la Península a excepción del nordeste, donde se mantiene con muy poca turbulencia durante todo el día. Con la salida del Sol, se incrementa debido a la formación por el calentamiento superficial. Así, se tiene generación de origen mecánico (rugosidad del suelo y cizalla vertical del viento) y origen térmico (desarrollo de masas de aire cálidas ascendentes por el calentamiento del suelo). Las regiones con valores más elevados se asocian con regiones de elevada complejidad orográfica como es el norte peninsular. Por la noche se mantienen los elevados niveles de TKE, por encima de 2 J/kg, de origen mecánico.

La **Figura 7.1.4** presenta un corte vertical de TKE. Se observa como durante la noche el espesor de la capa turbulenta es de unos 500 m. Esta turbulencia es de origen mecánico como se ha comentado. Durante las horas centrales del día, se añade la TKE de origen térmico, que por su naturaleza desarrolla una capa con mezcla turbulenta de unos 700 m. La advección zonal limita el desarrollo de una capa adiabática más extensa. Los valores en la región del corte no superan los 2 J/kg durante todo el día.

### 7.1.5.2 Área geográfica de Catalunya

La **Figura 7.1.13** muestra la evolución de la TKE a 220 m s.n.t. a las 0, 6, 12 y 18 UTC. Se observa como durante las horas nocturnas la generación de TKE es significativa. Los fuertes vientos, y la cizalla vertical del flujo contribuyen a la formación de TKE de origen mecánico. La compleja orografía de la zona de estudio produce elevados valores de TKE a sotavento de distintas estructuras orográficas. La región del Pla de Lleida en cambio, al estar dominada por una fuerte estratificación estable y presentar un terreno poco accidentado, no presenta niveles de TKE significativos. Sobre el mar se aprecia el transporte de TKE desde el interior, y como esta turbulencia se va disipando.

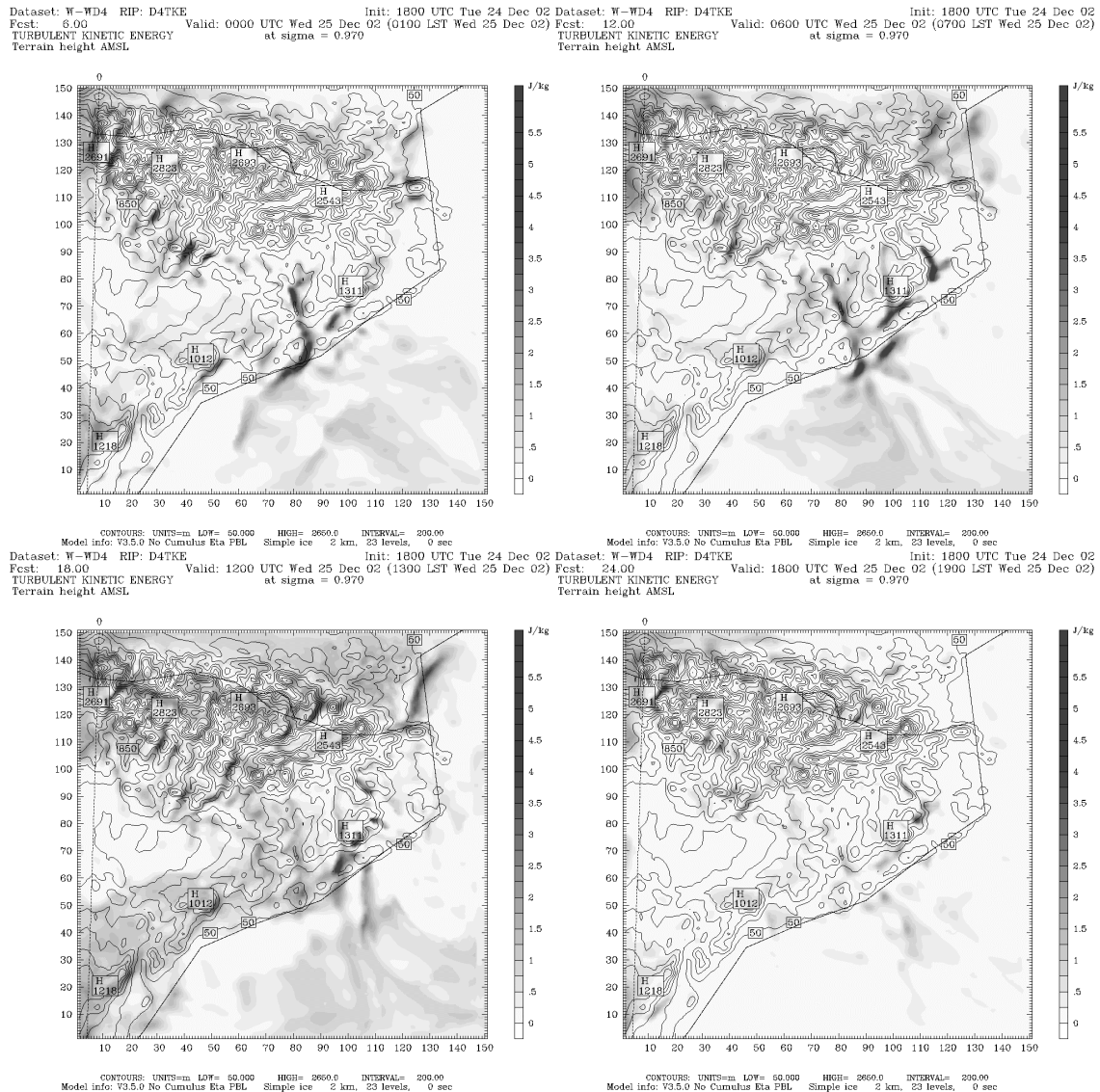
Durante las horas centrales del día, la insolación contribuye a la inestabilización de los estratos superficiales con generación de TKE de origen térmico en la mayor parte del territorio. Esta TKE se añade a la de origen mecánico, produciéndose valores más elevados durante el día. En el interior de Catalunya y Aragón persiste la fuerte estabilidad, y a las 12 UTC no se observa TKE en esta región. La **Figura 7.1.6** presenta la evolución de la temperatura del aire en el primer nivel del modelo. Precisamente la región de Lleida y los Monegros presenta una amplitud térmica baja, indicativo del desarrollo de nieblas que dificultan el paso de la radiación solar.

La región del nordeste de Catalunya, Plana de l'Empordà, presenta valores de TKE muy débiles. Este comportamiento se debe a que la zona de enclavamiento debido al efecto de sombra orográfica de los Pirineos descrita anteriormente se centra encima de la Plana. Debido a los débiles vientos de esta zona la TKE de origen mecánico es nula.

A las 18 UTC la mayor parte de la TKE de origen térmico ya se ha disipado por la estabilización de las capas superficiales, y solo se observa producción mecánica. Durante todo el día el transporte de TKE hacia el mar se ha mantenido en un grado constante.

Como se ha mostrado en la **Figura 7.1.12**, el nordeste peninsular es la zona con niveles de TKE más bajos durante todo el día en la Península. Su particular orografía la protege de la acción directa de la circulación zonal, y el debilitamiento de los flujos en superficie junto con una fuerte estratificación estable contribuye a una menor producción de TKE.

## Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas



**Figura 7.1.13** Energía cinética turbulenta en la tercera capa del dominio D4 a las 0, 6, 12 y 18 UTC para el día 25 de diciembre de 2002.

### 7.1.6 Modelo conceptual de las circulaciones que se acontecen en una situación de W-W

#### a) *Península Ibérica*

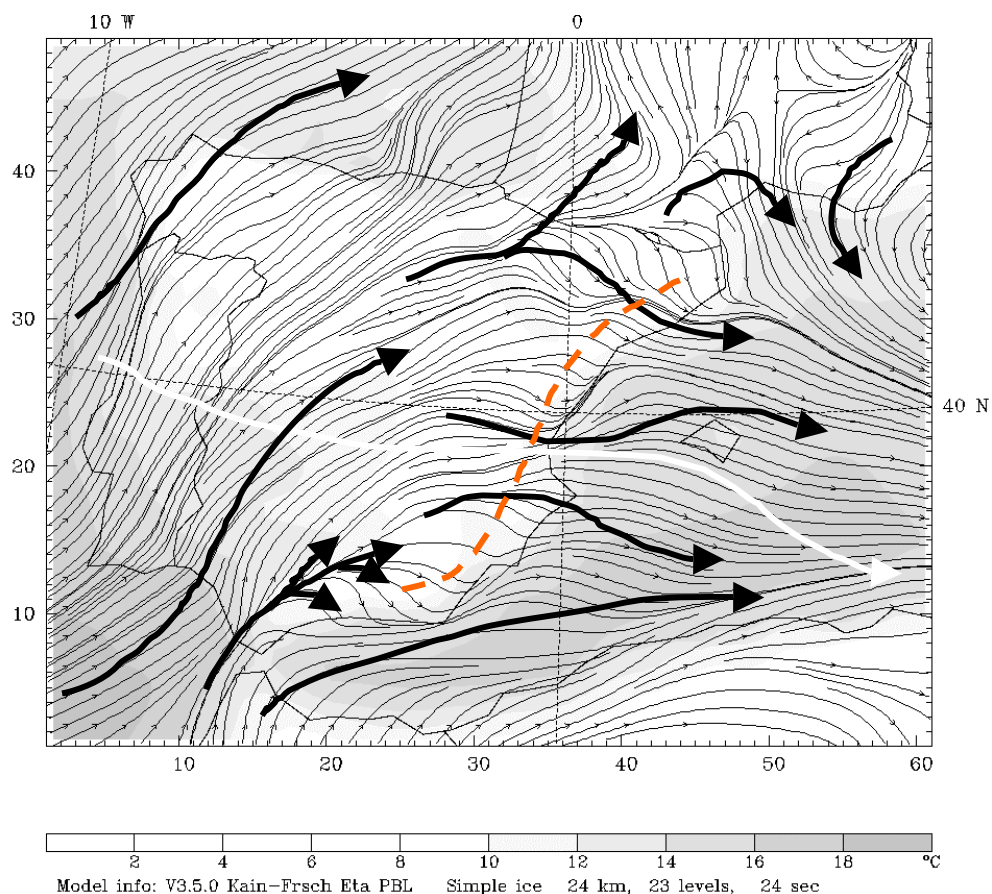
A partir de los resultados de la simulación del 25 de diciembre de 2002 para el dominio de la Península Ibérica se pueden identificar los aspectos característicos de las circulaciones inducidas por una advección del oeste:

- Dominio de la situación sinóptica advectiva por encima del desarrollo de fenómenos mesoscalares.
- Circulaciones generales en superficie con una componente del SW significativa por la mitad occidental peninsular debido a la influencia del cinturón de depresiones atlánticas que circulan por latitudes más septentrionales, virando a W a partir de la mitad oriental debido a la compleja orografía del levante



peninsular. En altitud circulación del W bien definida.

- Intensidad de los flujos superficiales moderada en la mitad sur, y fuerte en el norte. El levante peninsular presenta vientos fuertes en las laderas de sotavento, mientras que sobre el Mediterráneo los flujos son moderados hasta unos 2000-3000 m s.n.m. Como excepción aparecen los drenajes por el norte de los Pirineos, por el valle del Ebro y entre el Sistema Ibérico y Subbético de intensidad fuerte.
- Estratificación estable de las masas de aire peninsular por la baja insolación y la advección de masas atlánticas más cálidas sobre un suelo frío.
- Desacoplamiento de los flujos superficiales por fuerte estratificación estable durante todo el día en los valles.
- Canalizaciones importantes por el valle del Ebro y valle del Guadalquivir.
- Efecto bloqueo en los sistemas orográficos perpendiculares al flujo incidente.
- Desarrollo de ondas de gravedad estacionarias a sotavento de las sierras del levante peninsular, con un debilitamiento de los flujos por debajo de 3000 m s.n.m.
- Generación de TKE por efecto mecánico durante todo el día con valores de hasta 6 J/kg en niveles superficiales.



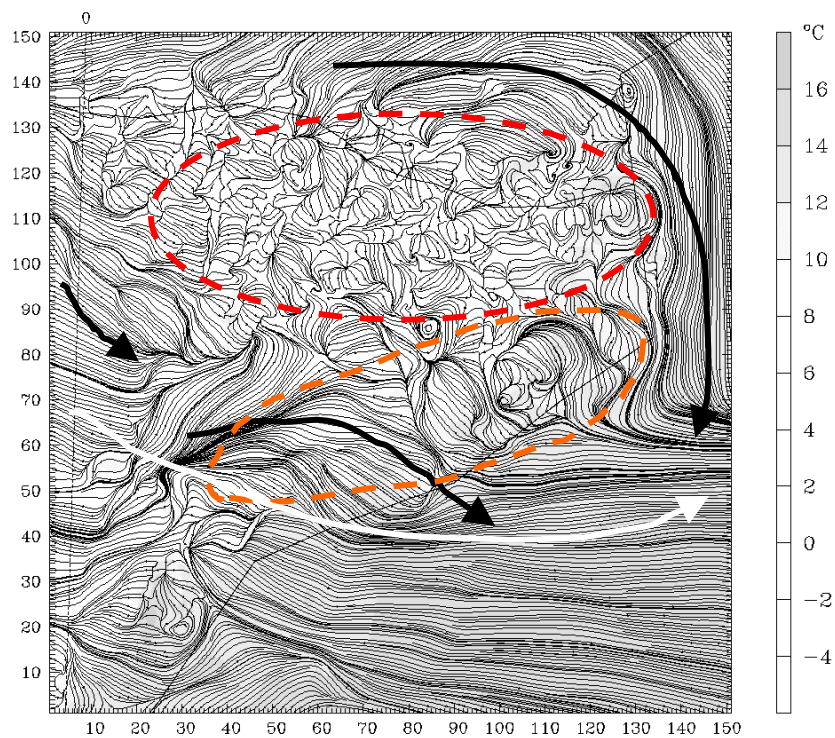
**Figura 7.1.14** Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en la Península Ibérica durante una situación de W-W. Líneas de corriente y temperatura del aire en superficie a las 00 UTC del 25 de diciembre de 2002 [Línea naranja discontinua: zonas con desarrollo de ondas de gravedad; línea blanca: circulación a 500 hPa; línea negra: circulación en superficie].

**b) Área geográfica de Catalunya**

Los resultados de las simulaciones D3 y D4 permiten sacar una serie de características sobre la situación del 25 de diciembre de 2002:

- Dominio de la situación sinóptica frente al desarrollo de fenómenos mesoscales.
- Régimen en superficie del NW dominado por el conjunto Sistema Ibérico-valle del Ebro-Pirineos.
- Fuerte inversión térmica nocturna que se mantiene en zonas del interior durante el día inhibiendo el desarrollo de la ML.
- Desacoplamiento de los vientos en superficie respecto del flujo sinóptico del NW dominante entre los Pirineos y el Sistema Ibérico. La inversión térmica modula el espesor de la capa superficial desacoplada.

Dataset: W-WD4 RIP: D2 strm bw Init: 1800 UTC Tue 24 Dec 02  
Fcst: 6.00 Valid: 0000 UTC Wed 25 Dec 02 (0100 LST Wed 25 Dec 02)  
Temperature at sigma = 0.995  
Horizontal wind streamlines at sigma = 0.995



Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

**Figura 7.1.15 Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en el área geográfica de Catalunya durante una situación de W-W. Líneas de corriente y temperatura del aire en superficie a las 00 UTC del 25 de diciembre de 2002 [Línea naranja discontinua: zonas con desarrollo de ondas de gravedad internas; línea roja discontinua: zona con circulaciones locales débiles; línea blanca: circulación a 500 hPa; línea negra: circulación en superficie].**

- Para este día no se observa el desarrollo del Cierzo, pero los flujos del W se canalizan por el valle del Ebro entre 1000 y 2000 m s.n.m.
- Desarrollo de la Tramontana durante la madrugada. Su formación y mantenimiento depende de la dirección del flujo incidente sobre los Pirineos. Un ligero viraje a SW anula su presencia el resto del día.
- Vientos moderados a débiles sobre el noroeste del Mediterráneo occidental hasta una altitud de 2000 m s.n.m.
- Formación de una zona de debilitamiento del flujo desde la superficie hasta 2000 m s.n.m. Generada por el efecto de sombra orográfica de los Pirineos, y la bifurcación del flujo sinóptico incidente sobre los mismos. La localización varía en función de la convergencia de los flujos que rodean al Macizo por la ladera septentrional y meridional.
- Desarrollo de ondas de montaña en las cordilleras prelitorales, con posible formación de saltos hidráulicos.
- Generación de TKE de origen mecánico durante todo el día, especialmente en las zonas montañosas. Turbulencia mecánica en la formación de saltos hidráulicos en altitud. La Plana de Lleida y Pla d'Urgell junto con la Plana de l'Empordà presentan los valores más bajos de TKE durante todo el día.

### 7.1.7 Validación de la simulación W-W: 25 de diciembre de 2002

#### 7.1.7.1 Dominio D2: Península Ibérica

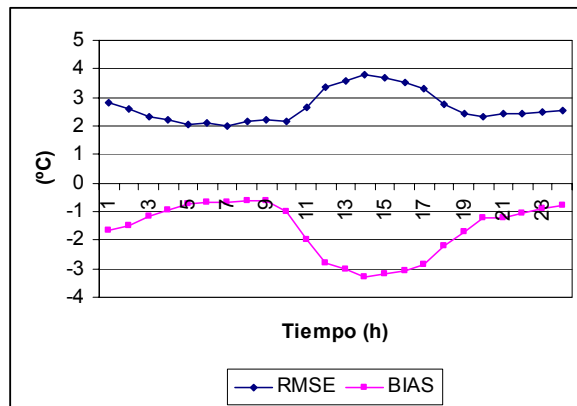
Para la validación de los resultados del dominio D2 se han utilizado observaciones de la temperatura a 2 m de las estaciones del INM y de la temperatura, humedad y velocidad del viento de los radiosondeos europeos. La localización de las estaciones se detalla en el **Anexo 2**, y la metodología seguida para la validación de los resultados se describe en el **Apéndice A**.

##### *a) Temperatura en superficie*

La **Figura 7.1.16** presenta la evolución del RMSE y el BIAS para la temperatura del aire a 2 m. El modelo presenta una tendencia a subestimar la temperatura del aire en superficie. Los errores superiores se producen durante las horas centrales del día. El modelo no consigue calentar suficientemente la superficie del suelo, con lo que la temperatura del aire en los estratos superficiales queda subestimada. Los errores se mantienen entre 2 y 4 °C. El modelo tiene dificultad para simular la amplitud térmica diaria, con una tendencia durante todo el día en simular temperaturas en término general frías.

Se ha representado espacialmente el BIAS de la temperatura para poder observar las regiones donde el modelo presenta mayores dificultades. Para ello, se ha calculado el BIAS de cada estación y para un número de horas concretas y se han visualizado geográficamente los errores. Los valores del error para cada estación se ha interpolado espacialmente para poder disponer de un mapa donde se observe el comportamiento del modelo. Se tiene que remarcar que la información válida solo corresponde a los puntos de las estaciones meteorológicas. La interpolación se ha realizado para tener una visualización de los resultados más sencilla. La **Figura 7.1.17** muestra la distribución

espacial del BIAS de la temperatura a 2 m. Los resultados muestran errores máximos puntuales de +5.7°C y -7.6°C. La mayoría de las estaciones presentan errores inferiores a los 3°C, incluso durante las horas centrales del día, cuando el modelo tiene mayores problemas. Durante la noche, se observa en algunas estaciones un comportamiento más cálido del modelo.



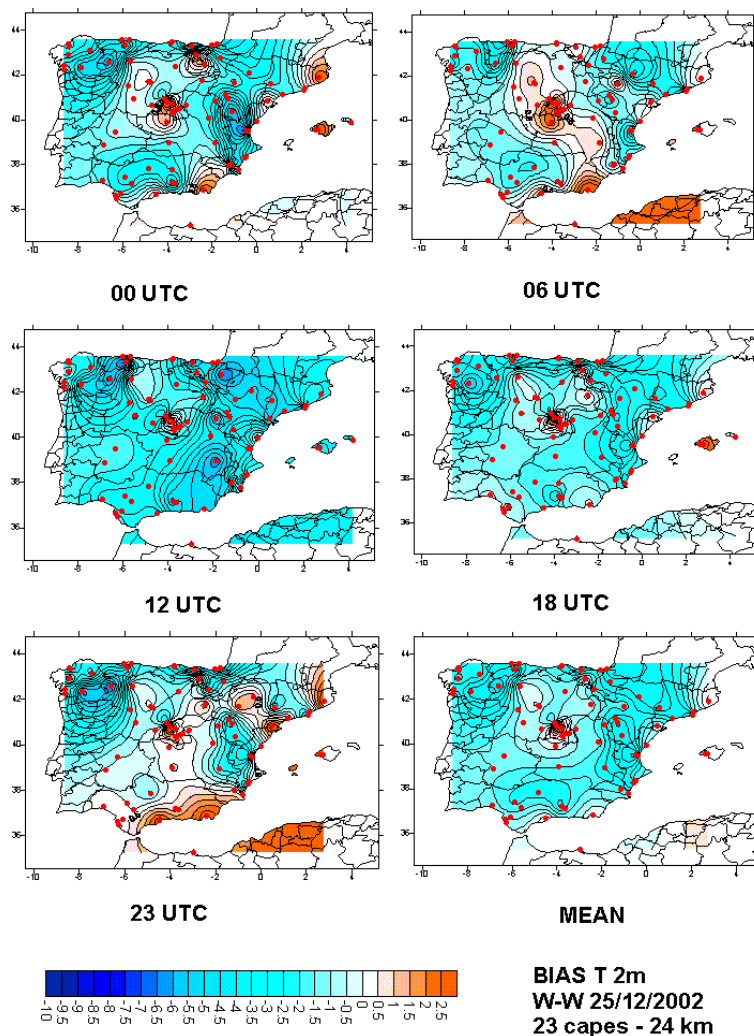
**Figura 7.1.16 Evolución temporal del RMSE y BIAS de la temperatura a 2 m del día 25 de diciembre de 2002 para los resultados del dominio D2.**

**b) Radiosondeos europeos**

Se ha calculado el RMSE, MAE, NMAE y el BIAS para la temperatura, la velocidad del viento y la dirección del viento en tres capas de la troposfera: superficie-1200 m, 1200-5000 m, y superior a 5000 m s.n.m. Esta división permite analizar el comportamiento del modelo en distintos niveles de la atmósfera. Los estadísticos se han calculado para los radiosondeos disponibles a la 00, 12 y 24 UTC. El NMAE de la velocidad del viento se ha calculado para velocidades superiores a 0.5 m/s, y los estadísticos de la dirección se calculan para velocidades del viento superiores a 1.5 m/s.

Los radiosondeos utilizados para la validación han sido los de Dar-El-Beida, Gibraltar, Madrid, Murcia, Lisboa, Palma, Santander y Zaragoza. Su localización se detalla en el **Anexo 2**.

La **Tabla 7.1.1** presenta los estadísticos calculados. El modelo subestima la temperatura en toda la troposfera a lo largo del día. La media y alta troposfera presenta mejores estadísticos, apuntando las dificultades del modelo para modelar la temperatura en la ML. Los errores superiores se producen a las 12 UTC, con un error absoluto de 2.4°C. La troposfera media muestra una disminución del error absoluto, aunque el NMAE sea el más elevado debido al hecho que las temperaturas en esta capa varía alrededor de los 0°C. La troposfera media presenta una ligera tendencia a ir enfriándose en comparación con los estadísticos desde las 00 hasta las 24 UTC. Por su parte, la troposfera alta muestra los errores absolutos menores junto con los errores normalizados. En esta capa el modelo presenta el mejor comportamiento a las 12 UTC.



**Figura 7.1.17 BIAS de la temperatura a 2 m interpolado entre estaciones para el dominio D2 de la Península Ibérica a los 0, 6, 12, 18 y 23 UTC, y el valor medio para toda la simulación del día 25 de diciembre de 2002 (Las estaciones utilizadas se muestran en el panel de abajo a la derecha en rojo).**

El modelo simula la velocidad del viento por debajo de 1200 m s.n.m. con errores máximos absolutos de 3.81 m/s, sobreestimándola durante toda la simulación. En la troposfera media y alta, sin embargo, el comportamiento es a modelar velocidades más débiles que las observadas por encima de la primera capa. Los errores presentan una magnitud similar en todas las capas.

Referente a la dirección del viento, el modelo presenta un buen comportamiento, con los errores superiores en la ML. El MAE no supera en ninguno de los casos los 27°. La troposfera alta es donde el modelo presenta el mejor comportamiento en la mayoría de los casos. La tendencia del modelo es a simular direcciones a la derecha de las observaciones como muestra el BIAS (consultar Apéndice A para los detalles en la metodología del cálculo de los estadísticos).

En ninguna de las variables se observa una tendencia marcada del modelo a empeorar los resultados, ya que los errores se mantienen acotados con una clara evolución cíclica.

Los estadísticos de la simulación D2 muestran como el modelo presenta una tendencia a simular atmósferas más frías. Este comportamiento se puede atribuir a la parametrización de la capa fronteriza utilizada como se ha discutido en el **Apartado 6.3.3**. El modelo sobrestima en 3-4 m/s el viento en la ML, por encima presenta la tendencia a subestimar.

**Tabla 7.1.1 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la validación de los resultados del dominio D2 a partir de los radiosondeos europeos para el día 25 de diciembre de 2002.**

Temperatura (°C)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	1.85	1.60	2.04	1.49	1.17	1.55	0.03	0.03	0.04	-0.39	-0.04	-0.65
1200/5000	2.12	2.08	2.32	1.67	1.74	1.82	0.67	0.77	0.7	-1.46	-1.52	-1.77
<1200	2.58	2.85	2.56	2.28	2.40	2.04	0.15	0.15	0.13	-2.19	-2.27	-1.83
Velocidad del viento (m/s)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	4.76	4.20	4.87	3.66	3.55	3.71	1.03	1.03	1.01	-1.70	-1.82	-1.09
1200/5000	4.46	4.38	4.39	3.23	3.45	3.61	1.00	1.05	1.06	-0.23	-1.15	-1.44
<1200	4.21	5.26	4.28	3.31	3.81	3.10	0.92	0.81	0.98	1.32	2.44	0.72
Dirección del viento (°)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	11.00	22.45	9.99	8.44	15.93	7.80	1.12	4.70	---	3.76	8.66	0.19
1200/5000	13.75	20.94	25.28	11.00	15.46	16.68	1.32	2.65	---	7.28	14.04	10.52
<1200	30.80	25.40	28.49	26.20	20.26	25.76	1.66	2.33	3.15	20.43	15.78	9.31

### 7.1.7.2 Dominio D4: Área geográfica de Catalunya

#### a) Temperatura y viento en superficie

La **Figura 7.1.18** presenta la evolución horaria del RMSE y el BIAS de la temperatura del aire a 2 m, la velocidad y dirección del viento a 10 m. El modelo presenta una tendencia a simular temperaturas más cálidas durante la noche y frías durante el día. El RMSE durante la noche se mantiene por debajo de 4°C, y aumenta durante las horas centrales del día. Los resultados del dominio D4 siguen mostrando la dificultad de simular la amplitud térmica diaria.

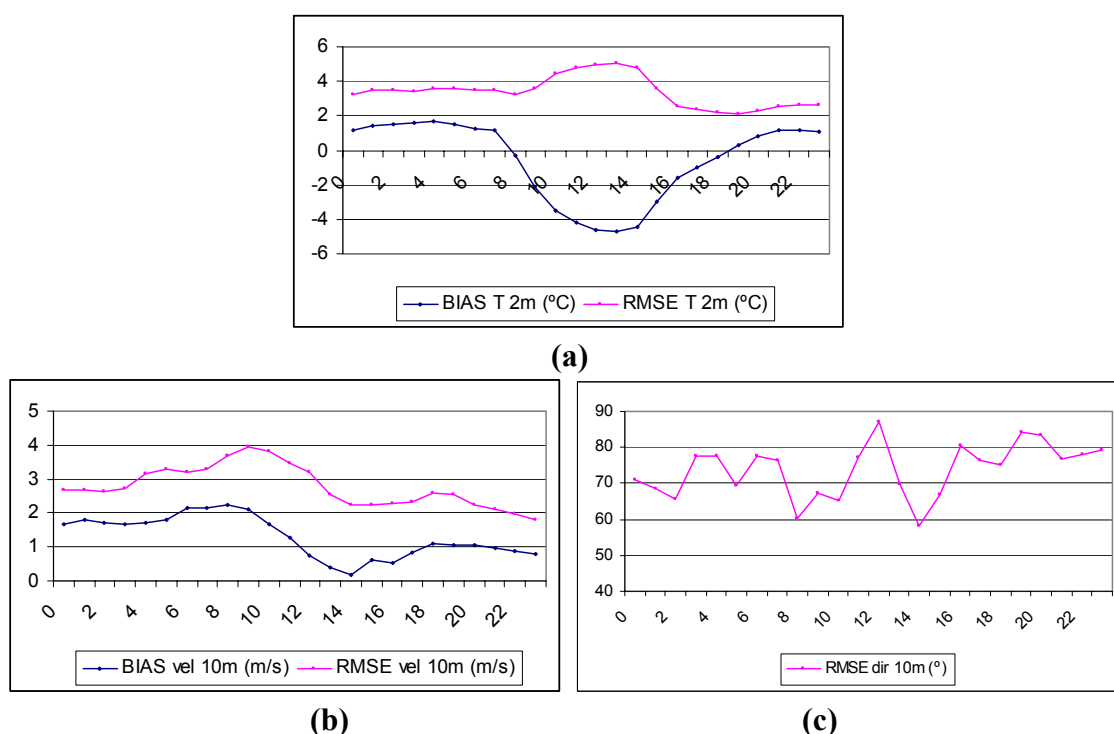
La velocidad del viento presenta errores inferiores a 4 m/s a lo largo de todo el día, mejorando hacia la tarde. La mejora coincide con los peores resultados de la temperatura. El modelo presenta una tendencia a sobrestimar la velocidad durante todo el día, como muestra el BIAS. Por su parte, la dirección del viento presenta unos RMSE's inferiores a 80° durante gran parte de la simulación, variando alrededor de los 70°. Para analizar geográficamente la habilidad del modelo para simular vientos superficiales se han visualizado el BIAS de la velocidad del viento y el RMSE de la

dirección con la metodología descrita anteriormente. Con esta información y las medidas de las estaciones de la XMET (**Anexo 2**) se puede observar el comportamiento del modelo con claridad.

En la **Figura 7.1.19** se observa la dificultad del modelo para reproducir los débiles vientos nocturnos de la región central y litoral del dominio. En cambio, al mediodía destaca la subestimación de la intensidad de flujo del W que penetra por la Depresión Central. También la Tramontana de Portbou (nordeste del dominio) queda subestimada, aunque la dirección se modela correctamente. Al anochecer el modelo presenta vientos superiores a los observados.

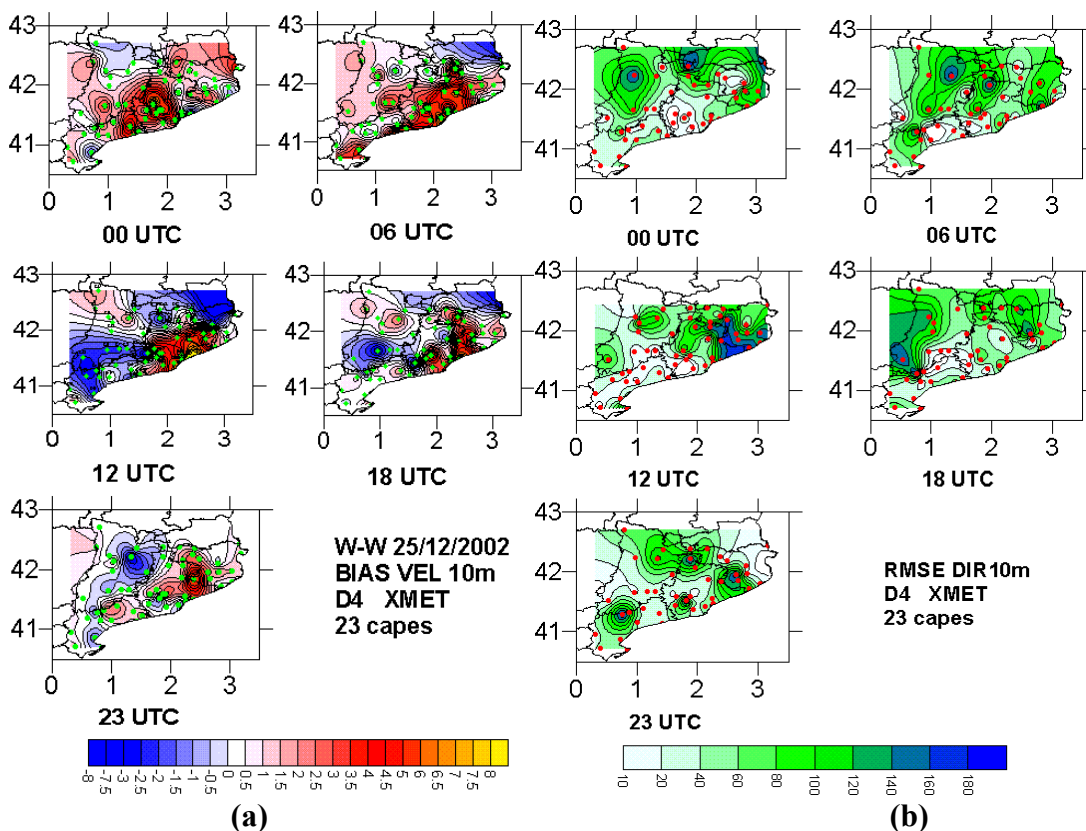
La dirección modelada en la mitad sur del dominio presenta un buen comportamiento, con errores que no superan los 60°. La entrada de la advección del W por la Depresión Central y tierras del Ebro se reproduce satisfactoriamente. La complejidad de los flujos en los Pirineos se ha conseguido modelar en término medio con satisfacción, teniendo en cuenta la intrincada orografía de la zona.

Analizando estaciones concretas, se observa como el modelo no ha conseguido simular el drenaje nocturno que se observa en la estación CJ de la XMET (**Anexo 2**). Al anochecer el modelo simula vientos más débiles en esta región, todo y que la dirección se ha capturado aceptablemente. Las estaciones del litoral de Barcelona presentan un debilitamiento de los flujos que tampoco se consigue capturar con la simulación. Los errores más importantes en la dirección se atribuyen a la dificultad del modelo en simular los débiles vientos nocturnos que se producen en la zona.



**Figura 7.1.18** Evolución del BIAS y RMSE para (a) temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m, y (c) dirección horizontal del viento a 10 m para el 25 de diciembre de 2002.

Se ha calculado el Índice de Ajuste (IOA, ver **Apéndice A**) para la velocidad del viento con las estaciones XMET, obteniéndose un valor de 0.55. De la bibliografía consultada (**Apéndice A**), se puede considerar que un IOA>0.5 es un resultado aceptable.



**Figura 7.1.19 (a) BIAS de la velocidad y (b) RMSE de la dirección del viento a 10 m interpolado entre estaciones para el dominio de Catalunya a las 00, 06, 12, 18 y 23 UTC del día 25 de diciembre de 2002 (Las estaciones utilizadas se marcan con un punto verde para la velocidad y en rojo para la dirección).**

**b) Radiosondeo de Barcelona**

Análogamente al D2 se presenta en la **Tabla 7.1.2** los estadísticos calculados a partir del radiosondeo de Barcelona para el dominio D4. Los resultados muestran una tendencia a subestimar la temperatura en la ML. Los errores más importantes se producen en la capa superficial, 1.98°C al mediodía, y se reducen en altitud. El mejor ajuste con las observaciones se presenta en la capa intermedia.

Los estadísticos de la velocidad del viento muestran un buen comportamiento a las 00 UTC, y empeoran sensiblemente a las 12 UTC por debajo de 1200 m s.n.m. Los débiles vientos observados con el radiosondeo no se han conseguido modelar satisfactoriamente. Sin embargo, el comportamiento del modelo se puede considerar aceptable por encima de la ML.

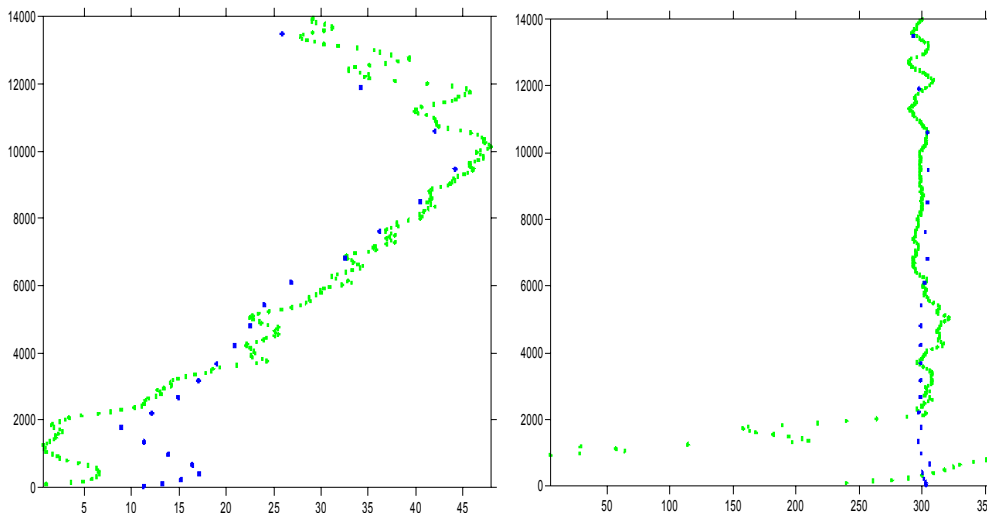
Los estadísticos de la dirección del viento ponen de manifiesto el mejor comportamiento del modelo a las 00 UTC en todas las capas. Es en la ABL y en la troposfera media donde se presentan las diferencias superiores con el radiosondeo de



Barcelona a las 12 UTC. Sin embargo, el error más elevado no supera los 33° en el MAE, quedando bastante acotado. El modelo tiende a presentar unos vientos ligeramente a la izquierda de la dirección observada, como indica el BIAS negativo. Los errores en la dirección están claramente asociados con los problemas del modelo para modelar los débiles vientos en la ABL a las 12 UTC.

**Tabla 7.1.2 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la validación de los resultados del dominio D4 a partir del radiosondeo de Barcelona para el día 25 de diciembre de 2002.**

Temperatura (°C)								
	RMSE		MAE		NMAE		BIAS	
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC
5000/10000	1.00	1.38	0.92	1.02	0.03	0.02	0.39	0.92
1200/5000	0.82	1.19	0.75	0.99	0.21	0.34	0.49	0.06
<1200	1.03	2.34	0.96	1.98	0.08	0.14	-0.10	-1.86
Velocidad del viento (m/s)								
	RMSE		MAE		NMAE		BIAS	
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC
5000/10000	4.33	3.1	3.4	2.56	0.99	1.08	-0.01	-2.56
1200/5000	1.86	4.75	1.46	3.72	1.04	1.46	-0.69	1.74
<1200	2.44	10.4	2.2	9.93	0.96	3.3	0.71	9.93
Dirección del viento (°)								
	RMSE		MAE		NMAE		BIAS	
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC
5000/10000	7.94	9.12	7.23	7.09	0.94	0.96	-3.43	-0.8
1200/5000	12.04	48.44	11.25	29.06	0.81	1.06	-9.58	19.21
<1200	9.89	44.54	8.82	32.99	0.94	3.3	-2.14	-26.29



**Figura 7.1.20 Perfil de velocidad (izquierda) y dirección (derecha) del viento a las 12 UTC del día 25 de diciembre de 2002 (Verde: radiosondeo de Barcelona; Azul: resultados del modelo)**

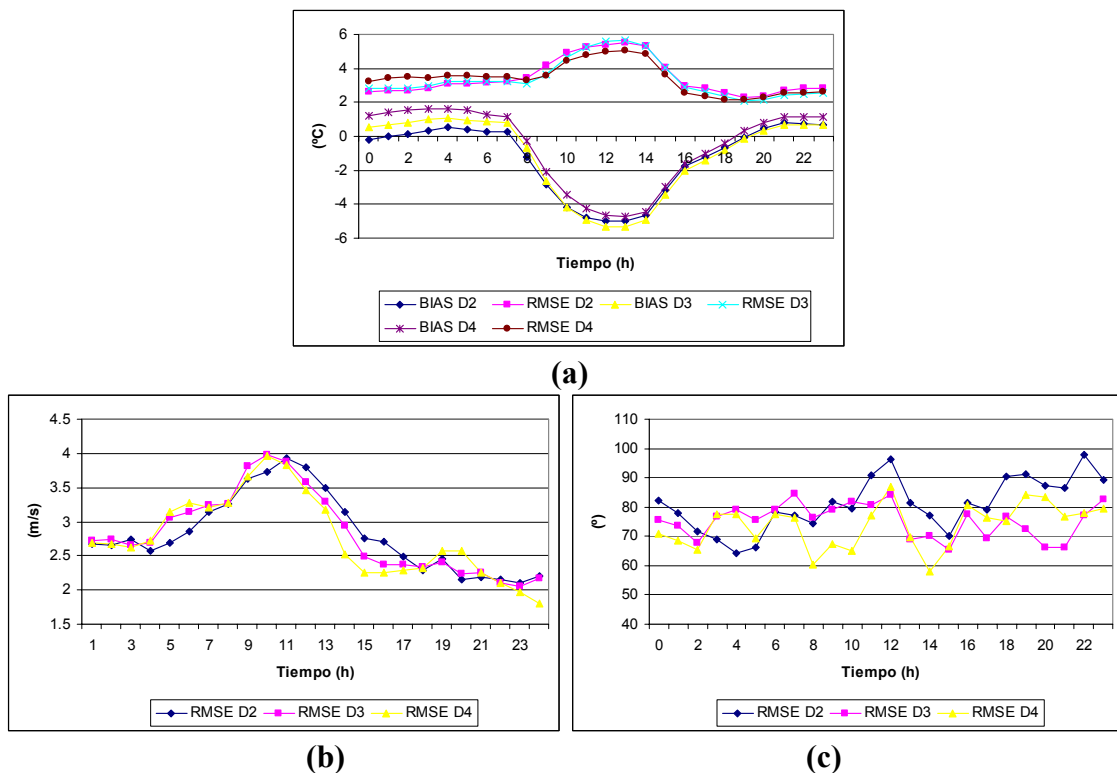
La **Figura 7.1.20** muestra un perfil de la velocidad y dirección del viento, comparando el radiosondeo de Barcelona a las 12 UTC y los resultados del modelo. El modelo tiene problemas por debajo de 2000 m s.n.t., pero presenta una tendencia correcta en la evolución de la troposfera media y alta. Los resultados han capturado correctamente el

flujo sinóptico, pero presentan dificultades en la CM. Este perfil muestra claramente como en los casos de vientos encalmados la simulación de la dirección pierde sentido. Y es en los casos de vientos débiles cuando el modelo muestra las mayores dificultades en reproducirlos y consecuentemente en modelar la dirección con detalle.

### 7.1.7.3 Comparación entre las distintas resoluciones: D2-D3-D4

Se han calculado el RMSE y BIAS de la temperatura a 2 m, velocidad a 10 m y dirección a 10 m para los resultados de los dominios D2, D3 y D4. Esto permite ver la influencia de la resolución en el comportamiento de los resultados del modelo en superficie. Los estadísticos se han calculado con las estaciones del XMET y para la región del AGC exclusivamente para tener valores comparables.

La **Figura 7.1.21** presenta la evolución del BIAS y RMSE de las distintas variables. Los estadísticos de la temperatura muestran como durante las primeras horas nocturnas de simulación se modelan temperaturas más cálidas al aumentar la resolución, aunque las diferencias no son muy importantes. En cambio, durante las horas centrales del día, con mayor resolución se consigue mejorar ligeramente el comportamiento de la temperatura. La mejor caracterización de los usos del suelo y la orografía permite obtener una mejora en los resultados.



**Figura 7.1.21** Evolución del BIAS y RMSE para la (a) temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m, y (c) dirección horizontal del viento a 10 m para el 25 de diciembre de 2002.

La velocidad del viento presenta un comportamiento similar para las distintas resoluciones de trabajo, con una mejora durante el día con la resolución de 2 km. La

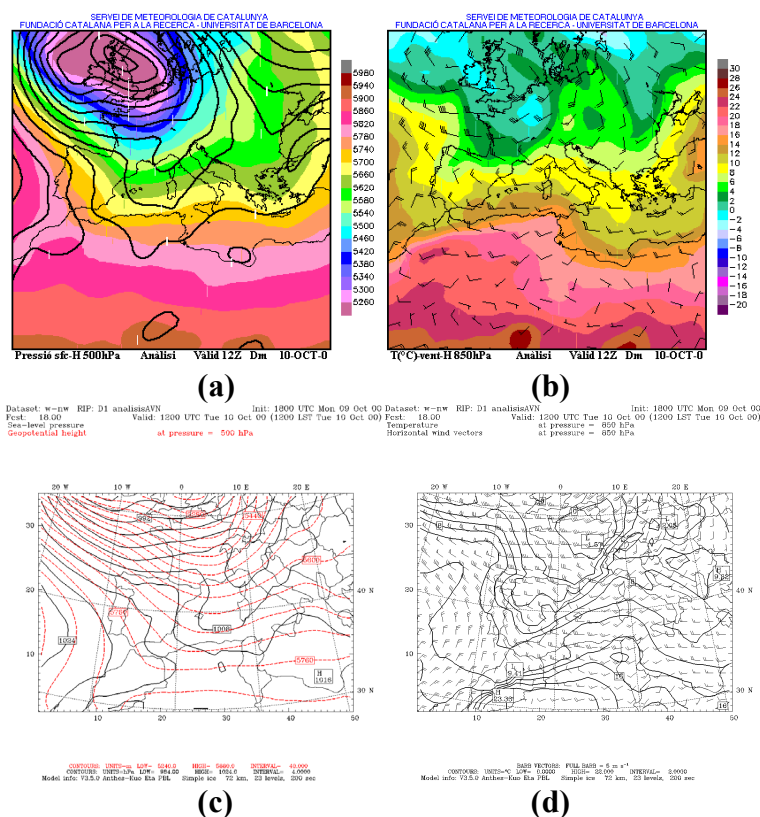
dirección muestra mejoras más destacables. Los resultados a 2 km son los más correctos durante el día, y empeoran ligeramente durante las horas nocturnas en comparación con el dominio D3. En todas las resoluciones se pone claramente de manifiesto la dificultad del modelo en modelar los débiles vientos nocturnos.

## 7.2 Situación W-NW: 10 de octubre de 2000

La situación del 10 de octubre de 2000 corresponde a una advección del NW. Según Martín-Vide (1984, 1991), estas situaciones llevan asociadas precipitaciones intensas, acompañadas de tormentas, en la mitad norte de la Península. Las temperaturas son inferiores a las normales en casi toda la región, y en algunas del norte se presentan fuertes vientos del NW. Son penetraciones de masas de aire frías que originan en la parte oriental de la Península un ligero descenso térmico por la entrada de aire polar marítimo. Por su recorrido, y naturaleza ciclónica, se trata de un aire inestable, susceptible de originar fuertes movimientos convectivos. Sin embargo, sobre Catalunya no provocan grandes chubascos como se podría esperar, y las precipitaciones pocas veces son importantes y generalizadas. Los vientos originados sobre Catalunya acostumbran a ser fuertes de componente W o NW, y de escasa humedad por el desecamiento sufrido por las masas de aire al superar los sistemas orográficos del norte y noreste peninsular (Clavero et al., 1996).

### 7.2.1 Situación sinóptica: análisis y validación del dominio europeo

La **Figura 7.2.1** presenta los análisis del día 10 de octubre de 2000. La situación se caracteriza por la localización de una depresión atlántica encima de las Islas Británicas que induce una advección del NW sobre la Península Ibérica. La dorsal del anticiclón de las Azores penetra hasta el oeste de la Península Ibérica.



**Figura 7.2.1** (a) Análisis a 500 hPa (color) y presión en superficie (líneas de contorno negras), (b) temperatura y viento a 850 hPa, (c) resultados del modelo a 500 hPa y superficie, (d) resultados del modelo a 850 hPa a las 12 UTC del día 10 de octubre de 2000.

A las 00 UTC los flujos a 500 hPa son de componente W sobre la Península, mientras que en superficie las isobaras presentan una disposición de noroeste a sureste. La situación a las 12 UTC se caracteriza por la evolución de la depresión atlántica que induce flujos de NW a 500 hPa y de W sobre el norte peninsular y NW en el interior. El paso de un frente frío asociado a la depresión británica afecta al norte de la Península a las 00 UTC. La velocidad del frente es elevada y al mediodía ya ha barrido la región. El radiosondeo de Barcelona (**Anexo 2**) muestra como a las 00 UTC los vientos en altitud presentan componente W y viran a NW a las 12UTC, concordando con los análisis. El paso del frente también se deja notar con unas temperaturas más frías a las 12 UTC.

A las 00 UTC los resultados del dominio D1 capturan correctamente la disposición de los principales centros de acción de la situación sinóptica. Sólo se observan ligeras diferencias en la presión en superficie sobre el nordeste de la Península Ibérica. La temperatura a 850 hPa no muestra diferencias significativas, y los vientos presentan un buen comportamiento. A las 12 UTC, la evolución del geopotencial a 500 hPa se ha modelado satisfactoriamente. En superficie, las diferencias se mantienen con presiones superiores sobre la Península con los resultados del modelo. Las temperaturas a 850 hPa se presentan ligeramente más frías que las observadas en el análisis.

### **7.2.2 Campo de presiones y temperatura de la Península Ibérica**

La **Figura 7.2.2** presenta el campo de presión reducida a nivel del mar cada 1 hPa para la Península Ibérica. Se observa la disposición de noroeste a sureste de las isóbaras durante las primeras horas del día. Con la evolución de la depresión atlántica la disposición adquiere una componente del W más marcada en la mitad norte, mientras que la mitad sur se mantiene influenciada por la dorsal anticiclónica. Se observa poca variación en el campo de presión en la mitad meridional, mientras que en la Meseta norte se producen dipolos orográficos en las cordilleras que lo rodean, al igual que en los Pirineos y Sistema Bético. Los flujos del NW en altitud presentan una tendencia a acentuarse a medida que avanza el día.

Las temperaturas del aire muestran como el noroeste peninsular presenta las temperaturas más frías junto con los principales sistemas orográficos, Pirineos, Sistema Ibérico y Sistema Bético. El paso del frente del norte se deja notar con una disminución de las temperaturas durante el día en buena parte de la Península. Solo el suroeste presenta unas temperaturas más cálidas al finalizar el día. La temperatura en el mediterráneo presenta valores cálidos en comparación con las masas del mar Cantábrico.

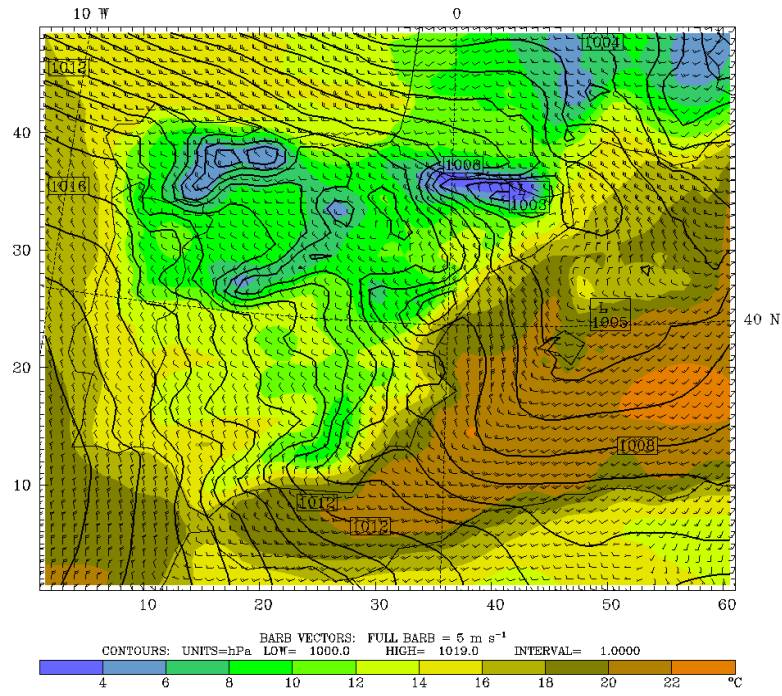
### **7.2.3 Estructura vertical de la atmósfera**

La **Figura 7.2.3** presenta un corte vertical norte-sur por el centro de la Península Ibérica donde se puede ver la evolución de la estructura vertical de la atmósfera. A las 00 UTC el flujo del NW que incide sobre la Península Ibérica presenta una estratificación inestable. En el interior, las masas de aire presentan una estratificación neutra a estable por la meseta norte, y en la mitad sur la inversión térmica es importante, con una NBL bien desarrollada.



# Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: D2 RIP: D2 prss ev Init: 1800 UTC Mon 09 Oct 00  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Tue 10 Oct 00 (0800 LST Tue 10 Oct 00)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors



Dataset: D2 RIP: D2 prss ev Init: 1800 UTC Mon 09 Oct 00  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Tue 10 Oct 00 (1200 LST Tue 10 Oct 00)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors

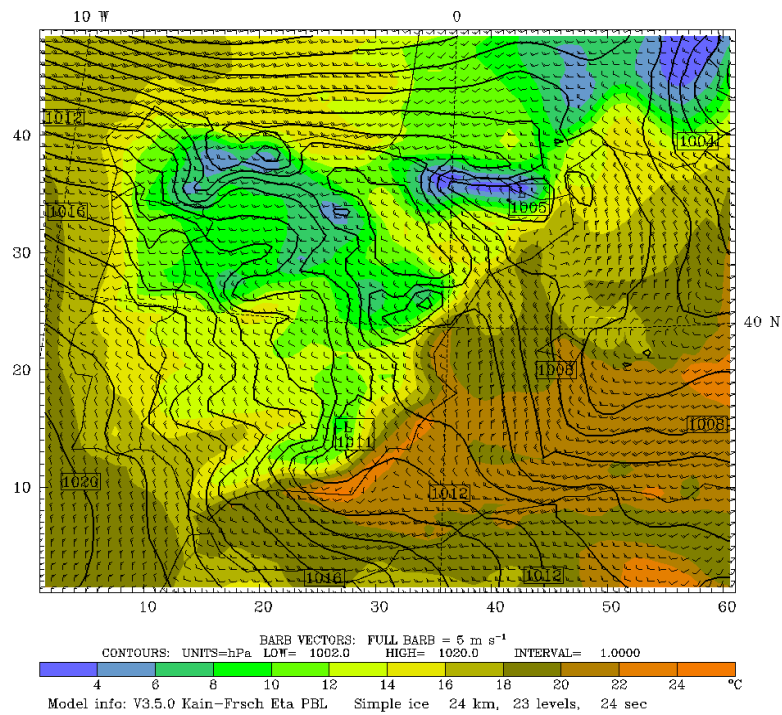
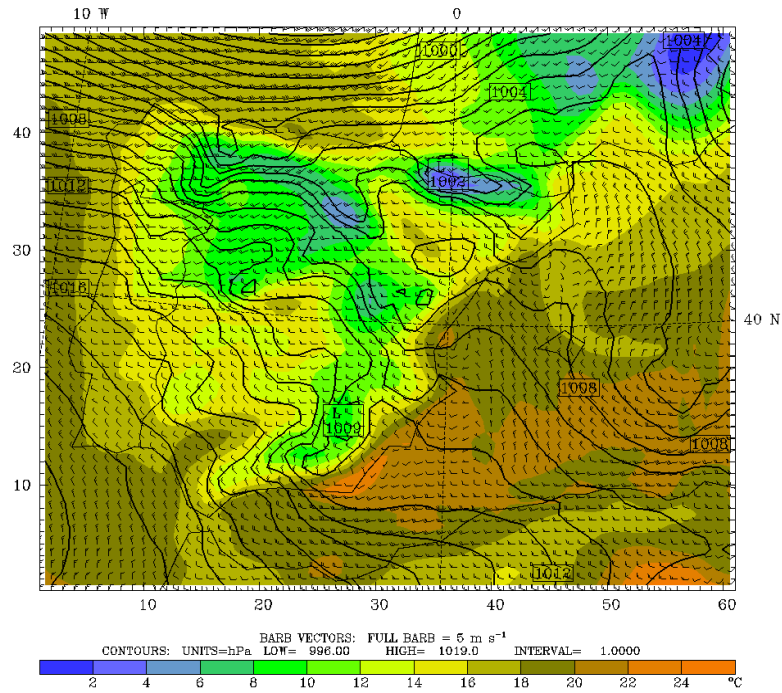


Figura 7.2.2 Cont.

# Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: D2 RIP: D2 prss ev Init: 1800 UTC Mon 09 Oct 00  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Tue 10 Oct 00 (1600 LST Tue 10 Oct 00)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors



Dataset: D2 RIP: D2 prss ev Init: 1800 UTC Mon 09 Oct 00  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Tue 10 Oct 00 (2000 LST Tue 10 Oct 00)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors

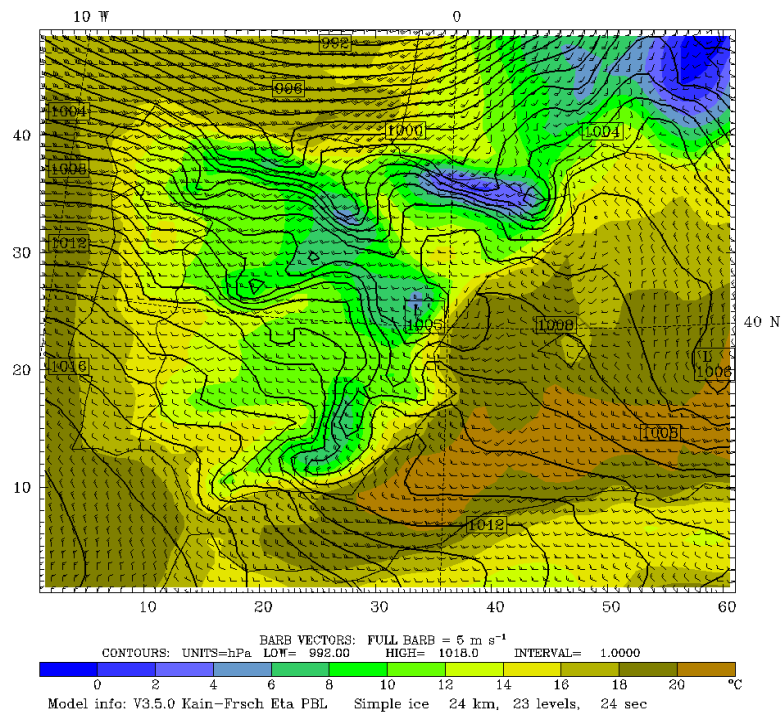
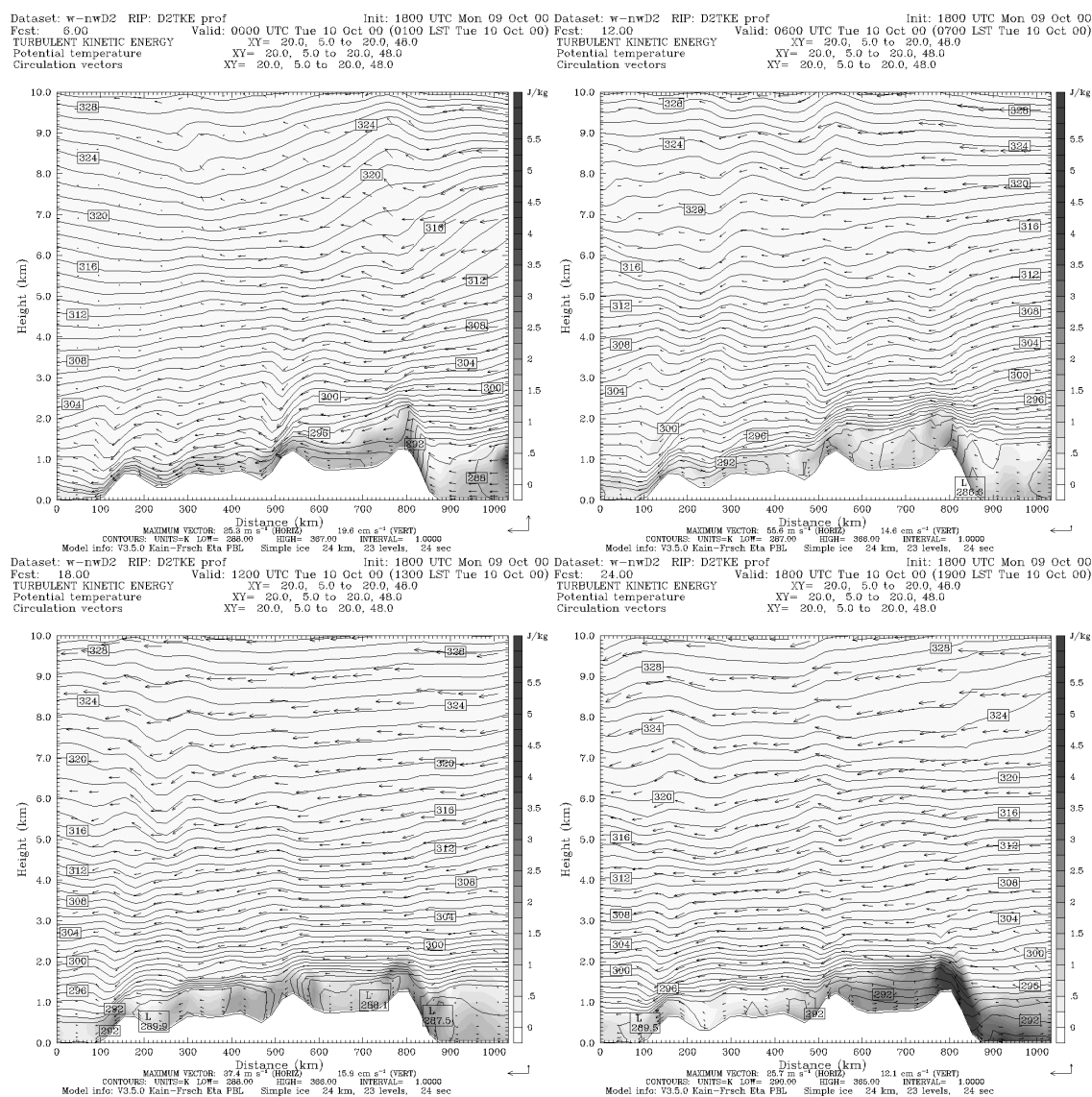


Figura 7.2.2 Cont.



A las 6 UTC el interior de la península se inestabiliza sensiblemente por la penetración de las masas atlánticas, en mayor grado en la meseta norte. Con la salida del sol, se empieza a inestabilizar la atmósfera en superficie, y a las 12 UTC la ML se ha desarrollado hasta 800 m en ambas mesetas. A medida que va disminuyendo la insolación, la atmósfera se empieza a estabilizar por el enfriamiento superficial del suelo. A las 18 UTC se observa como la mitad norte presenta una estratificación estable más importante que en el sur, donde aún se mantiene el desarrollo de la ML. La situación advectiva produce niveles de turbulencia mecánica significativos durante todo el día, especialmente por el norte.



**Figura 7.2.3** Corte vertical del campo de vientos (vectores), la temperatura potencial (líneas de contorno) y energía cinética turbulenta (escala de grises) a las 00, 6, 12 y 18 UTC del 10 de octubre de 2000 (La localización del corte se indica en la Figura 7.1a en color rojo).

## 7.2.4 Campo de vientos

### 7.2.4.1 Península Ibérica

La **Figura 7.2.2** presenta la evolución del campo de vientos superficial para la Península Ibérica. Los vientos en superficie están dominados por la evolución de la situación sinóptica advectiva. Su evolución no presenta un ciclo diurno, y el desarrollo de fenómenos mesoscales se ve inhibido por el dominio de los flujos sinópticos.

Los flujos del NW atlánticos afectan el litoral cantábrico y atlántico penetrando hacia el interior de la Península Ibérica en altitud. En superficie, la Meseta norte está dominada por flujos de componente W que se canalizan siguiendo el curso del río Duero. La Mitad sur peninsular está dominada por flujos del NW, que viran a W en la Meseta sur. La situación evoluciona imponiéndose los flujos del W por toda la Península al anochecer. La intensidad de los vientos nocturnos va disminuyendo con el avance del día. La región del levante peninsular es la que presenta velocidades más moderadas al quedar protegida por las cordilleras litorales del flujo del W incidente. Sin embargo, los drenajes nocturnos y el desarrollo de vientos locales induce elevadas velocidades en algunos puntos.

Se producen varias modificaciones significativas del flujo sinóptico. En el valle del Guadalquivir se desarrolla un bloqueo del flujo superficial estable en el Sistema Penibético durante las primeras horas del día que lo hace virar a la izquierda canalizándose por el valle. Con la inestabilización de las masas de aire superficial el bloqueo desaparece, y los flujos sinópticos de SW se imponen en superficie.

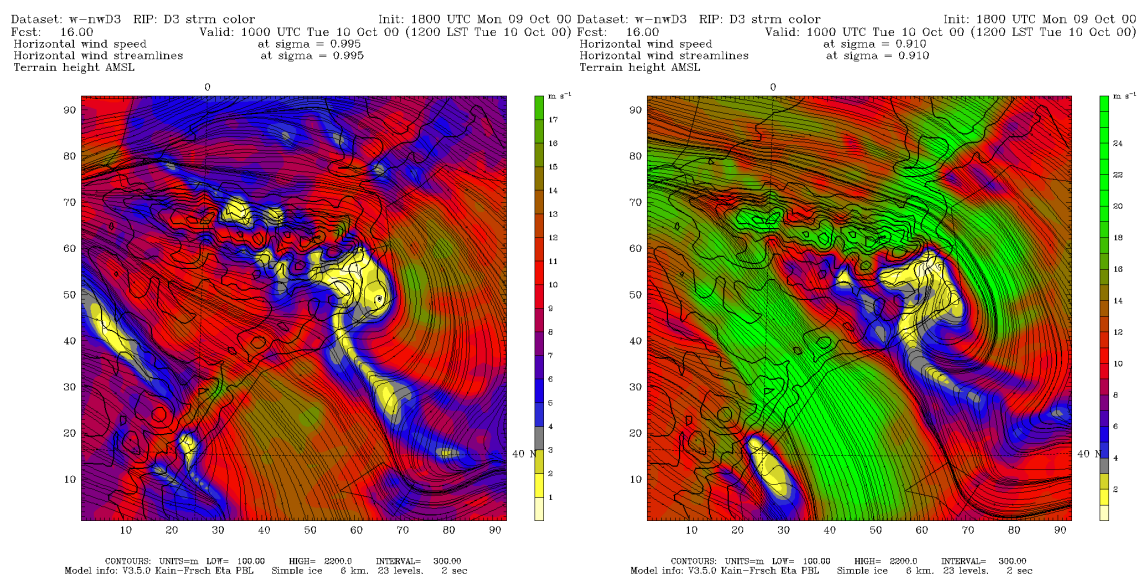
También durante las horas nocturnas se desarrolla un flujo que canaliza entre el Sistema Ibérico y el Sistema Subbético de componente W marcada que desemboca en el mar. Esta circulación se ve inhibida durante el día por los flujos sinópticos del NW.

La situación del NW induce el desarrollo del Cierzo y la Tramontana en el nordeste peninsular. El establecimiento de ambos vientos locales se observa a las 5 UTC, y se mantiene hasta las 16 UTC. Su desarrollo provoca un debilitamiento de los flujos en el interior de Catalunya. La evolución de la situación sinóptica, virando de NW a W, debilita la intensidad de ambos vientos y los acaba anulando. La **Figura 7.2.4** muestra a las 10 UTC ambos vientos locales bien establecidos, y la región de vientos débiles que se induce por el efecto de abrigo aerológico de los Pirineos y la convergencia de ambos flujos. Esta zona de vientos débiles se refleja hasta unos 2000 m s.n.m. debido a la fuerte influencia de los Pirineos sobre el flujo incidente sinóptico. El Cierzo present aun espesor de unos 1200 m s.n.t., con el núcleo de velocidades máximas a 700 m. La Tramontana por su parte, presenta un espesor sobre el mar de 700 m con velocidades máximas de 20 m/s a 500 m. El establecimiento del Cierzo induce flujos de WNW por todo el valle del Ebro hasta los Pirineos. Así, los flujos del AGC están muy condicionados por el desarrollo de este viento.

Por otro lado, en el Estrecho de Gibraltar dominan los vientos del W durante todo el día. En el Mediterráneo occidental se observa una circulación ciclónica débil de los flujos que se ve modificada sustancialmente con el desarrollo de la Tramontana y el Cierzo que drenan al mar. Al finalizar el día, los vientos marítimos presentan una dirección del W, aunque en la costa norte se imponen los flujos del SW.

En altitud los vientos penetran por sobre la Península Ibérica de componente NW virando a W sobre el litoral mediterráneo a 1500 m s.n.m. y en la mitad de la Península a 5000 m s.n.m. Los vientos sobre el atlántico presentan velocidades entre 15 y 20 m/s penetrando por Galicia y el litoral cantábrico, perdiendo intensidad por el interior de la Península. Entre las 7 y las 12 UTC el flujo en altitud vira a componente W por el norte, y a partir de las 12 UTC se impone la componente W en toda la Península.

Se desarrollan ondas de gravedad interna estacionarias a sotavento de los principales sistemas orográficos. En la **Figura 7.2.3** se observa una onda estacionaria a sotavento del Sistema Central durante las horas nocturnas. La evolución del flujo virando a W induce la formación de ondas de gravedad también a sotavento de las cordilleras del levante peninsular y el Sistema Ibérico. El desarrollo de la onda de gravedad en el Sistema Ibérico induce un refuerzo de los flujos en la ladera de sotavento y un debilitamiento de los flujos en el valle del Ebro. El dominio de la situación sinóptica hace que no se observen situaciones de masas de aire en altitud.



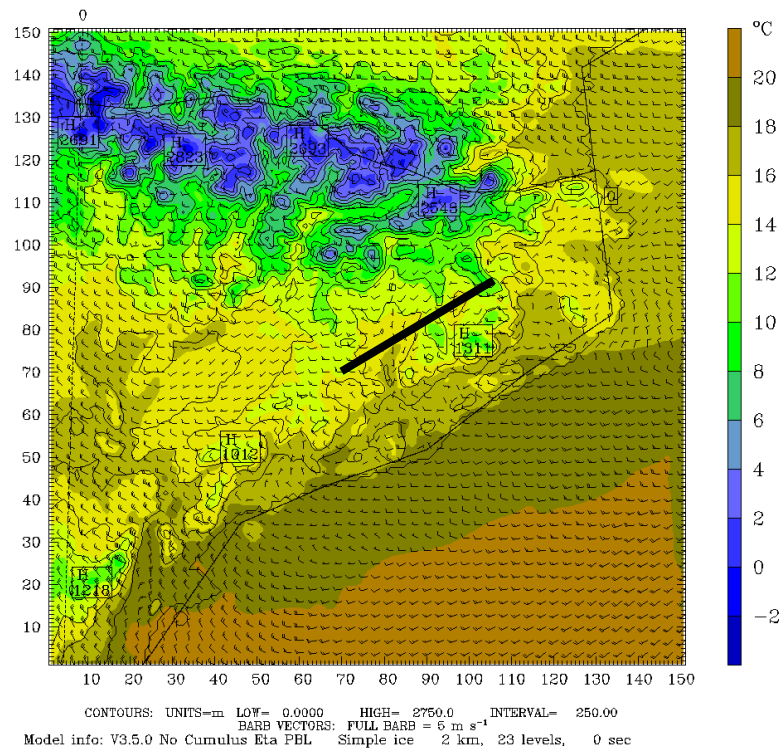
**Figura 7.2.4** Líneas de corriente y velocidad de los flujos a 36 m s.n.t. (izquierda) y 675 m s.n.t. (derecha) a las 10 UTC del día 10 de octubre de 2000 (Contornos de colores: velocidad horizontal del viento; líneas de corriente en negro; líneas de contorno negras: topografía; Resultados del dominio D3).

### 7.2.4.2 Área geográfica de Catalunya

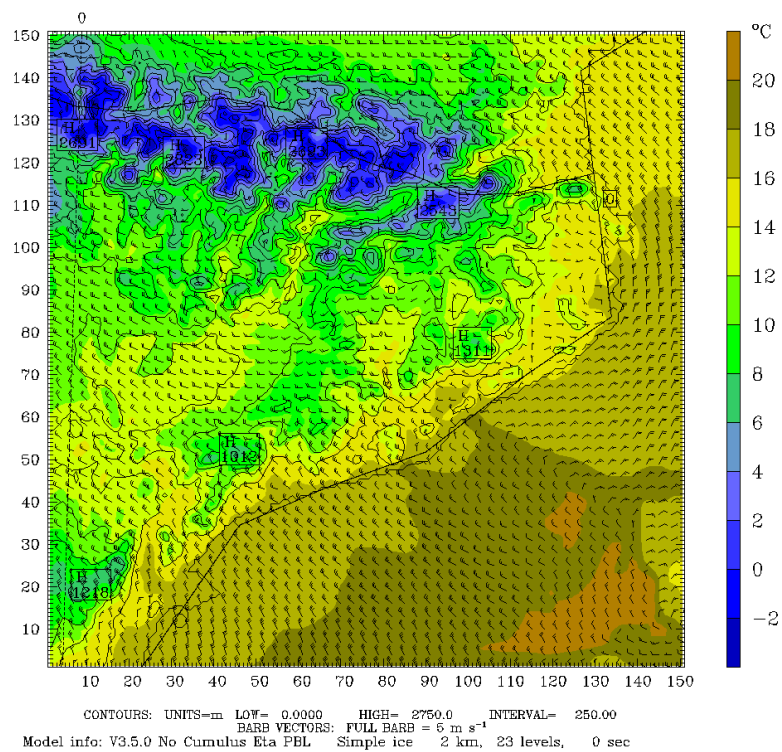
La **Figura 7.2.5** y el **Anexo 1** presentan la evolución del campo de vientos superficial para el AGC. La descripción se realiza a partir de los subdominios presentados en la introducción del capítulo.

## Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: w-nwD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Mon 09 Oct 00  
 Fcst: 10.00 Valid: 0400 UTC Tue 10 Oct 00 (0600 LST Tue 10 Oct 00)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: w-nwD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Mon 09 Oct 00  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Tue 10 Oct 00 (1000 LST Tue 10 Oct 00)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

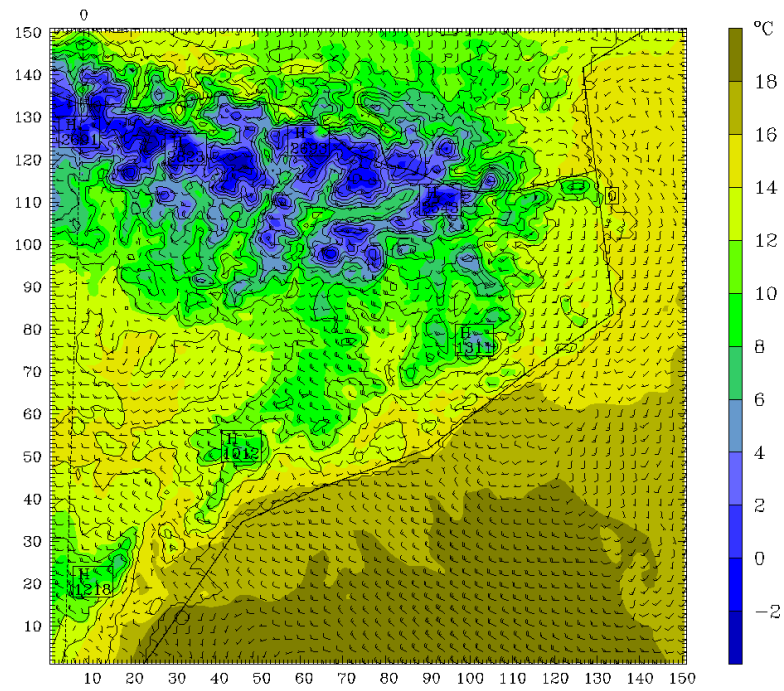


**Figura 7.2.5 Evolución cada cuatro horas del campo de vientos superficial y la temperatura del aire en el primer nivel del modelo con elevada resolución espacial (2 km) para el día 10 de octubre de 2000 (Resultados dominio D4; los vectores se han representado cada tres celdas; la evolución horaria se adjunta en el Anexo 1).**



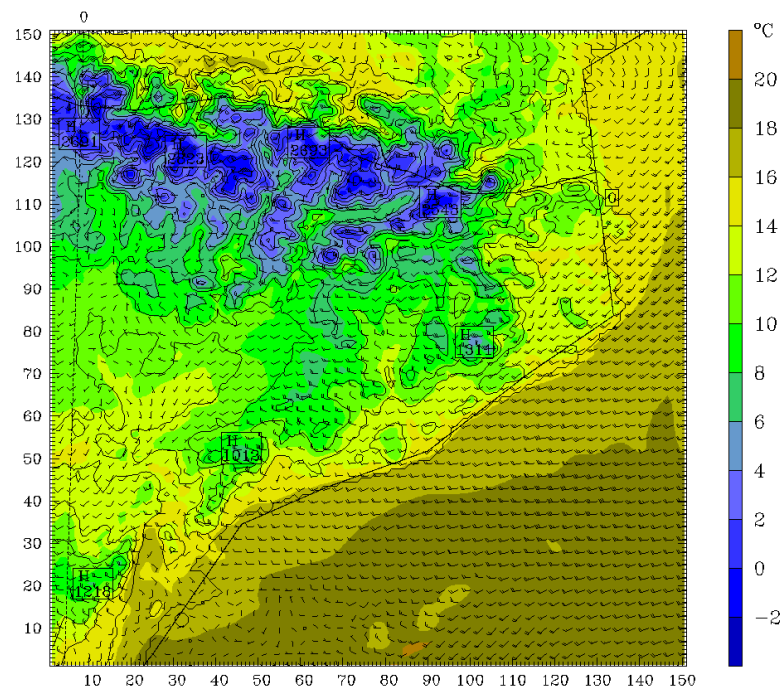
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: w-nwD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Mon 09 Oct 00  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Tue 10 Oct 00 (2200 LST Tue 10 Oct 00)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Dataset: w-nwD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Mon 09 Oct 00  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Wed 11 Oct 00 (0200 LST Wed 11 Oct 00)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Figura 7.2.5 Cont.

### ***a) Descripción general***

Los flujos en el AGC presentan dos regímenes bien definidos básicamente por el hecho del establecimiento del Cierzo y la Tramontana o la desaparición de ambos flujos. Esto está directamente asociado a los flujos sinópticos del NW o W en altitud. Entre las 5 UTC y las 16 UTC el Cierzo y la Tramontana están bien desarrollados. Los flujos en el AGC se caracterizan por el dominio de los fuertes vientos de componente NW por el valle del Ebro hasta los Pirineos Aragoneses. Este flujo se divide en el que desemboca hacia el mar por el sur del AGC y otro que penetra hacia el interior de Catalunya por la Depresión Central. Los flujos de NW dominan en el litoral sur. Por otro lado, el noreste está influenciado por el desarrollo de la Tramontana. Ésta afecta a la costa norte y se impone sobre el mar durante todo el período. La zona nordeste del AGC se ve afectada por la Tramontana paulatinamente, con la penetración del flujo por el norte. En el interior de Catalunya se produce una región de vientos débiles o encalmados atribuida al efecto de abrigo aerológico que ejercen los Pirineos. Esta región se puede ir desplazando en función de la penetración de la Tramontana, y la evolución de la convergencia de la Tramontana con el Cierzo. Este último factor puede inducir también un retorno de los flujos marítimos hacia el interior del AGC, como describe Vilaclara (2003).

En altitud los flujos del W dominan durante las primeras y últimas horas del día, mientras que el NW domina en las horas centrales.

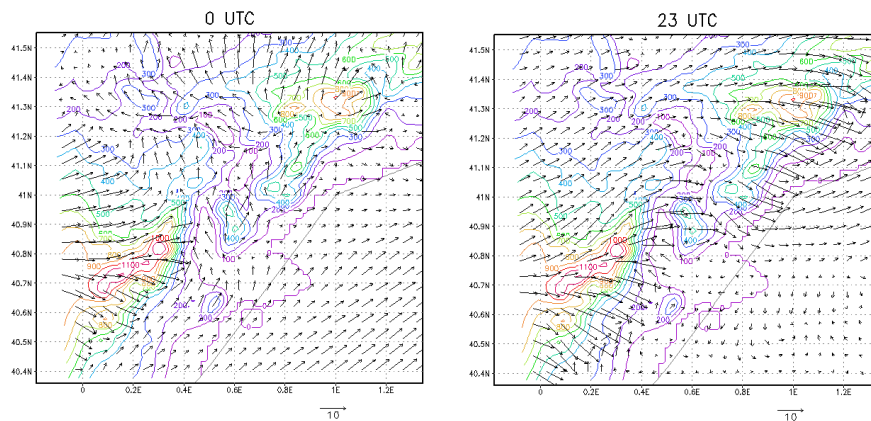
El otro régimen se caracteriza, durante las primeras horas del día, por un reforzamiento paulatino de los flujos por el límite occidental, indicativo de la penetración del Cierzo, y con vientos de componente W moderados por el interior y débiles en el litoral central. Debido a la evolución de la situación, en las últimas horas del día los vientos en el AGC presentan un comportamiento muy similar al descrito para la situación W-W, ya que se ha establecido un flujo sinóptico de componente W.

### ***b) Tierras del Ebro***

Las primeras horas del día se caracterizan por la penetración de un flujo de componente W por el límite occidental del dominio acoplado con el flujo sinóptico en altitud. La región de Ports de Beseit presenta las velocidades más elevadas. En el interior, en cambio, los débiles vientos de componente S están bien establecidos, y con un desacoplamiento de la circulación en altitud importante. El efecto de abrigo aerológico de la sierra Ports de Beseit en esta región facilita el establecimiento de esta circulación inducida por los vientos marítimos. Durante estas primeras horas se desarrolla una circulación hacia el interior canalizándose por el curso del río Ebro, como muestra la **Figura 7.2.6** a las 00 UTC.

Con el avance de la madrugada, el flujo del W se va imponiendo y virando a NW, con el establecimiento del Cierzo. A partir de las 4 UTC los vientos en la región presentan componente NW de intensidad fuerte. Solo en algunas hondonadas se mantienen vientos débiles hasta bien entrado el día. Los vientos en la ladera de Ports de Beseit presentan velocidades muy fuertes por la formación de ondas de gravedad. Éstas inducen fuertes vientos en la ladera de sotavento de las montañas prelitorales.

A partir de las 13 UTC se empieza a debilitar el Cierzo y se van imponiendo vientos de componente W por la región occidental de forma similar a la madrugada. Este flujo se acaba estableciendo en todo el interior con velocidades moderadas. La zona de sotavento de Ports de Beseit queda protegida por la montaña y se observan vientos débiles al finalizar el día. Los flujos nocturnos del litoral están desacoplados de la circulación sinóptica como se observa en la **Figura 7.2.6** durante la noche. Los fuertes vientos de las cimas de las montañas no afectan al litoral, donde una inversión térmica desacopla ambos flujos.



**Figura 7.2.6** Campo de vientos superficial a las 00 y 23 UTC para el dominio de Tierras del Ebro del día 10 de octubre de 2000.

### *c) Depresión Central*

#### *i) Pla de Lleida y Plana d'Urgell*

El régimen nocturno se caracteriza por el desacoplamiento de los vientos superficiales con los flujos del W dominantes entre el Sistema Ibérico y los Pirineos. Una fuerte inversión térmica delimita ambos flujos. En superficie, los vientos son débiles y van drenando hacia las zonas llanas desde las cordilleras prepirenaicas y prelitorales. Este comportamiento se mantiene hasta que se empieza a imponer el Cierzo por todo el valle del Ebro. Los flujos de NW que se extienden desde Aragón viran en la Plana d'Urgell a componente SW en la mitad norte. Los vientos son fuertes, con velocidades superiores a 10 m/s en toda la zona. Este régimen se mantiene hasta las 17 UTC. Con el debilitamiento del Cierzo la zona queda dominada en superficie por vientos del SW desacoplados del régimen del W que domina en altitud. El debilitamiento de los vientos se ha extendido por toda la región.

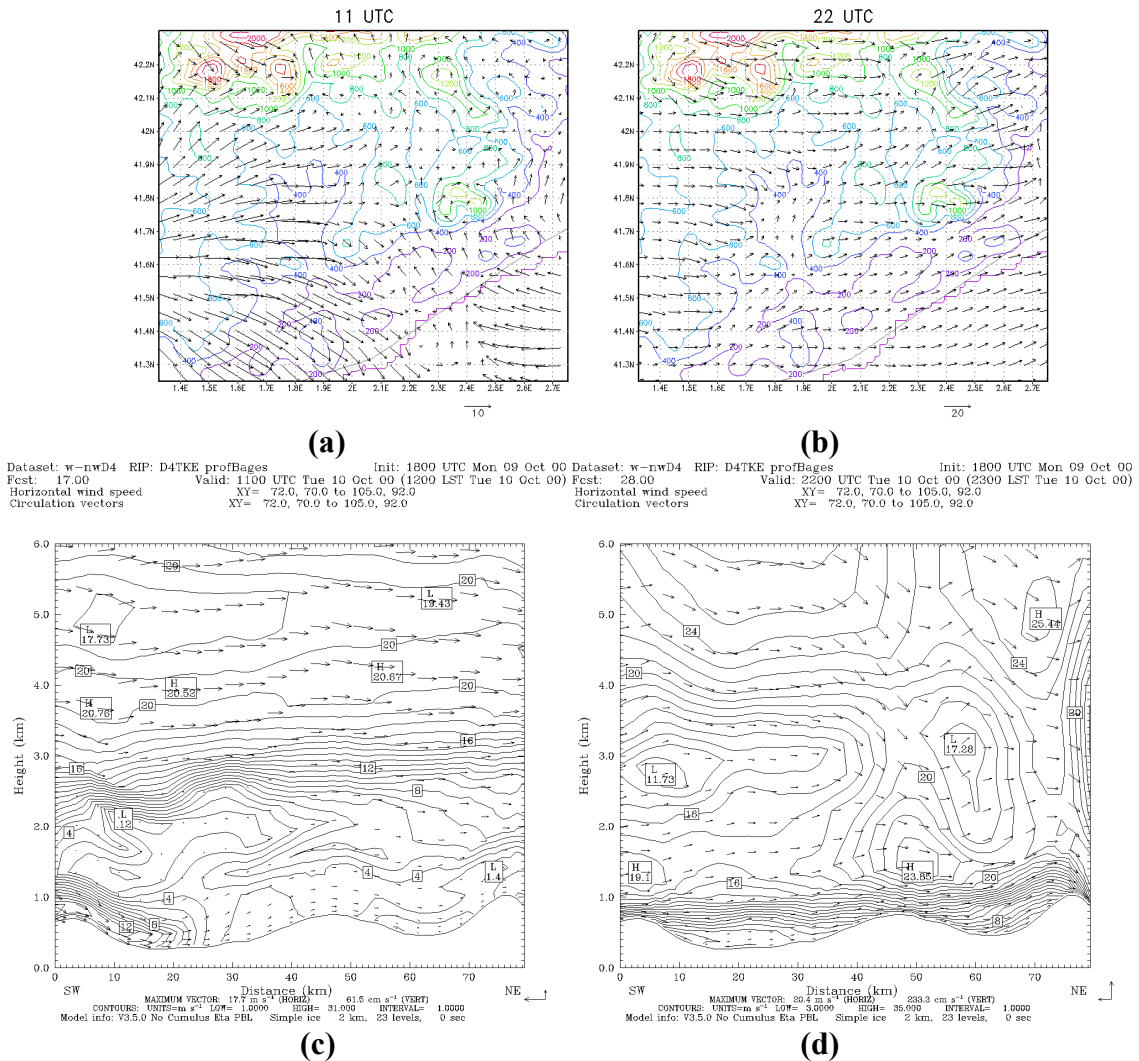
#### *ii) Pla de Bages y Plana de Vic*

El régimen nocturno antes del establecimiento del Cierzo está caracterizado en el Pla de Bages por el desarrollo de una inversión térmica que desacopla las circulaciones en superficie de los flujos del W sinópticos que dominan en las cimas de las cordilleras que rodean el llano. En el interior persiste la calma, y se observa un débil drenaje nocturno en la salida del Pla de Bages hacia el litoral. Los vientos en la Plana de Vic son fuertes durante la madrugada pero se van debilitando a medida que se refuerza la inversión térmica. El comportamiento durante la noche es muy similar al de la madrugada, débiles



vientos en el Pla de Bages y más intensos en la Plana de Vic.

Con el Cierzo bien establecido, toda la región del Pla de Bages está dominada por vientos de componente W. Estos flujos se canalizan hacia el noreste en la mitad norte siguiendo la orografía de la región. En las cordilleras de occidente del Pla de Bages se producen ondas de gravedad que inducen fuertes vientos en la ladera de sotavento. La región de vientos moderados a débiles producida por el efecto de abrigo aerológico de los Pirineos se localiza en el noreste del AGC afectando a toda la Plana de Vic y el noreste de Pla de Bages. Como se observa en la **Figura 7.2.7a** los vientos en superficie son muy débiles en la región de la Plana de Vic.



**Figura 7.2.7** Campo de vientos superficial a las (a) 2 y (b) 22 UTC para el dominio de Pla de Bages y Plana de Vic del día 10 de octubre de 2000, y corte vertical de la velocidad del viento horizontal y del campo de vientos a las (c) 2 y (d) 22 UTC [Localización del corte indicada en la Figura 7.2.5 con una línea negra].

El efecto de abrigo aerológico de los Pirineos se traduce con vientos inferiores a 10 m/s hasta 2000 m s.n.m. en la zona de la Plana de Vic y Pla de Bages. La **Figura 7.2.7c** presenta un corte vertical de la velocidad horizontal del viento sobre el Pla de Bages y la Plana de Vic. Se observa como una vez establecido el Cierzo los flujos en las

planicies son muy débiles. Por el oeste del Pla de Bages se observa como penetra el flujo del W asociado al régimen del Cierzo en superficie, pero el centro de la planicie se encuentra a resguardo de los fuertes vientos por la localización de la zona de flujos débiles. La Plana de Vic presenta vientos inferiores a 4 m/s hasta 1500 m s.n.m. En cambio, durante la noche, con los flujos sinópticos del W dominando la región los vientos en altitud presentan velocidades importantes desde la superficie (**Figura 7.2.7d**). El Pla de Bages presenta una inversión térmica que induce un desacoplamiento de los flujos superficiales, que presentan una intensidad débil.

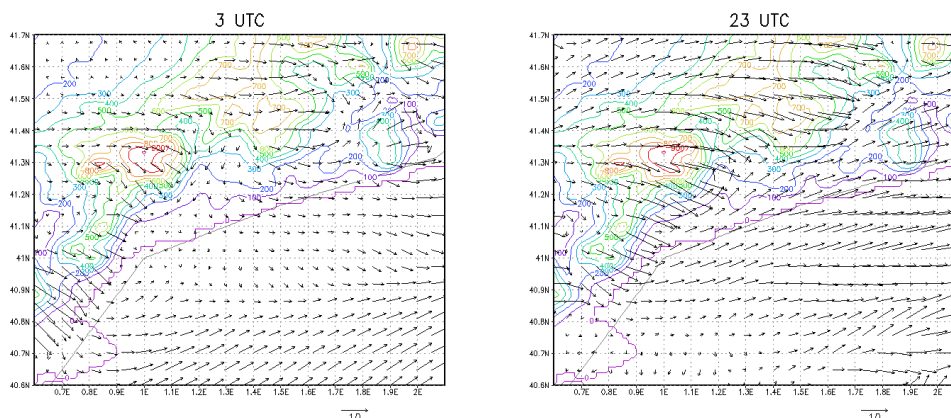
#### **d) Sistema Litoral**

##### *i) Litoral sur y central*

Los vientos de componente NW de intensidad fuerte dominan en la costa sur del AGC durante el establecimiento del Cierzo. Se observa el desarrollo de ondas de gravedad a sotavento de las cordilleras prelitorales que inducen fuertes vientos en el litoral.

En las horas previas y posteriores, los vientos en superficie están desacoplados del flujo sinóptico por la inversión térmica. Durante las primeras horas nocturnas, los vientos en el litoral son muy débiles, e incluso se observa algún drenaje desde las montañas prelitorales (**Figura 7.2.8**). Por el norte el flujo del W penetra en superficie con intensidad moderada.

Por la noche, se observan fuertes vientos en las montañas prelitorales, y en la costa domina una circulación de SW débil que recorre todo el litoral hasta la parte central. La formación de ondas de montaña se produce también durante las horas en que no domina el Cierzo.

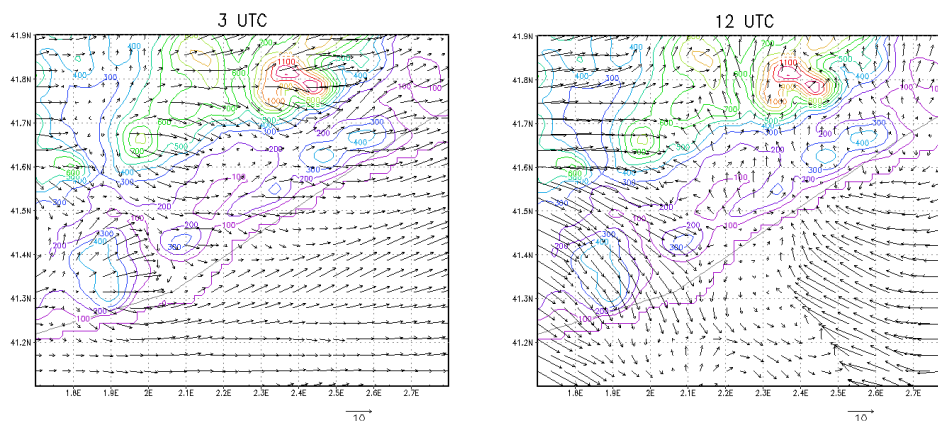


**Figura 7.2.8 Campo de vientos superficial a las 3 y 23 UTC para el dominio del litoral sur del día 10 de octubre de 2000.**

El comportamiento de los flujos en el litoral central es similar que en el sur durante las primeras horas del día, con vientos débiles, y con el desarrollo de algunas canalizaciones desde el Pla de Bages. La **Figura 7.2.9** muestra como se ha desarrollado un débil drenaje a lo largo del valle del Llobregat. Éste está desacoplado de los flujos del W en altitud por la inversión térmica superficial. Los flujos del SW dominan durante este período a lo largo de la Depresión Prelitoral. En el Garraf se ve como rodean el macizo. Los vientos en las cimas de las montañas presentan intensidad moderada a

fuerte.

Con el establecimiento del Cierzo, esta región queda afectada por la zona de flujos débiles asociados a la convergencia entre la Tramontana y el Cierzo. El viraje que realiza la Tramontana a SE al convergir con el Cierzo, advecta masas marinas hacia el interior por el litoral central. En la región afectada por el abrigo aerológico de los Pirineos se observan flujos débiles de componente S. La **Figura 7.2.9** muestra como a las 12 UTC penetran masas de aire hacia el interior, llegando hasta la Plana de Vic.



**Figura 7.2.9** Campo de vientos superficial a las 3 y 12 UTC para el dominio del litoral central del día 10 de octubre de 2000.

Con esta evolución se pueden producir recirculaciones de masa de aire del litoral hacia el mar, y de nuevo hacia el interior. Este comportamiento ha sido descrito por Vilaclara (2003). Y teniendo en cuenta que en la convergencia de la Tramontana y el Cierzo sobre el mar induce inyecciones de masas, estas pueden retornar en altitud.

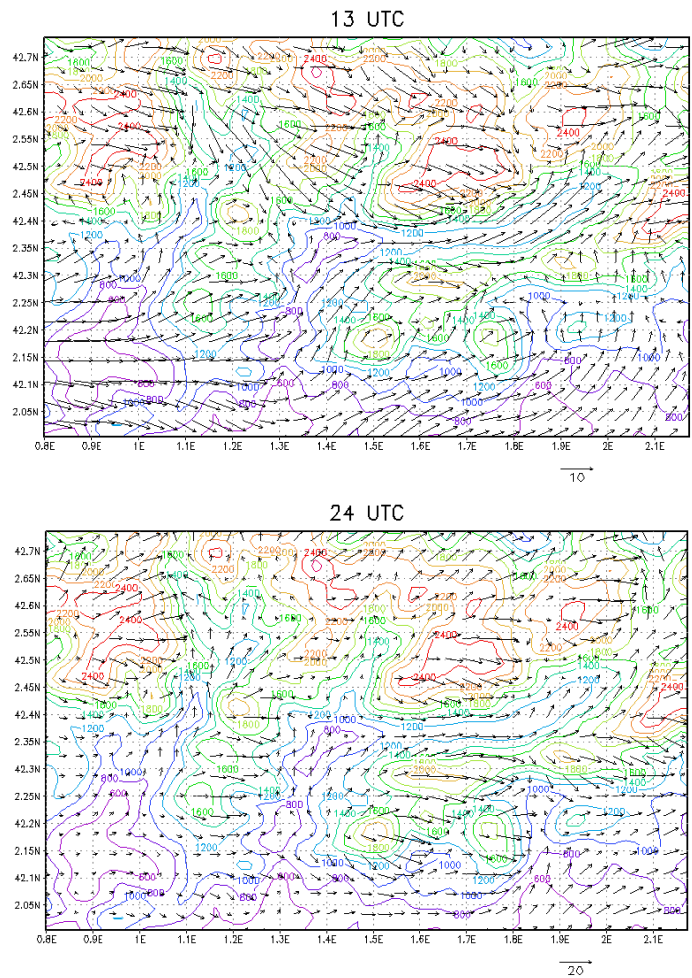
#### *ii) Litoral norte*

Los flujos en el litoral norte están condicionados por el desarrollo de la Tramontana. Durante el período que este viento no está presente dominan flujos del SW en superficie desacoplados de los vientos sinópticos del W. Desde las cordilleras occidentales de la región se desarrollan drenajes hacia la planicie.

A partir de las 5 UTC se empieza a desarrollar la Tramontana. A medida que se va imponiendo, penetran flujos del E hacia el interior. Durante la transición hacia el establecimiento de la Tramontana se observan una variabilidad importante en los flujos, que presentan una intensidad débil. Los vientos del N empiezan a penetrar en la región hacia las 8 UTC, y se imponen sólo en la mitad norte. La evolución del flujo marítimo induce vientos del N en la mitad septentrional, del E por el centro y del SE por la costa sur. Estos flujos convergen en el interior. La zona este de este subdominio se encuentra afectada por el efecto de abrigo aerológico de los Pirineos, de aquí los débiles vientos que se observan hasta casi 2000 m s.n.m. Durante el desarrollo de la Tramontana y el Cierzo.

*e) Pirineos*

Durante las primeras horas nocturnas los vientos superficiales en los valles de la ladera sur presentan velocidades débiles. Las canalizaciones hacia el interior de los valles son dominantes, aunque de intensidad muy débil. En la ladera norte, se desarrollan drenajes nocturnos hacia las regiones llanas. Los flujos sinópticos del NW afectan a las montañas sin llegar a dominar en las circulaciones en superficie de los valles.



**Figura 7.2.10** Campo de vientos superficial a las 13 y 24 UTC para una región central de los Pirineos el día 10 de octubre de 2000.

Con el establecimiento de los vientos locales Cierzo y Tramontana los flujos en los Pirineos varían significativamente. En la ladera sur se desarrollan canalizaciones forzadas por el flujo del NW sinóptico que domina entre el valle del Ebro y los Pirineos. Estos vientos se dirigen desde la Depresión Central hacia el interior de los valles pirenaicos. Se observan canalizaciones análogas en la ladera norte. La **Figura 7.2.10** muestra el desarrollo de estas circulaciones a las 13 UTC para dos valles importantes de la ladera sur pirenaica. Se observa con claridad como el flujo del W se canalizan hacia el interior de los valles pirenaicos siguiendo la orografía. Algunos valles extensos y abiertos se ven influidos por los flujos sinópticos del NW, aunque en la mayoría los vientos superficiales están desacoplados.

La ladera sur pirenaica presenta canalizaciones desde el interior del AGC hacia los valles pirenaicos durante todo el día, con mayor intensidad durante el dominio del Cierzo. En cambio, la ladera norte presenta un régimen nocturno dominado por los drenajes desde las montañas hacia los valles, y durante el día se desarrollan canalizaciones de los valles hacia las montañas forzadas por los flujos de componente W que dominan en la región norte.

## 7.2.5 Energía cinética turbulenta

### 7.2.5.1 Península Ibérica

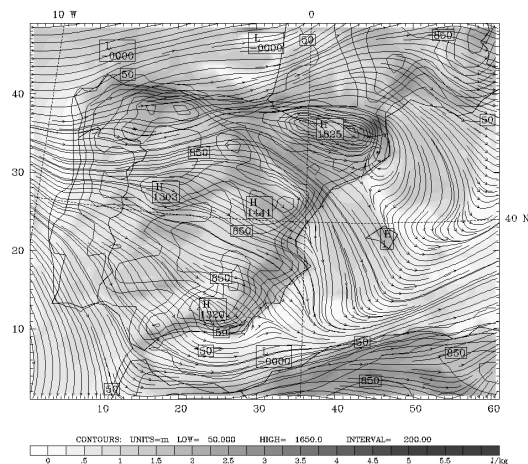
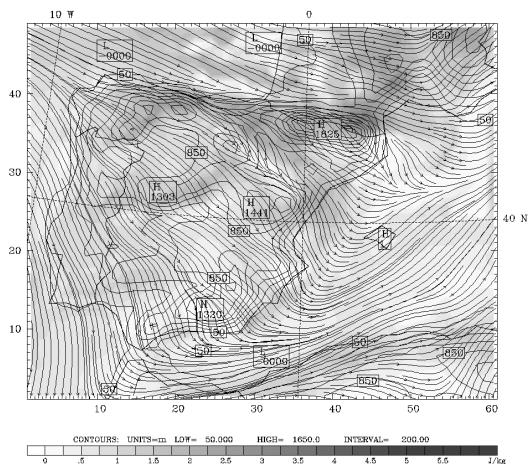
La **Figura 7.2.3** presenta un corte vertical de norte a sur donde se representa la TKE para distintas horas del día. La producción de origen mecánico se evidencia durante las horas nocturnas, con una capa fronteriza nocturna con turbulencia asociada a la cizalla vertical del viento. A las 12 UTC se desarrolla la CBL con generación de turbulencia debido al empuje térmico (*bouyance*) inducido por el calentamiento superficial y a la cizalla vertical de la advección de las masas de aire. Durante la noche, la TKE de origen térmico deja de producirse, pero se mantiene la de origen mecánico. Los niveles de TKE se mantienen elevados durante todo el día con valores superiores a 5 J/kg.

La **Figura 7.2.11** presenta la evolución de la TKE en la tercera capa del modelo para visualizar geográficamente las zonas con niveles superiores de turbulencia. Durante la noche, la cizalla vertical de las masas de aire atlántico genera turbulencia como se observa con los niveles de TKE. Al penetrar por el litoral norte, la rugosidad del terreno y la compleja orografía contribuye a una mayor generación de TKE de origen mecánico. Las regiones con niveles de TKE superiores son los principales sistemas orográficos de la mitad norte peninsular. En la mitad sur, las masas de aire presentan una estratificación estable más importante, con lo que contribuye a inhibir la generación de TKE, de ahí los niveles menores que se observan.

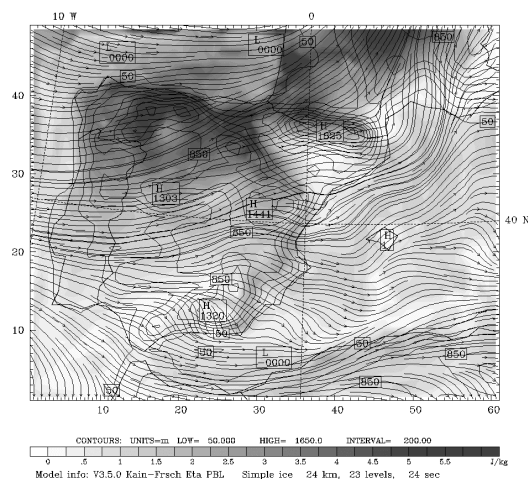
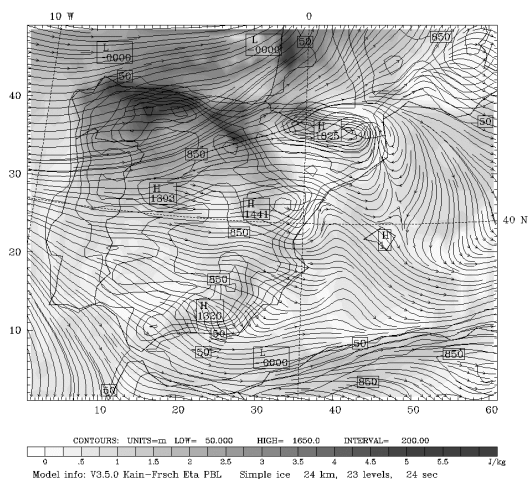
A las 12 UTC, el calentamiento superficial del suelo debido a la irradiación solar contribuye a la producción de TKE por convección térmica. La turbulencia de origen térmico se añade a la de origen mecánico que se mantiene desde la noche. Se presentan valores de TKE elevados en el valle del Ebro y en el golfo de León asociados a la cizalla vertical del Cierzo y la Tramontana. Junto con la cordillera Cantábrica y el Sistema Central son las zonas con mayor turbulencia. Todo el litoral peninsular presenta niveles de TKE entre 3 y 4 J/kg.

A las 18 UTC la TKE de origen térmico decae sensiblemente, mientras se mantiene la turbulencia asociada a la fuerte cizalla de los flujos atlánticos, especialmente sobre el noroeste peninsular. En el valle del Ebro la TKE ha disminuido sensiblemente debido a la desaparición del Cierzo, y al debilitamiento de los flujos de la región. Al finalizar el día, se mantienen niveles de TKE elevados por todo el norte peninsular, a sotavento de los Pirineos y en el litoral de levante por debajo de Catalunya. La compleja orografía, y los vientos fuertes contribuyen a una producción de TKE de origen mecánico importante.

Dataset: w-nwD2 RIP: D2TKE Valid: 0600 UTC Tue 10 Oct 00 (0700 LST Tue 10 Oct 00) Fcst: 18.00 Init: 1800 UTC Mon 09 Oct 00 Dataset: w-nwD2 RIP: D2TKE Valid: 1200 UTC Tue 10 Oct 00 (1300 LST Tue 10 Oct 00) Fcst: 18.00  
 TURBULENT KINETIC ENERGY at sigma = 0.970  
 Terrain height AMSL  
 Horizontal wind streamlines at sigma = 0.970



Dataset: w-nwD2 RIP: D2TKE Valid: 1800 UTC Tue 10 Oct 00 (1900 LST Tue 10 Oct 00) Fcst: 24.00 Init: 1800 UTC Mon 09 Oct 00 Dataset: w-nwD2 RIP: D2TKE Valid: 0000 UTC Wed 11 Oct 00 (0100 LST Wed 11 Oct 00) Fcst: 30.00  
 TURBULENT KINETIC ENERGY at sigma = 0.970  
 Terrain height AMSL  
 Horizontal wind streamlines at sigma = 0.970

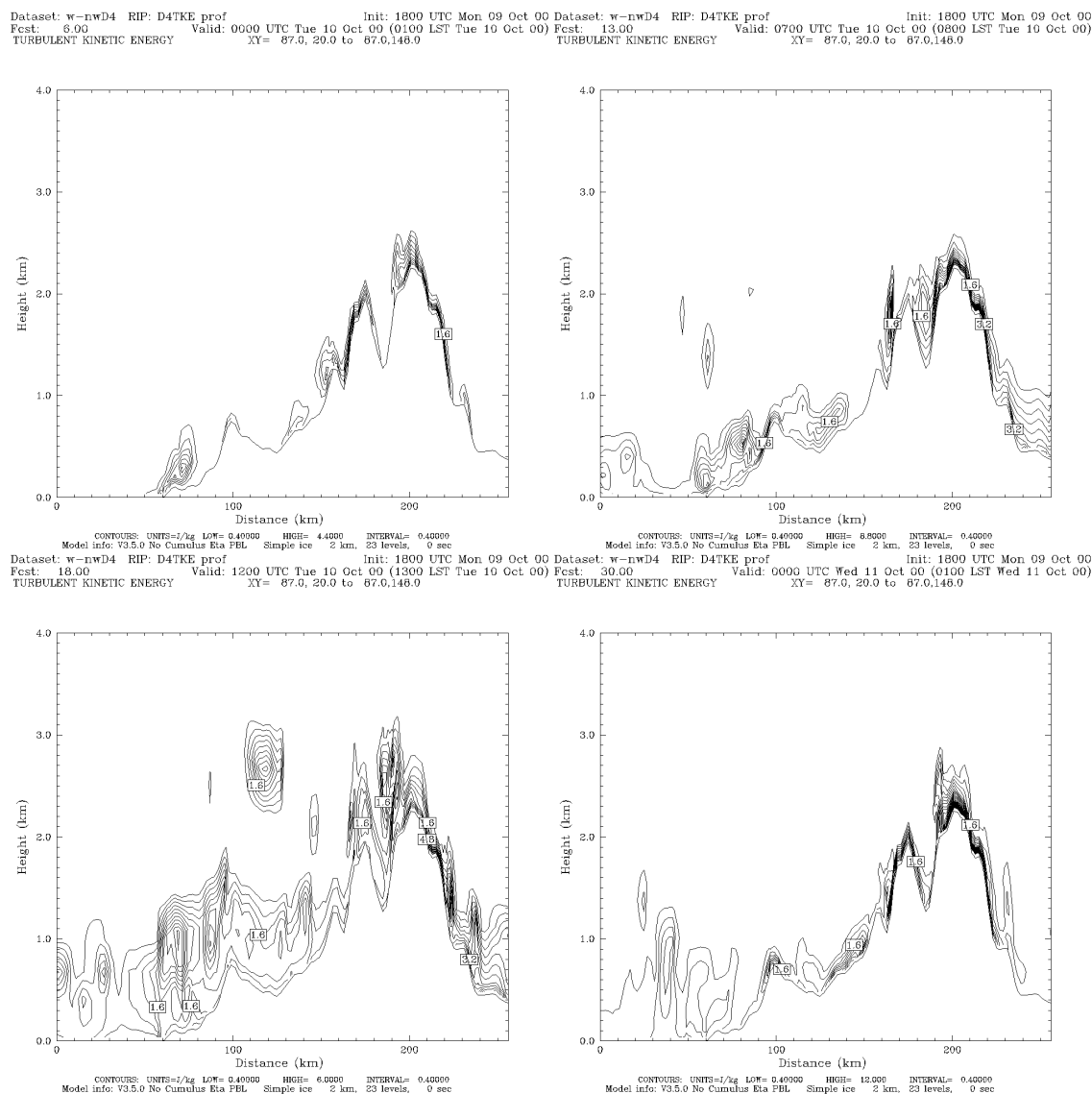


**Figura 7.2.11** Energía cinética turbulenta y líneas de corriente en el tercer nivel del modelo a las 6, 12, 18 y 24 UTC del día 10 de octubre de 2000 (Resultados del dominio D2).

### 7.2.5.2 Área geográfica de Catalunya

La **Figura 7.2.12** muestra un corte vertical norte sur de la TKE para el dominio D4 a las 0, 7, 12 y 24 UTC. A las 00 UTC se observan niveles de TKE de origen mecánico moderados en las laderas de las principales montañas en estratos superficiales poco desarrollados. El desarrollo del Cierzo y la Tramontana incrementa la turbulencia. Los fuertes vientos, con una cizalla vertical elevada, producen turbulencia mecánica. En el límite derecho del corte a las 7 UTC se observan los niveles asociados al flujo que desarrolla la Tramontana. La TKE del litoral y el interior del AGC se asocia al flujo del NW que afecta la zona inducido por el Cierzo. La turbulencia a las 12 UTC se intensifica por la generación de TKE de origen térmico añadida a la de origen mecánico. Se desarrolla una capa turbulenta de unos 1500 m de espesor. En altura se observan niveles elevados de TKE asociados a roturas de las ondas de Montaña. Esta turbulencia

tiene un origen mecánico. A las 24 UTC, se mantienen los niveles de TKE de origen mecánico en superficie. La cizalla vertical de la advección del flujo produce turbulencia en los estratos superficiales de la atmósfera.



**Figura 7.2.12** Corte vertical de la energía cinética turbulenta a las 0, 7, 12 y 24 UTC para el día 10 de octubre de 2000 (Resultados del dominio D4; corte vertical indicado en color negro en la Figura 7.1b).

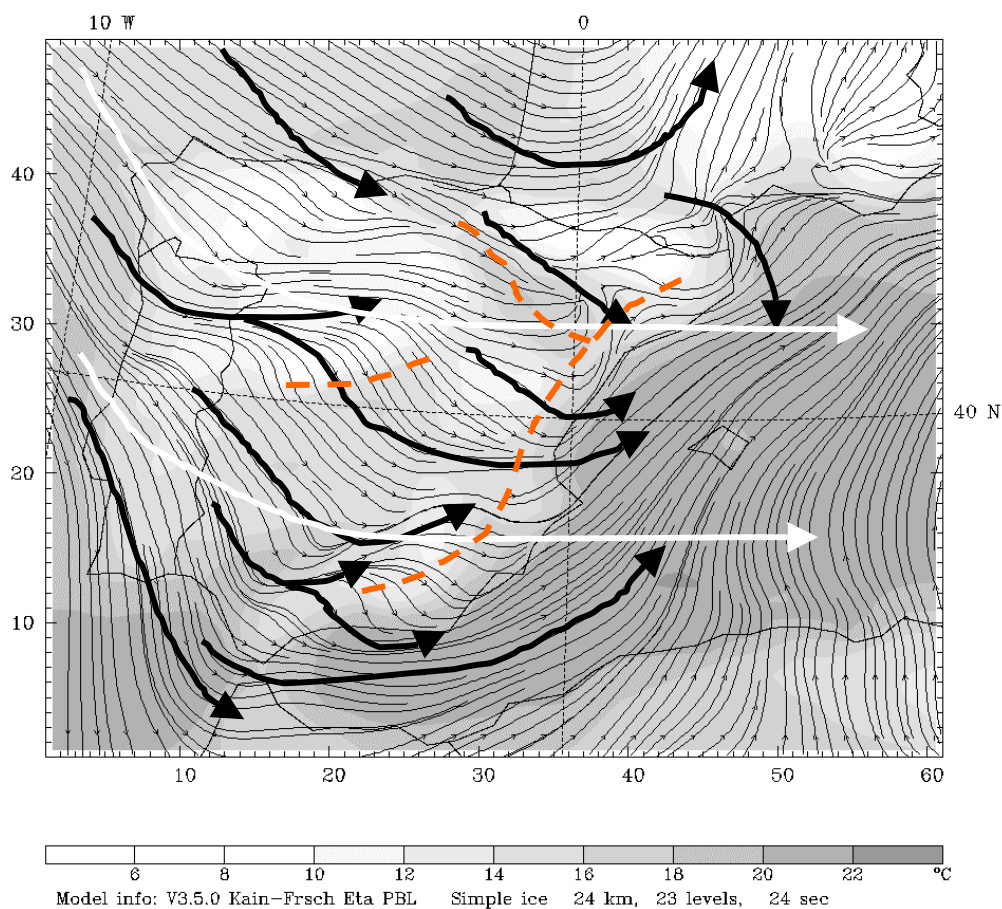
## 7.2.6 Modelo conceptual de las circulaciones que se acontecen en una situación del W-NW

### a) Península Ibérica

La simulación del día 10 de octubre de 2000 permite describir los rasgos más característicos de una situación de W-NW.

- Dominio de la situación sinóptica frente al desarrollo de fenómenos mesoscales.

- Advección del NW de masas atlánticas con estratificación inestable y con TKE de origen mecánico.
- En altura, advección del NW inducida por una depresión al norte de la Península Ibérica. Vientos del NW virando a W con el avance de la depresión.
- Disminución general de la temperatura asociada al paso de un frente frío, a excepción del levante peninsular que presenta un aumento de la temperatura durante el día por el calentamiento adiabático de las masas de aire al descender por la vertiente de sotavento de las cordilleras de levante.
- Estratificación neutra a estable en el interior, con una NBL bien desarrollada en la mitad sur durante la noche.
- Desarrollo de la ML durante el día en toda la Península Ibérica, reforzada por la penetración del aire atlántico inestable. Alturas de 800 m en la meseta.



**Figura 7.2.13 Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en la Península Ibérica durante una situación de W-NW. Líneas de corriente y temperatura del aire en superficie a las 00 UTC del 10 de octubre de 2000 [Línea naranja discontinua: zonas con desarrollo de ondas de gravedad; Línea blanca: circulación a 500 hPa; Línea negra: circulación en superficie].**

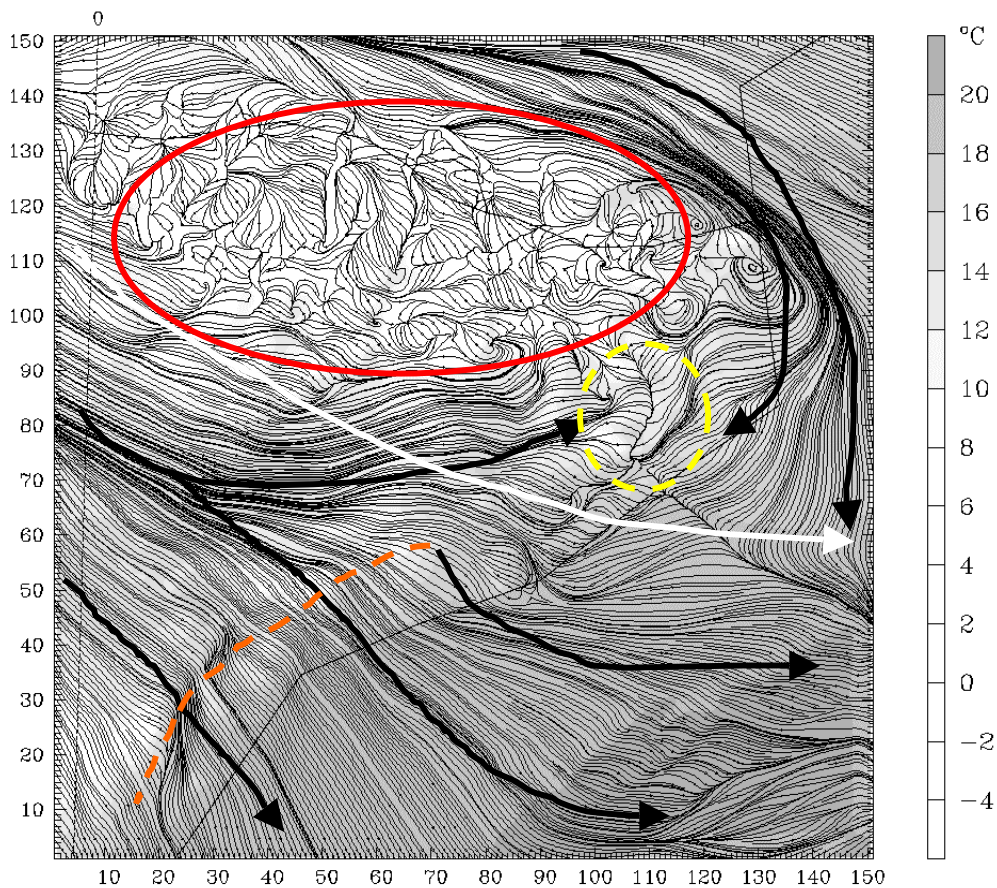
- Vientos en superficie del NW en la mitad norte durante la madrugada virando a W con el avance del día y la evolución de la depresión septentrional.
- La componente NW domina el suroeste peninsular durante todo el día.
- La meseta sur se caracteriza por vientos moderados de W.



- Desarrollo de vientos locales en el nordeste peninsular con situación de advección del NW: Tramontana y Cierzo. Se inhiben con el viraje del flujo sinóptico a W.
- Desarrollo de ondas de gravedad a sotavento del Sistema Central con advección del NW y en las cordilleras del litoral de levante y Sistema Ibérico con la advección del W.

b) Área geográfica de Catalunya

- Durante la madrugada y el anochecer comportamiento similar a una situación de W-W.
- Durante las horas centrales del día con el dominio sinóptico del NW desarrollo de vientos locales.



**Figura 7.2.14** Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en el área geográfica de Catalunya durante una situación de W-NW. Líneas de corriente y temperatura del aire en superficie a las 06 UTC del 10 de octubre de 2000 [Línea naranja discontinua: zonas con desarrollo de ondas de gravedad; línea roja discontinua: zona con circulaciones locales débiles; línea blanca: circulación a 500 hPa; línea negra: circulación en superficie; Línea amarilla: zona con vientos débiles en superficie y altitud].

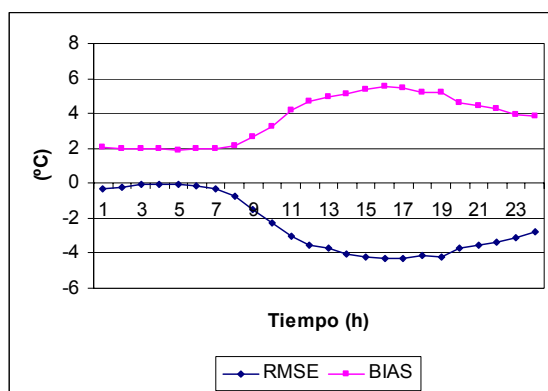
- Tramontana: afecta a todo el litoral norte y parte oriental de los Pirineos.
- Cierzo: fuertes vientos de NW por todo el valle del Ebro, que afectan al interior de Catalunya con flujos de componente W.
- La convergencia de ambos flujos junto con la localización de los Pirineos induce una extensa región apantallada con vientos muy débiles localizada sobre la Plana de Vic y Pla de Bages.
- La convergencia de la Tramontana y el Cierzo induce una recirculación de las masas superficiales del litoral central hacia el interior de Catalunya, con posible inyección en altura y retorno sobre el mar con el flujo sinóptico del NW.
- Niveles de TKE moderados durante la noche, y mayor producción con el desarrollo de los vientos locales con el establecimiento de la circulación del NW.
- Vientos débiles en los valles pirenaicos desacoplados de los flujos del W durante la noche. Desarrollo de canalizaciones forzadas con el establecimiento del Cierzo en la vertiente sur.

## 7.2.7 Validación de la simulación W-NW: 10 de octubre de 2000

### 7.2.7.1 Dominio D2: Península Ibérica

#### a) Temperatura a 2 m.

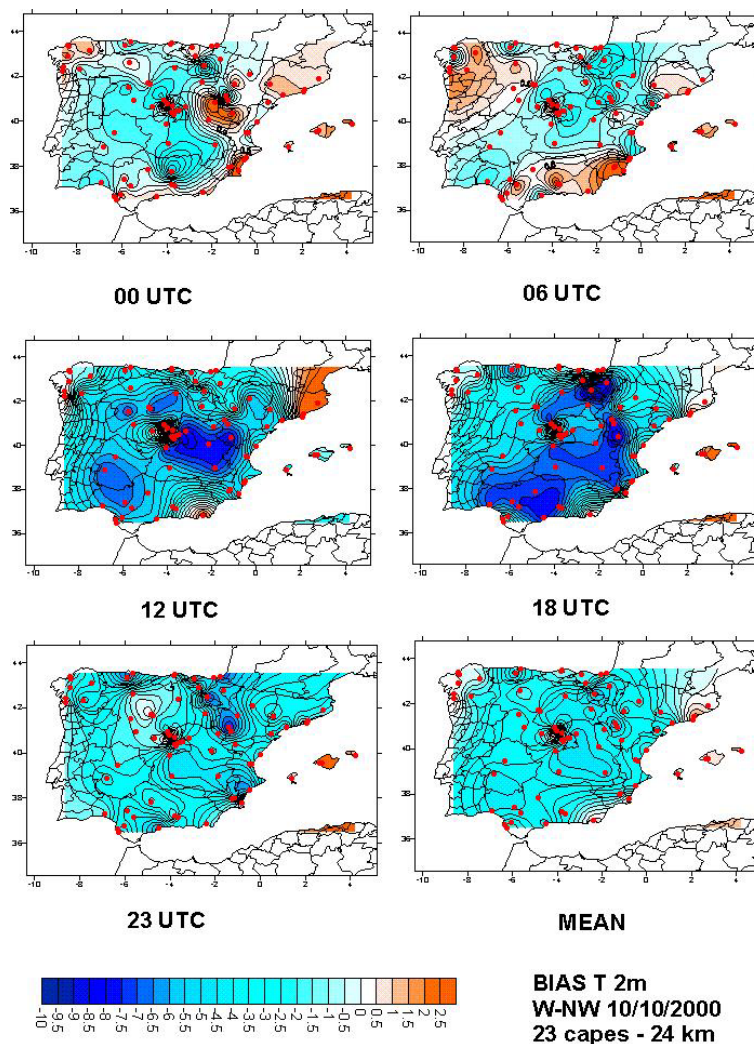
Con las estaciones del INM se ha calculado el RMSE y el BIAS de la temperatura a 2 m. La **Figura 7.2.15** muestra la evolución horaria de ambos estadísticos. El BIAS muestra la subestimación de la temperatura en promedio durante toda la simulación, con errores máximos durante las horas centrales del día. En término medio, las temperaturas se subestiman hasta 5.8°C. Al finalizar el día la temperatura del aire queda más fría que durante las primeras horas de la simulación en comparación con las estaciones.



**Figura 7.2.15** Evolución temporal del RMSE y BIAS de la temperatura a 2 m del día 10 de octubre 2000 para los resultados del dominio D2.

La **Figura 7.2.16** presenta la distribución espacial y temporal del BIAS para la Península Ibérica. Para una visualización más simple se han interpolado los valores puntuales del error de cada estación en todo el dominio. La localización de las mismas se presenta en el último panel.

Se observa como durante la madrugada el modelo presenta un comportamiento más cálido al noroeste, nordeste y sureste de la Península, mientras presenta temperaturas más frías en el interior. Las diferencias no superan los 1.5°C durante estas primeras horas. La tendencia a simular una atmósfera más fría se acentúa al mediodía y hacia la tarde. Las estaciones donde se observan los mayores problemas se localizan en la Meseta sur y en Andalucía. El modelo no consigue calentar el aire suficientemente en estas regiones cálidas de la Península. Durante la noche los resultados muestran un comportamiento general de subestimación térmica en toda la región



**Figura 7.2.16** BIAS de la temperatura a 2 m interpolado entre estaciones para el dominio de la Península Ibérica a las 0, 6, 12, 18 y 23 UTC, y el valor medio para toda la simulación del día 10 de octubre de 2000 (Las estaciones utilizadas se presentan en el último panel en rojo).

***b) Radiosondeos europeos***

La **Tabla 7.2.1** presenta los estadísticos de la temperatura del aire, la velocidad del viento y la dirección del viento para tres capas de la troposfera.

Los radiosondeos utilizados para la validación han sido los de Gibraltar, Madrid, Murcia, y Zaragoza. Su localización se detalla en el **Anexo 2**.

La temperatura en toda la troposfera se subestima en termino medio durante toda la simulación. La ABL presenta un buen ajuste con los radiosondeos, mientras que la troposfera alta es donde el modelo subestima en mayor grado la temperatura. La tendencia general del modelo para esta situación es a empeorar con el avance de la simulación.

**Tabla 7.2.1 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la validación de los resultados del dominio D2 a partir de los radiosondeos europeos para el día 10 de octubre de 2000.**

Temperatura (°C)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	1.73	3.82	4.54	1.40	3.41	4.31	0.08	0.20	0.25	-0.72	-3.39	-4.31
1200/5000	1.22	2.30	2.25	1.03	1.78	1.88	0.32	0.75	0.54	-0.86	-1.10	-1.64
<1200	0.92	1.21	1.36	0.77	0.92	1.05	0.03	0.03	0.05	-0.30	0.33	-0.70
Velocidad del viento (m/s)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	4.87	3.55	6.20	3.66	2.73	5.38	1.43	1.15	0.96	2.71	-2.02	2.38
1200/5000	1.56	4.12	3.34	1.27	3.33	2.70	1.05	1.13	1.01	-0.62	0.23	-0.39
<1200	2.89	8.85	4.85	2.28	7.21	4.11	1.12	1.13	1.06	-2.09	-5.91	-1.30
Dirección del viento (°)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	16.43	14.18	10.11	11.20	8.76	8.00	1.43	1.21	0.94	-1.31	5.01	-1.27
1200/5000	14.67	21.78	19.55	11.78	15.12	15.76	1.12	1.09	1.18	9.19	6.43	9.83
<1200	34.75	19.00	36.20	29.07	16.40	32.93	1.88	0.95	1.17	11.25	4.50	17.21

Para la velocidad del viento el modelo presenta una tendencia a subestimar la velocidad del viento en la ABL con errores absolutos de hasta 7 m/s. Los vientos simulados en las capas bajas son excesivamente débiles, especialmente durante el mediodía, sin embargo, la dirección presenta una buena relación con las observaciones. El MAE de la dirección del viento no supera los 33° en toda la troposfera, y los mayores problemas se presentan en la ABL. El modelo tiende a simular direcciones a la derecha de las observaciones. Para esta situación los estadísticos indican que el modelo no ha sido capaz de reproducir los flujos intensos superficiales durante toda la simulación en las estaciones de los radiosondeos, aunque si captura satisfactoriamente la dirección..

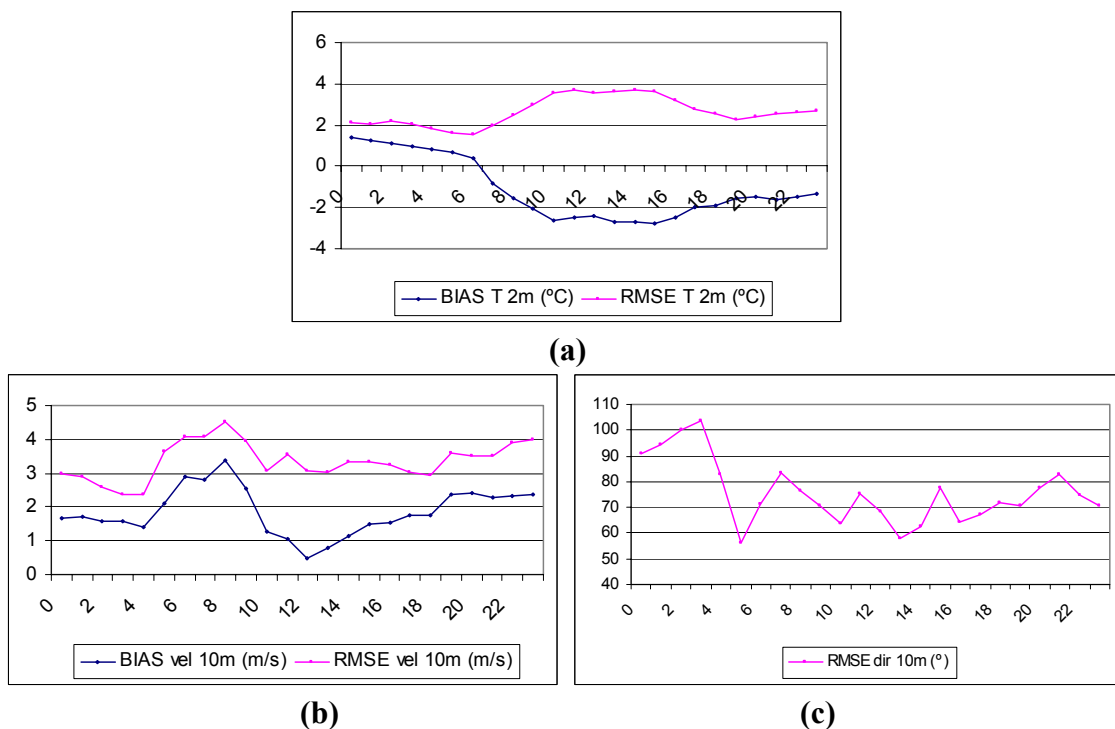
#### 7.2.7.2 Dominio D4: Área geográfica de Catalunya

##### a) Temperatura y viento en superficie

La **Figura 7.2.17** presenta la evolución horaria del RMSE y BIAS para la temperatura,

velocidad y dirección del viento en superficie. Las temperaturas simuladas durante las primeras horas indican un comportamiento cálido del modelo. Con la evolución diurna por el contrario, el modelo no es capaz de calentar las masas de aire superficiales y presenta temperaturas inferiores a las medidas. El RMSE no supera los 4°C durante todo el día. El modelo mantiene unos resultados fríos también durante la noche.

La velocidad del viento a 10 m en el AGC se sobrestima durante toda la simulación. El RMSE máximo es de 4.5 m/s, y se mantiene alrededor de 3 m/s durante todo el día. Los errores mayores se producen entre las 4 y 10 UTC coincidiendo con la penetración del flujo del NW por el valle del Ebro, sobrestimada en intensidad por el modelo. La dirección del viento mejora sustancialmente durante las primeras horas de simulación, coincidiendo también con el flujo del NW. Esto indica que el modelo captura la entrada de las masas de aire del NW, aunque presenten velocidades menores. Los errores en la dirección se mantienen alrededor de 70° durante el resto del día.



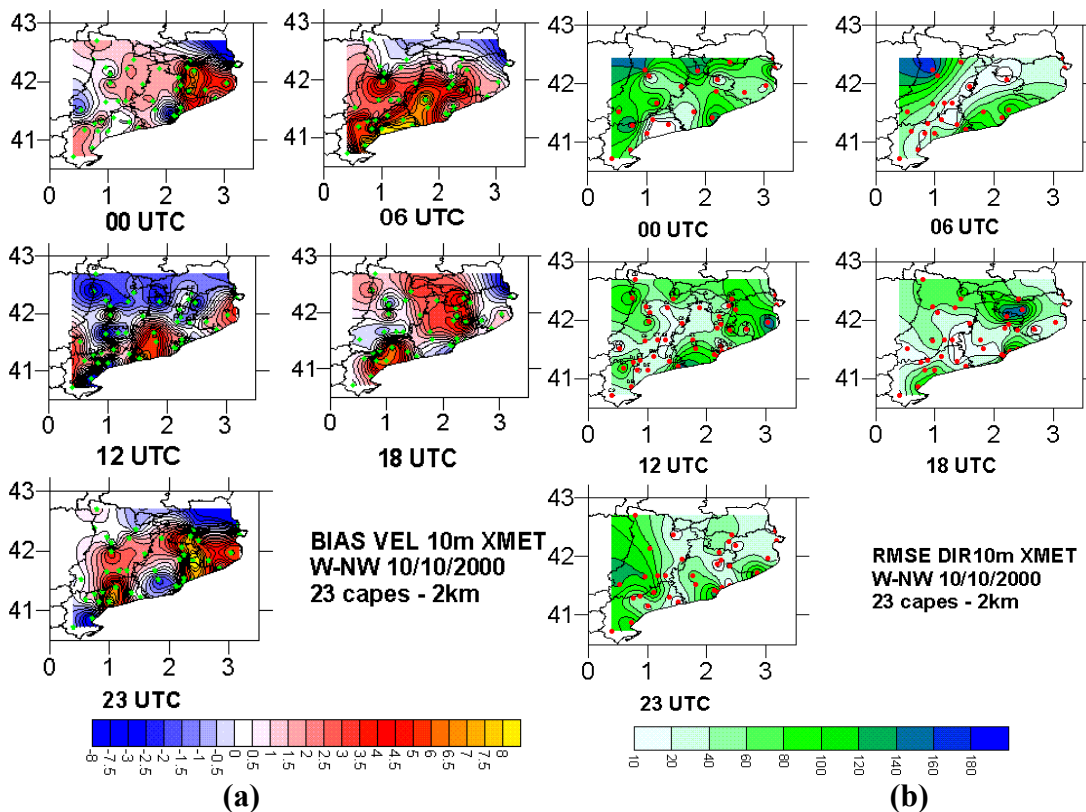
**Figura 7.2.17 Evolución del BIAS y RMSE para (a) temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m, y (c) dirección horizontal del viento a 10 m para el 10 de octubre de 2000.**

La **Figura 7.2.18** presenta la distribución espacial del BIAS para la velocidad y dirección del viento a 10 m para poder analizar la distribución espacial del error.

El modelo sobrestima durante la madrugada los vientos en la región nordeste del dominio, mientras que en el interior presenta un comportamiento aceptable. A las 6 UTC, el modelo simula unos vientos demasiado intensos en la mayor parte del dominio, excepto en el nordeste. Al mediodía los flujos de la mitad norte se quedan cortos y en el litoral se sobrestiman. El debilitamiento que presentan las estaciones a las 18 UTC se consigue reproducir correctamente en el litoral norte y en la Depresión Central, mientras que la zona central y costa sur presenta vientos excesivamente intensos. Al finalizar el

día se mantiene la tendencia a simular flujos demasiado intensos.

La dirección del viento presenta buenos estadísticos en el interior de Catalunya y durante las horas centrales del día. La dificultad del modelo en simular flujos débiles se traduce en unos errores en la velocidad que pueden ser importantes. El comportamiento a las 12 UTC y 18 UTC es correcto a excepción de estaciones puntuales. Para esta situación el IOA de la velocidad del viento a 10 m presenta un valor de 0.66, que se puede considerar aceptable.



**Figura 7.2.18 (a) BIAS de la velocidad y (b) RMSE de la dirección del viento a 10 m interpolado entre estaciones para el dominio de Catalunya a las 0, 6, 12, 18 y 23 UTC del 10 de octubre de 2000 (Las estaciones utilizadas se marcan con un punto verde para la velocidad y en rojo para la dirección).**

### *b) Radiosondeo de Barcelona*

La **Tabla 7.2.2** presenta el resumen de los estadísticos para la validación del dominio D4 con el radiosondeo de Barcelona. La estructura térmica de la troposfera se reproduce con satisfacción, con una ligera tendencia a simular una atmósfera más cálida durante la primera mitad del día. Los errores más elevados se observan en la troposfera baja durante la noche, con un MAE de 3.27°C. Se puede considerar que el modelo presenta un buen comportamiento para la temperatura en Barcelona con un MAE por debajo de 2°C en la mayoría de los casos.

Los resultados para la velocidad del viento muestran un mantenimiento de la tendencia observada en superficie. El comportamiento general del modelo es a sobrestimar los

vientos en la troposfera baja y alta, mientras presenta intensidades ligeramente inferiores en la troposfera media. A las 00 UTC, sin embargo, el comportamiento es a la inversa. Los errores más importantes se producen a las 12 UTC. La magnitud es similar para las tres capas, con estadísticos peores en la capa alta.

**Tabla 7.2.2 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la verificación de los resultados del dominio D4 a partir del radiosondeo de Barcelona para el día 10 de octubre de 2000.**

Temperatura (°C)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	0.77	1.51	2.23	0.57	1.33	1.93	0.02	0.05	0.09	0.18	1.33	-0.76
1200/5000	0.78	1.95	1.48	0.61	1.59	1.28	0.11	0.60	0.81	-0.49	1.33	0.63
<1200	0.62	1.39	3.29	0.49	1.32	3.27	0.03	0.10	0.22	0.04	0.94	-3.27
Velocidad del viento (m/s)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	3.14	5.76	4.89	2.68	4.80	4.29	1.01	0.88	0.91	-0.94	1.44	1.89
1200/5000	3.34	4.17	2.43	2.87	3.40	2.24	0.79	1.08	1.05	2.43	-0.94	-1.39
<1200	3.10	3.66	3.22	2.52	3.42	2.81	1.30	0.68	0.72	-1.95	2.42	0.60
Dirección del viento (°)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	10.68	15.67	7.02	7.96	13.26	5.83	0.91	0.80	0.94	-6.29	-8.04	-3.08
1200/5000	18.87	10.37	8.51	14.58	7.31	7.35	1.13	1.00	0.92	14.58	0.54	-5.64
<1200	12.29	140.19	33.30	9.01	127.39	31.92	1.00	0.88	1.25	0.45	124.71	31.92

Los estadísticos de la dirección del viento muestran un buen comportamiento del modelo durante las horas nocturnas en todas las capas del modelo con un MAE por debajo de 15°. Solo a las 12 UTC en la ABL el modelo presenta dificultades importantes para reproducir con satisfacción la dirección del viento, con unos errores muy elevados. En la ABL el modelo tiende a presentar unas direcciones a la derecha de las observaciones. Comparando estos resultados con los del dominio D2 se observa como la dirección ha sido capturada con satisfacción en el interior y sur de la Península, pero presenta mayores dificultades con la compleja orografía de la región del dominio D4.

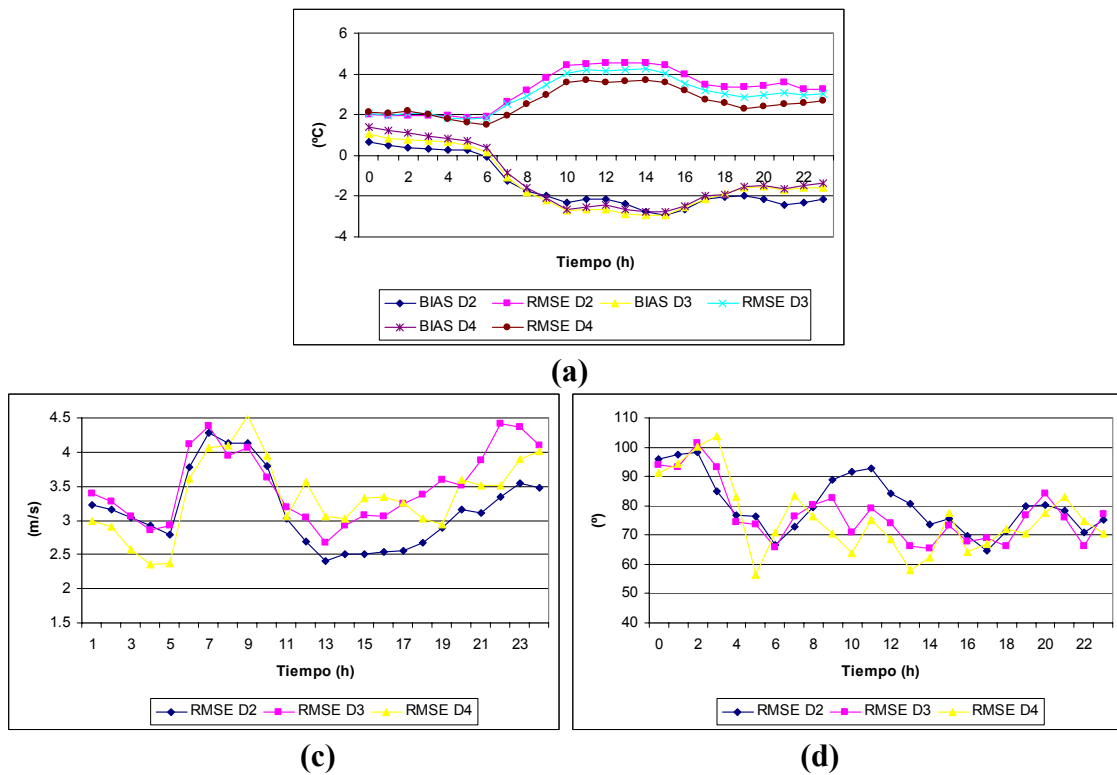
### 7.2.7.3 Comparación entre las distintas resoluciones: D2-D3-D4

Se ha calculado el RMSE y el BIAS de la temperatura y los vientos superficiales para las tres resoluciones de los dominios internos a partir de las estaciones XMET. La **Figura 7.2.19** presenta la evolución horaria de los mismos.

La temperatura mejora sensiblemente con el aumento de la resolución a lo largo de toda la simulación. Los resultados a 2 km presentan errores inferiores en casi 1°C respecto a la simulación del dominio D2. La tendencia a mejorar la temperatura con la resolución queda clara para esta situación en lo que refiere a la temperatura.

La velocidad del viento muestra un comportamiento más variable. Durante las primeras horas del día se observa una mejora importante de los resultados del dominio D4, pero a partir de las 10 UTC la simulación a 24 km es la que consigue modelar con mayor exactitud la intensidad del viento. Para las tres simulaciones el BIAS es positivo. Esto se podría explicar debido al hecho que se trata de una situación dominada por la circulación sinóptica con el paso de un frente frío.

Sin embargo, en la dirección del viento queda clara la mejora al trabajar con una orografía más bien definida, especialmente durante las horas centrales del día. Los problemas durante las horas nocturnas se mantienen similares para las tres simulaciones, con dificultad de reproducir los vientos débiles observados.



**Figura 7.2.19** Evolución del BIAS y RMSE para (a) temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m, y (d) dirección horizontal del viento a 10 m para el 10 de octubre de 2000.



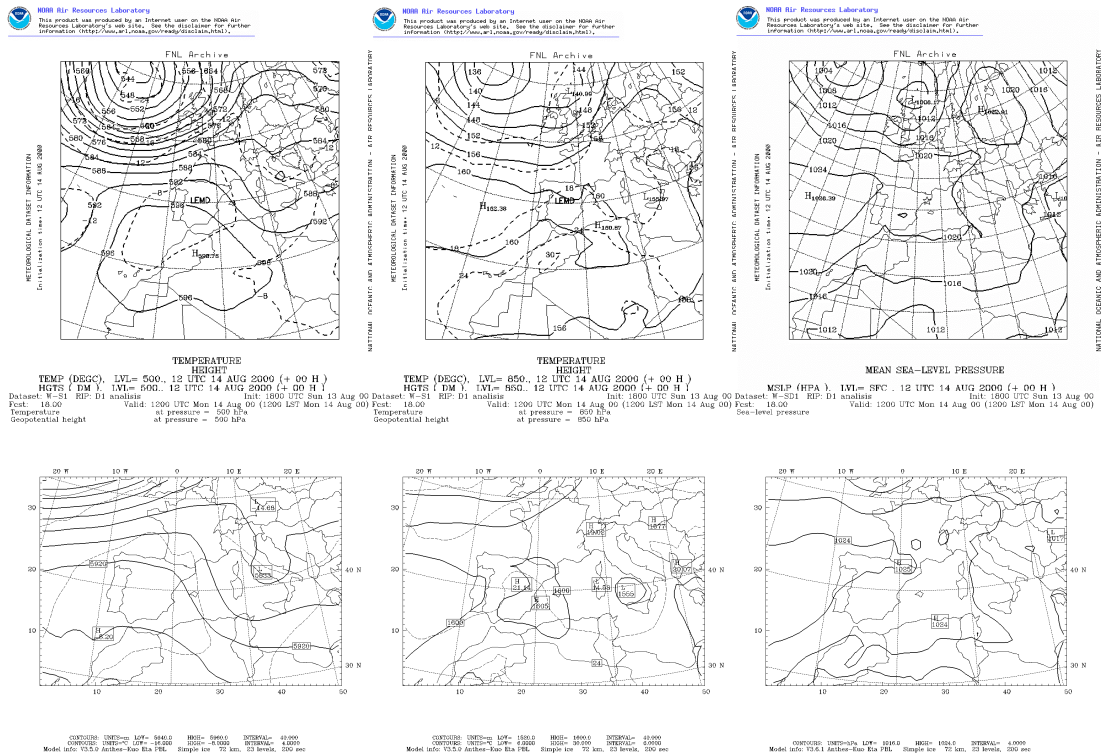
### 7.3 Situación W-wR: 14 de agosto de 2000

El día 14 de agosto de 2000 corresponde a una situación muy característica del período estival en la Península Ibérica. Se puede clasificar como un pantano barométrico según Martín-Vide (1984, 1991) y Clavero et al. (1996), aunque estrictamente, presenta una definición zonal en niveles medios significativa. En estas situaciones son de esperar el desarrollo de fenómenos mesoscalares. Estos son brisas marinas en las zonas costeras, con terrales durante la noche. En zonas de montaña, el bajo forzamiento sinóptico permite el desarrollo de vientos de montaña y de valle. Si el calentamiento superficial durante el día es suficientemente intenso se puede llegar a desarrollar la baja térmica ibérica (BTI) en el interior de la Península, muy característica de la región.

Como se ha comentado en el **Capítulo 6**, para esta simulación se ha configurado el modelo con 29 niveles verticales sigma. Los resultados de esta simulación se han publicado en Jorba et al. (2004a) y Pérez et al. (2004).

#### 7.3.1 Situación sinóptica: análisis y validación del dominio europeo

Los análisis del día muestran como a 500 hPa las altas presiones se han establecido sobre el noroeste del continente africano. Una depresión atlántica circula por latitudes muy septentrionales, y sobre la Península domina una circulación zonal débil que vira a NW sobre el litoral de levante.



**Figura 7.3.1 Análisis a 500, 850 y superficie a las 12 UTC del día 14 de agosto de 2000 (arriba) y resultados correspondientes del dominio D1 (abajo).**

En superficie la dorsal anticiclónica de 1020 hPa ha penetrado hasta el Mediterráneo occidental induciendo un bajo gradiente bórico en toda la región. En los análisis no se

observa el desarrollo de la BTI, lo que indica que no se ha desarrollado con demasiada intensidad. Sin embargo, con la simulación de mayor resolución es probable que se pueda observar su desarrollo. El radiosondeo de Barcelona para este día (**Anexo 2**) muestra como en altitud los flujos son de componente NW a las 00 y 12 UTC, y en superficie dominan vientos débiles indicativo del bajo forzamiento sinóptico en estos niveles.

Los resultados del dominio D1 presentan un buen ajuste con los análisis del día. Debido al bajo gradiente bórico de la situación y a la extensión del dominio simulado se observan ligeras diferencias en la presión en superficie, mientras que en altitud el geopotencial presenta una buena concordancia. La circulación zonal en altitud queda bien capturada, con el viraje a NW en el levante peninsular.

La evolución de la temperatura presenta un comportamiento similar al descrito por los análisis. A las 12 UTC se aprecia como el modelo presenta una atmósfera ligeramente más fría en parte del norte peninsular.

Teniendo en cuenta el débil forzamiento sinóptico de la situación se puede considerar que la evolución de la situación queda bien capturada por los resultados del modelo del dominio D1.

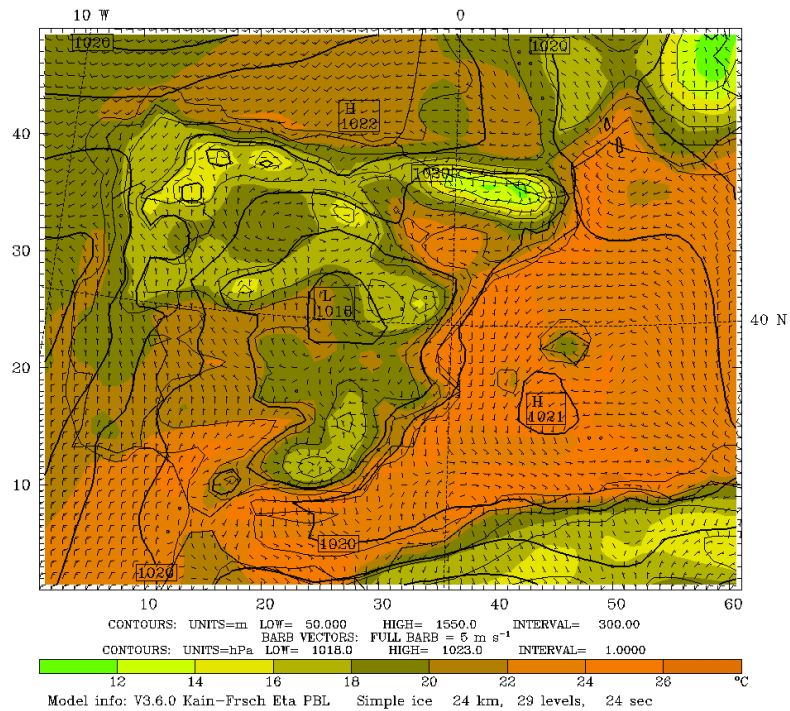
### **7.3.2 Campo de presión y temperatura de la Península Ibérica**

La **Figura 7.3.2** presenta la evolución de la presión en superficie reducida a nivel del mar, y de la temperatura del aire en la primera capa del modelo para el dominio D2. El bajo gradiente bórico dominante en toda la región es la característica general. Por la madrugada se observa la influencia de la dorsal anticiclónica sobre el oeste peninsular y el litoral norte. En el interior, sin embargo, domina una extensa zona de bajas presiones relativas asociada al remanente de la BTI desarrollada durante el día anterior. Como extensión de la dorsal anticiclónica y compensación de la BTI, sobre el Mediterráneo occidental se establece una zona de altas presiones. A medida que avanza la noche las altas presiones se van imponiendo sobre la Península. Con la salida del sol y el calentamiento superficial del suelo se vuelve a intensificar la zona de bajas presiones, con el desarrollo de la BTI en el sur de la Península, y núcleos cerrados de bajas presiones en el interior asociados a la misma. El máximo desarrollo de la BTI se observa entre las 17 y 18 UTC. El interior de la Península presenta un gradiente bórico casi nulo, en el litoral cantábrico es de hasta 5 hPa, y más moderado en el litoral de levante. A 850 hPa se observa el reflejo de la BTI con zonas de divergencia del flujo (no se muestra), y por encima ya no se observa.

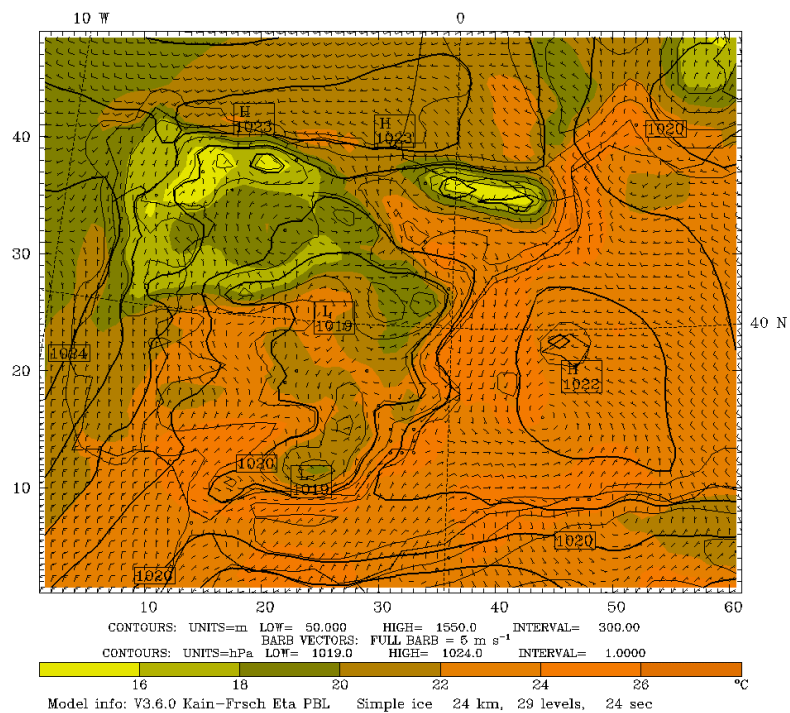
La estructura de la baja térmica ha sido estudiada por Millán et al. (1992), Salvador et al. (1997) y Salvador (1999) mediante modelización numérica, describiendo una estructura y evolución similar a la presentada. Salvador et al. (1997) remarca que la BTI presenta a menudo una estructura conformada por varias celdas de baja presión cerradas distribuidas por el interior de la Península siguiendo en parte la orografía de la región.

## Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: D2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 10.00 Valid: 0400 UTC Mon 14 Aug 00 (0500 LST Mon 14 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL



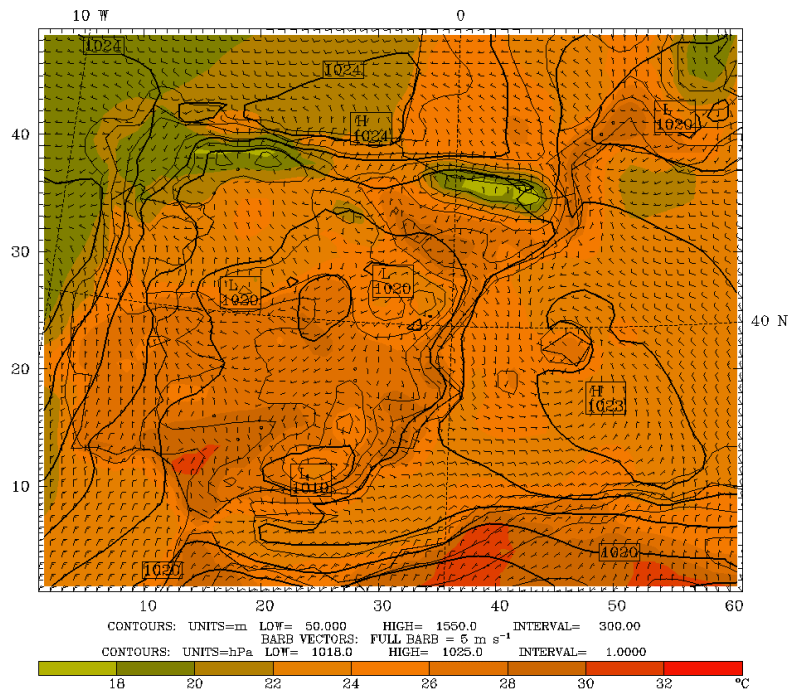
Dataset: D2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Mon 14 Aug 00 (0900 LST Mon 14 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL



**Figura 7.3.2 Evolución del campo de presión reducida a nivel del mar, temperatura y velocidad del viento en la primera capa del modelo a las 4, 8, 12, 16, 20 y 24 UTC del día 14 de agosto de 2000 (Resultados del dominio D2; evolución horaria en el Anexo 1).**

Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: D2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Mon 14 Aug 00 (1300 LST Mon 14 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL



Dataset: D2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Mon 14 Aug 00 (1700 LST Mon 14 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL

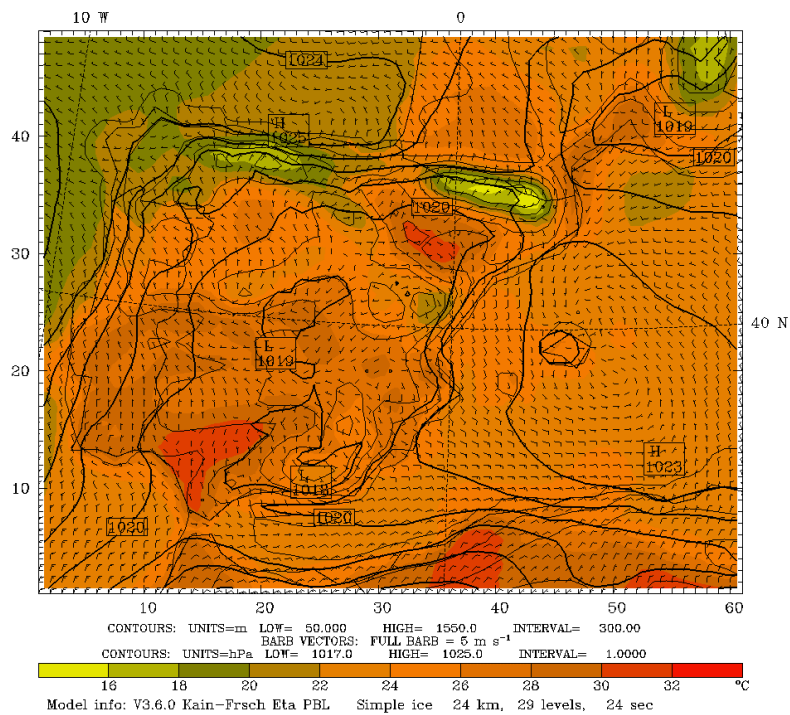
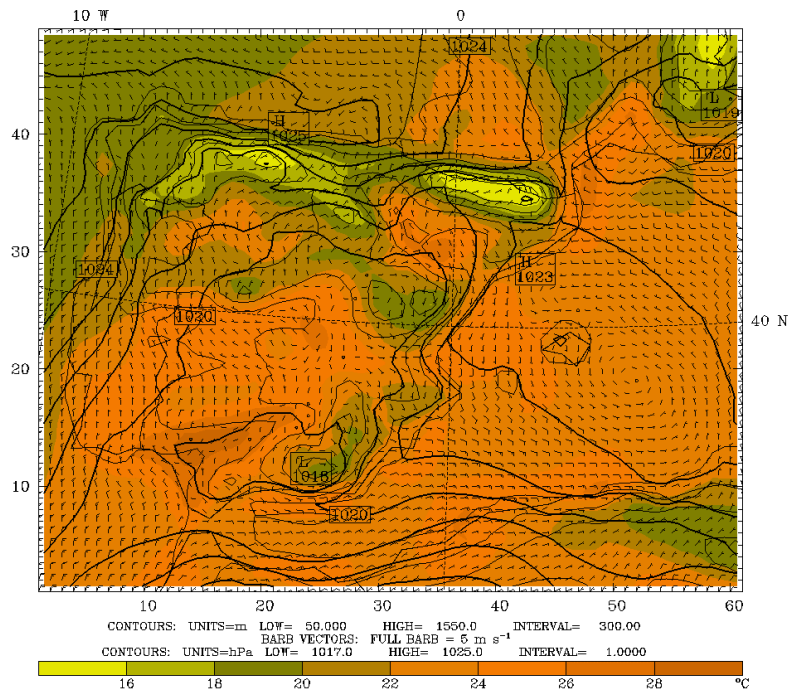


Figura 7.3.2 Cont.

## Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: D2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Mon 14 Aug 00 (2100 LST Mon 14 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL



Dataset: D2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Tue 15 Aug 00 (0100 LST Tue 15 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL

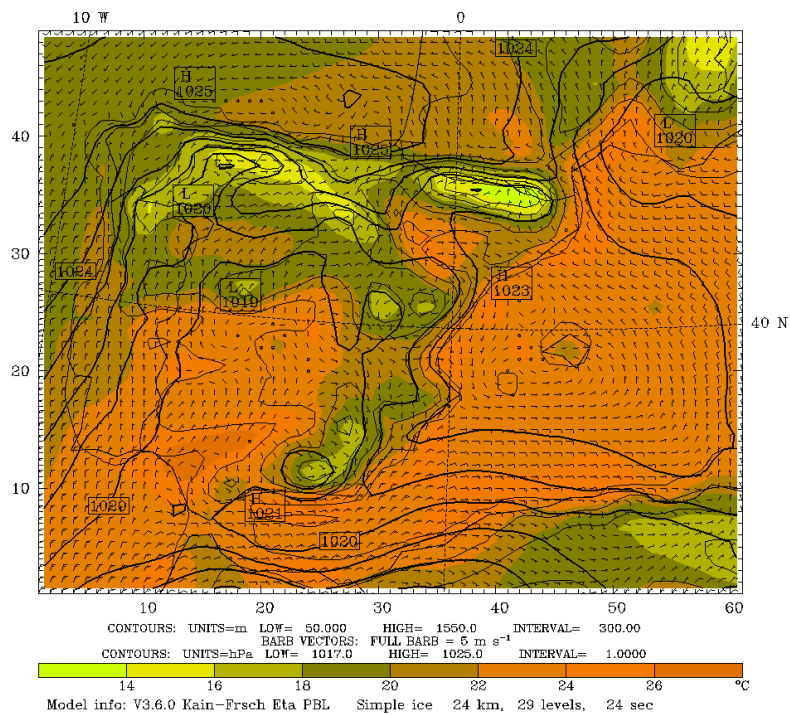


Figura 7.3.2 Cont.

La evolución del campo de temperaturas muestra como los dos focos de calentamiento más importantes de la Península Ibérica son el valle del Guadalquivir y el valle del Ebro

debido a sus características de usos del suelo, propiedades geofísicas del suelo, y orografía. El valle del Guadalquivir se considera el motor del desarrollo de la BTI, mientras que el calentamiento en el valle del Ebro se ha asociado con el desarrollo de una mesobaja similar a la BTI pero de menor extensión (Tudurí et al., 2003).

Durante la noche las temperaturas más frías se presentan en los grandes sistemas orográficos de la mitad norte peninsular. Con el avance del día el calentamiento superficial se deja notar significativamente en toda la Península, con los focos más intensos en el valle del Guadalquivir y el valle del Ebro como se ha comentado. Los Pirineos y las cordilleras Cantábricas se mantienen como las zonas más frías durante las horas centrales del día. Al finalizar la simulación, las temperaturas se han quedado ligeramente más cálidas en todo el suroeste peninsular, mientras que en las regiones septentrionales se observan niveles similares. La influencia de las masas templadas del aire atlántico afectando al noroeste peninsular se deja notar con las temperaturas de la zona, donde se observan los niveles más estables de la región. Las aguas cálidas del Mediterráneo presentan una elevada influencia en las temperaturas del litoral mediterráneo. La costa de levante presenta las temperaturas elevadas durante todo el día.

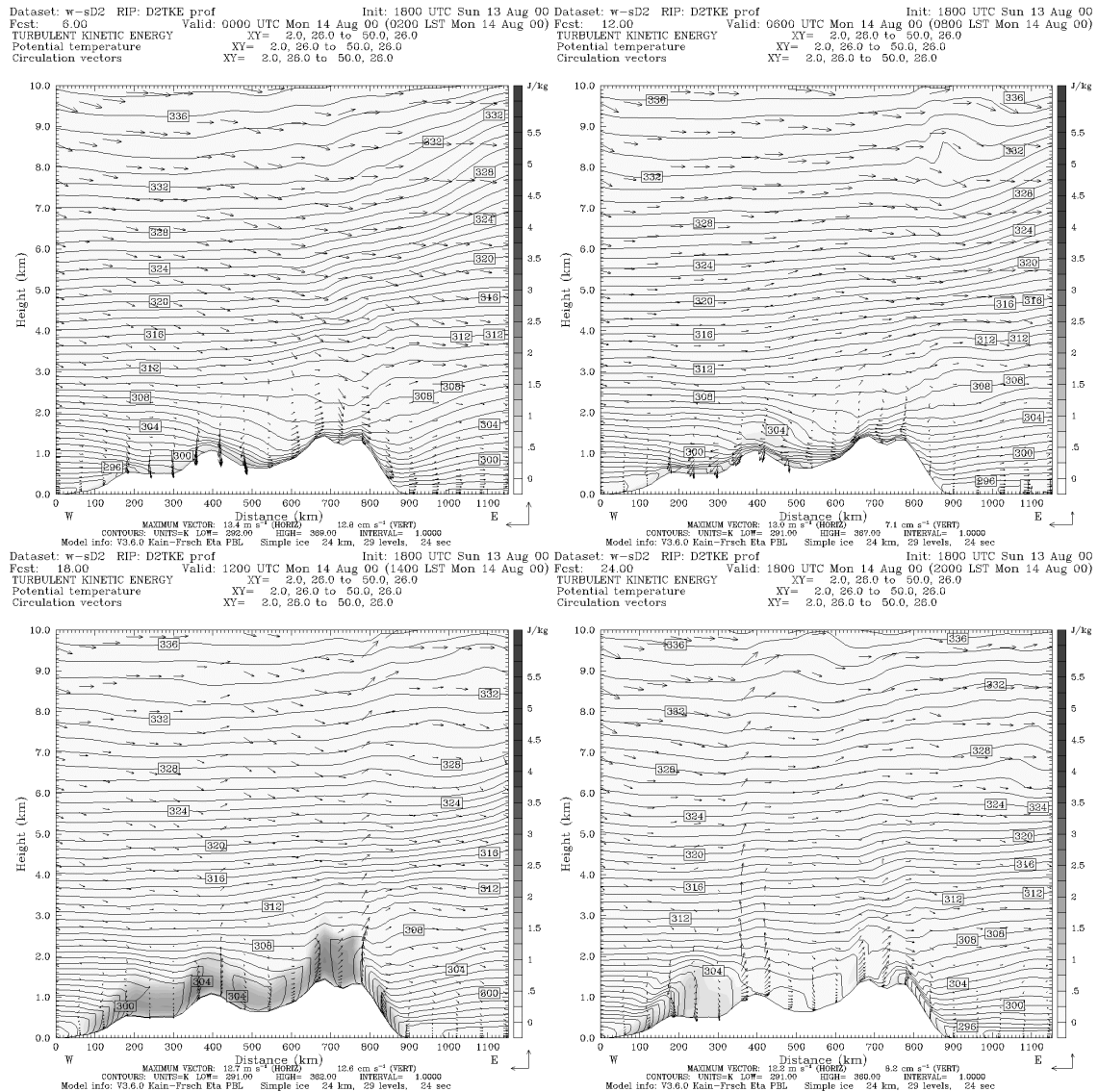
### 7.3.3 Estructura vertical de la atmósfera

Se ha realizado un corte vertical de oeste a este para analizar la estructura vertical de la atmósfera (**Figura 7.3.3**), donde se representa la temperatura potencial, el campo de vientos y la TKE. A las 00 UTC las líneas isentrópicas muestran en niveles bajos una fuerte estratificación estable en el interior de la Península, más importante en la mitad este. La entrada de masas atlánticas más cálidas por el litoral de poniente influye en el menor grado de estabilización de esta zona. A las 6 UTC se comienza a desarrollar la ML por el interior de la Península, mientras aún se mantiene la capa estable en las montañas de poniente del Sistema Ibérico. La entrada de la brisa por el litoral de levante se observa a partir de las 9 UTC, y induce el desarrollo de una TIBL de poco espesor. A las 12 UTC la ML ya se ha desarrollado completamente y se observan convecciones térmicas en las cimas de las montañas y inyecciones de masas de aire por forzamientos orográficos.

A partir de las 16 UTC se empiezan a debilitar las convecciones térmicas y se va estabilizando la atmósfera con un descenso de la ML. A las 19 UTC se observa el desarrollo de la capa estable en superficie por el interior de la Meseta sur, y por encima se extiende la capa residual con las características de la ML diurna pero más debilitada.

El día se caracteriza por un período nocturno con una fuerte estratificación estable en el interior, y durante las horas centrales del día una inestabilización de las masas de aire asociado al desarrollo de la ML. Ésta puede alcanzar hasta 1500-2000 m de espesor en las cimas de las montañas debido a la coalescencia de las circulaciones térmicas desarrolladas desde las llanuras y laderas de la montaña. El litoral presenta un menor desarrollo por el efecto de la brisa y la subsidencia compensatoria de la baja térmica que limita su desarrollo, siguiendo a Millán et al. (1992). En la interfase mar-tierra se desarrolla una TIBL, de mayor espesor en el litoral atlántico que en el mediterráneo.

Para esta situación dominan el desarrollo de circulaciones de origen térmico, y se producen inyecciones verticales de masas de aire por forzamientos orográficos (convección mecánica) y por ascensos de masas de aire cálidas (convección térmica). Por encima de 3000 m s.n.m. los flujos sinópticos del W dominan la situación. La situación está también caracterizada por una subsidencia generalizada por las altas presiones de la zona.



**Figura 7.3.3** Corte vertical del campo de vientos (vectores), la temperatura potencial (líneas de contorno) y la energía cinética turbulenta (escala de grises) a las 00, 06, 12 y 18 UTC del 14 de agosto de 2000 (La localización del corte se indica en la Figura 7.1a en color negro).

### 7.3.4 Campo de vientos

#### 7.3.4.1 Península Ibérica

La **Figura 7.3.2** presenta la evolución del campo de vientos superficial. Las circulaciones de origen térmico dominan en gran parte de la Península para este día.

Solo el litoral oeste peninsular presenta flujos que están regidos por la influencia de la dorsal anticiclónica, con vientos de componente N en la mayor parte de Portugal y componente S en Galicia.

El régimen nocturno se caracteriza por el desarrollo de vientos de montaña y vientos catabáticos en el interior y el desarrollo de terrales en algunas zonas costeras del litoral norte. Aunque la resolución del dominio D2 no permite observar el desarrollo de vientos de montaña estrictamente, sí que describe el comportamiento general en los sistemas orográficos. Así, si se observan vientos desde las cumbres hasta las llanuras. Para esta simulación es de esperar que los resultados con mayor resolución simulen vientos de montaña en estas regiones.

Los principales sistemas orográficos presentan vientos de montaña y en el interior de la Península, el remanente de la BTI induce circulaciones débiles. Se observan tres drenajes importantes. Por el valle del Ebro se desarrolla un drenaje nocturno en la mitad norte. Éste se ve obstaculizado en Aragón por los vientos de Catalunya y la penetración desde el mediterráneo de masas cálidas inducidas por la circulación anticiclónica que domina en el mar. Esto produce que se canalice entre los Macizos del Sistema Ibérico hacia la meseta sur. También por el norte, en el golfo de León drenan los flujos que se canalizan entre los Pirineos y el Macizo Central, desarrollándose una Tramontana débil en el nordeste de Catalunya. Este flujo se acelera por efecto Venturi (p.e., Whitemann, 2000) al canalizarse entre los dos macizos, y vira a componente norte por efecto Coriolis sobre el mar. Por último destacar el drenaje por el valle del Guadalquivir hacia el golfo de Cádiz de intensidad débil. Los vientos de montaña del Sistema Bético y de Sierra morena se unen al drenaje nocturno.

Por encima de unos 400 m s.n.t. solo se refleja la circulación anticiclónica mediterránea, el remanente de la BTI sobre la Meseta sur y las convergencias de flujos a sotavento de los Pirineos. En el resto de la Península dominan débiles flujos del NW. Hasta casi 5000 m s.n.m. las velocidades de los flujos son inferiores a 5 m/s.

El régimen diurno se caracteriza por el establecimiento de brisas de mar en el litoral y desarrollo de vientos de valle y anabáticos en los sistemas orográficos. Se empiezan a desarrollar entre las 7 y 8 UTC con un debilitamiento de los flujos virando al régimen diurno. A partir de las 8 UTC se empiezan a establecer débilmente las brisas en el norte del litoral de levante para ir ganando intensidad y extendiéndose hacia el sur. A las 10 UTC la brisa está bien desarrollada de componente SSE por la mitad norte del litoral de levante, E por el litoral sur mediterráneo, y NWN por el litoral norte. Al mismo tiempo se desarrollan los vientos de montaña diurnos. En la costa atlántica continúan dominando los flujos inducidos por la circulación sinóptica de la dorsal anticiclónica. En la Isla de Mallorca se observa como se desarrollan brisas por las costas sur, este y nordeste convergiendo en el interior de la misma e induciendo inyecciones verticales, como describen Ramis y Romero (1995).

El desarrollo de la BTI inducido por una parte por el calentamiento superficial y por otra por la convergencia de flujos en el interior de la Península, según Millán et al. (1992) y Salvador et al. (1997), produce circulaciones débiles en el interior.

El flujo marítimo continua penetrando por el interior del valle del Ebro reforzado por las circulaciones térmicas diurnas, al mismo tiempo que se observa como por el norte se



canalizan flujos de NW. A las 15 UTC las brisas y vientos de montaña presentan su máxima intensidad.

A lo largo de la costa de levante se producen fuertes inyecciones en altitud debido a forzamientos orográficos combinados con circulaciones térmicas. Éstas se observan a partir del mediodía. La brisa penetra por el litoral y se refuerza con los vientos anabáticos de las cordilleras litorales. En las cimas de las montañas se producen fuertes inyecciones por la convergencia de este flujo con los vientos de la ladera opuesta. Estas advecciones verticales pueden llevar asociadas el desarrollo de tormentas hacia la tarde. En la **Figura 7.3.3** se observa una de estas inyecciones a las 12 UTC en el litoral de levante.

Millán et al. (1992) describe el comportamiento de las brisas en el levante peninsular como una coalescencia de la circulación de brisa con otras circulaciones térmicas que puede llegar a originar una *macrobrisa* cuando la célula de brisa se une a la célula convectiva desarrollada en el centro peninsular.

Jorba et al. (2004a) describen varias inyecciones a lo largo de la costa del levante peninsular a partir de modelización numérica. Pone de manifiesto la frecuencia con que se producen estas inyecciones a lo largo del litoral de levante.

Durante este período se ha producido un debilitamiento de los flujos del norte debido a la expansión de las bajas presiones en el interior. En el valle del Guadalquivir han dominado los flujos de ladera, pero no se ha llegado a desarrollar una circulación hacia el interior como en el valle del Ebro.

A partir de las 19 UTC se debilitan los flujos y se produce el cambio a un régimen de vientos nocturnos. Se vuelven a desarrollar los drenajes nocturnos por los principales valles de los sistemas orográficos peninsulares. Los flujos en el interior se han debilitado, y la zona de Portugal sigue dominada por los flujos de componente N.

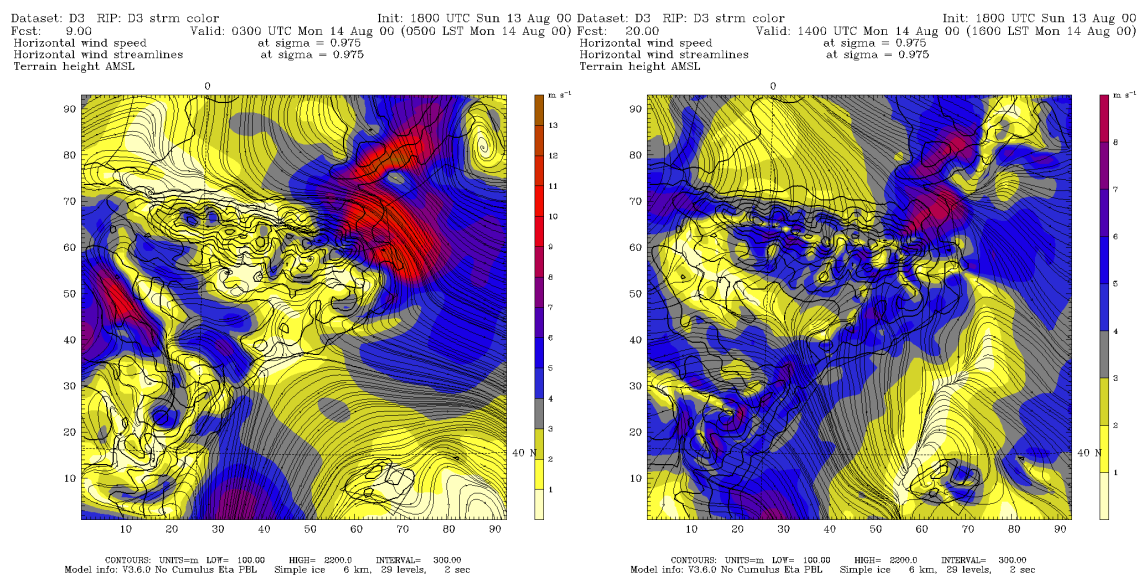
### **7.3.4.2 Área geográfica de Catalunya**

#### ***a) Descripción general***

El desarrollo de circulaciones de origen térmico caracteriza los vientos en superficie del AGC. La región presenta dos regímenes asociados a las circulaciones nocturnas y diurnas. Así, durante la noche se observan vientos de drenaje por los valles, y vientos catabáticos en las laderas de las montañas, y el litoral se caracteriza por vientos muy débiles de terral. Durante el día por otro lado, el desarrollo de las brisas de mar intensifica los flujos en el litoral. En el interior se observan vientos anabáticos y de valle. La penetración de la brisa va coalesciendo con las distintas circulaciones de origen térmico, estableciéndose un flujo de componente S generalizado en todo el AGC con un comportamiento de macrobrisa como el descrito por Millán et al. (1992).

La situación presenta una evolución de pulsación entre los dos regímenes. Asociada a esta evolución se observa el desarrollo de dos flujos de drenaje nocturno importantes en la región. Por un lado se desarrolla una circulación de componente NW por el valle del Ebro (Cierzo) durante las horas nocturnas. Y por otro lado, en el golfo de León drena el

flujo que se canaliza entre los Pirineos y el Macizo Central que vira a componente N por efecto Coriolis sobre el mar (Tramontana). La **Figura 7.3.4** presenta los dos flujos durante el régimen nocturnos, y como su influencia sobre el AGC se ve anulada durante el día. El flujo superficial estable que se dirige hacia la ladera norte de los Pirineos sufre un bloqueo al no poder superar el obstáculo y lo rodea. Gran parte del flujo vira hacia el este, mientras que la otra rodea al macizo por el oeste al encontrar menor resistencia. Entre las 00 y 8 UTC el Cierzo va drenando por el valle del Ebro con velocidades máximas en superficie de 5 m/s. No llega al mar debido al bloqueo que sufre con la canalización de masas de aire marítimo que suben por el valle del Ebro. Presenta un espesor de unos 220 m, con la velocidad máxima de 6 m/s observada a unos 100 m s.n.t. cerca de Zaragoza. A partir de las 9 UTC se debilita y se impone un régimen de vientos de ladera por los flancos del valle.



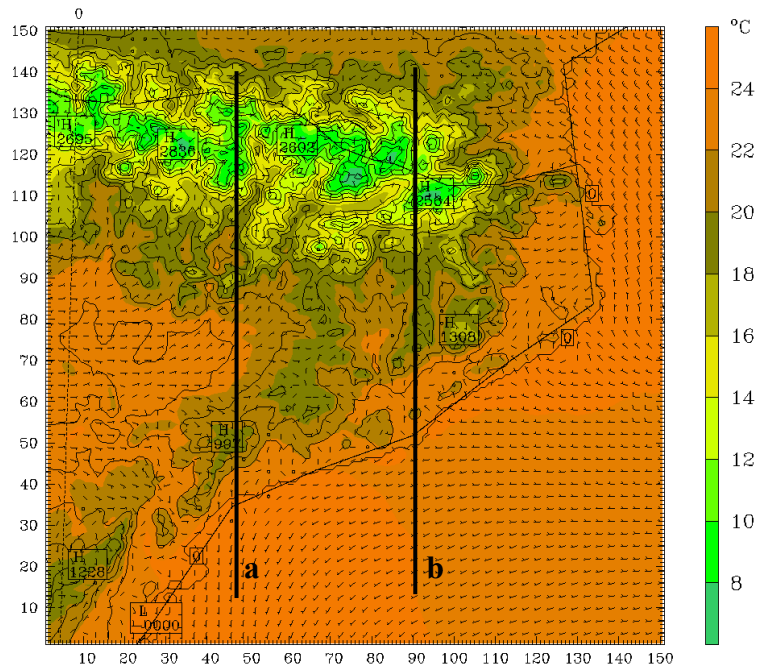
**Figura 7.3.4** Flujos a 182 m s.n.t. a las 3 y 14 UTC para el día 14 de agosto de 2000 (Resultados del dominio D3)

Por otro lado, el drenaje nocturno en la ladera norte de los Pirineos desemboca en el golfo de León. Este flujo se acelera entre los Pirineos y el Macizo Central por efecto Venturi, y presenta sus velocidades máximas sobre el mar. Presenta un espesor de hasta 1000 m sobre el mar, con las velocidades máximas a 400 m de 10 m/s. Esta circulación afecta al nordeste del AGC durante las horas nocturnas. Con el desarrollo de la brisa durante el día, este drenaje se va debilitando, hasta anularse en superficie a las 17 UTC por el establecimiento de las brisas en la costa de Narbonee. A partir de las 19 UTC los dos flujos de drenaje se vuelven a desarrollar.

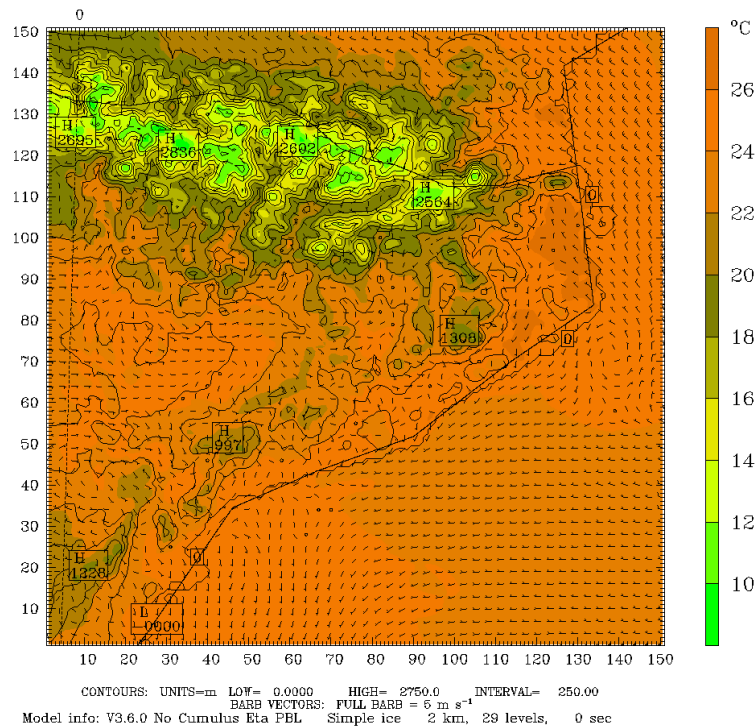
La **Figura 7.3.5** presenta la evolución del campo de vientos superficial del AGC. A continuación se describe en detalle las circulaciones en los distintos subdominios.

Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: w-sD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 10.00 Valid: 0400 UTC Mon 14 Aug 00 (0600 LST Mon 14 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL



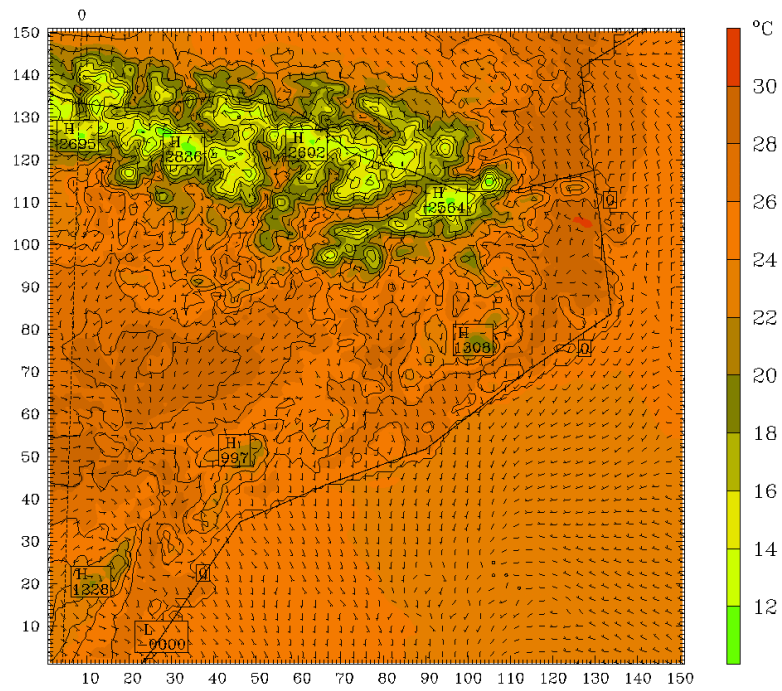
Model info: V3.6.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 29 levels, 0 sec  
 Dataset: w-sD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Mon 14 Aug 00 (1000 LST Mon 14 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL



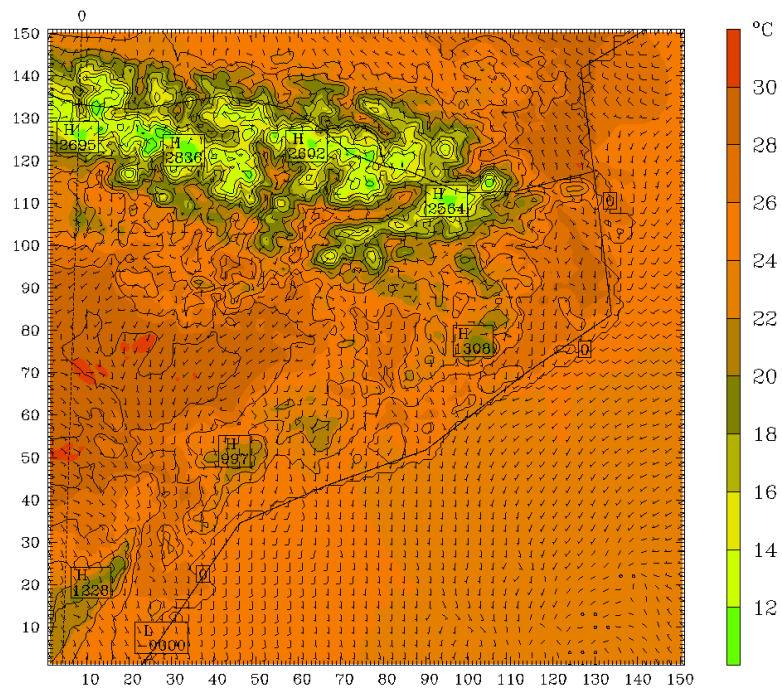
**Figura 7.3.5** Campo de vientos superficial y temperatura del aire en el primer nivel del modelo a las 4, 8, 12, 16, 20 y 24 UTC para el día 14 de agosto de 2000 [Evolución horaria en el Anexo 1; en línea negra localización de los corte verticales a y b de la Figura 7.3.14].

Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: w-sD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Mon 14 Aug 00 (1400 LST Mon 14 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL



Model info: V3.6.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 29 levels, 0 sec  
 CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Dataset: w-sD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Mon 14 Aug 00 (1800 LST Mon 14 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL

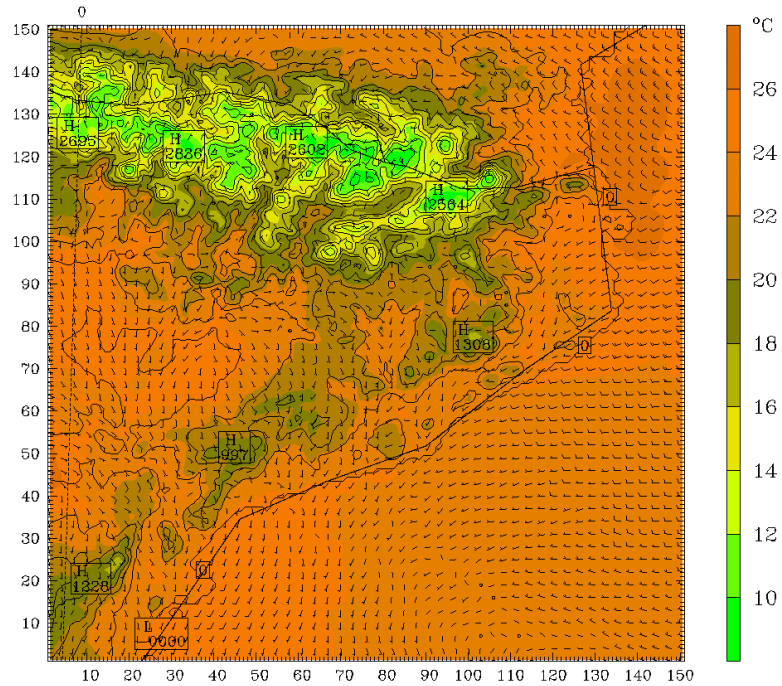


Model info: V3.6.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 29 levels, 0 sec  
 CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>

Figura 7.3.5 Cont.

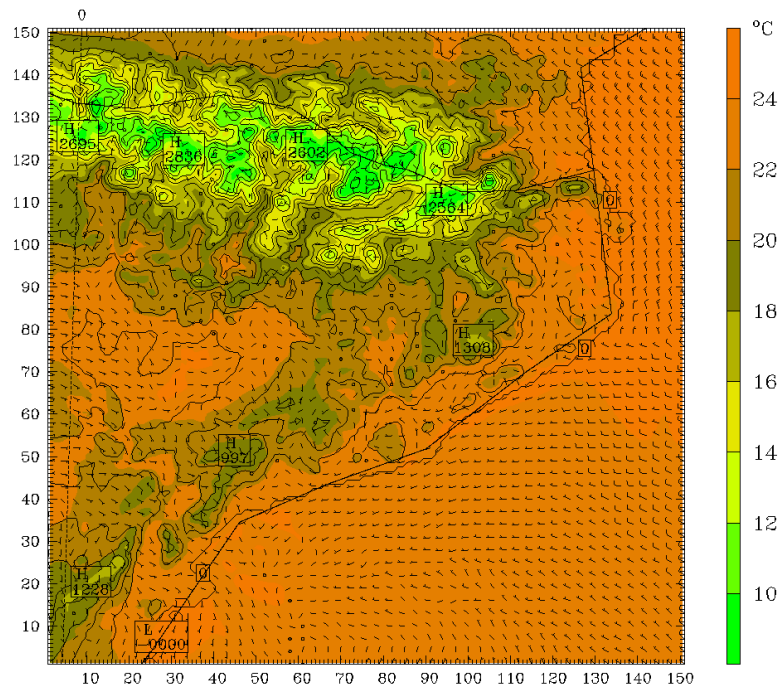
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: w-sD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Mon 14 Aug 00 (2300 LST Mon 14 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.6.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 29 levels, 0 sec

Dataset: w-sD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Tue 15 Aug 00 (0200 LST Tue 15 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL

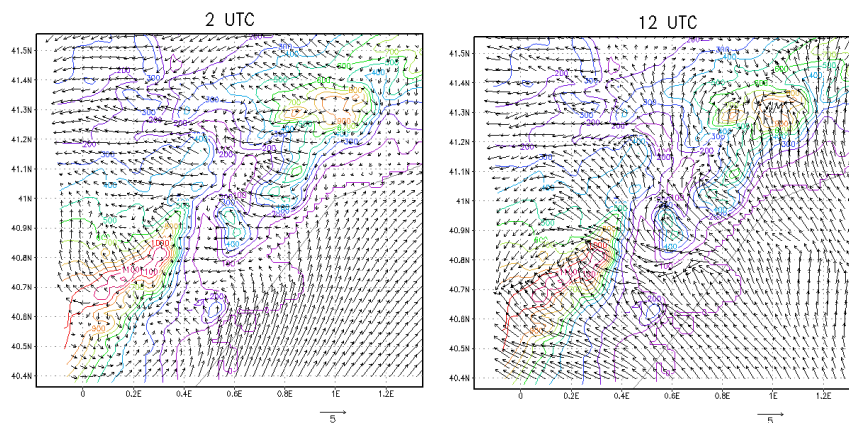


CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.6.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 29 levels, 0 sec

Figura 7.3.5 Cont.

**b) Tierras del Ebro**

Las circulaciones observadas durante la noche en esta región vienen determinadas en gran medida por la circulación de la mesoalta establecida en el Mediterráneo occidental. Ésta induce vientos débiles de SW sobre el litoral. Las laderas norte de las cordilleras prelitorales presentan vientos catabáticos reforzados por el flujo de componente S que penetra por encima, mientras que las laderas sur están dominadas por los vientos marinos. El debilitamiento de la circulación anticiclónica sobre el mar con el avance de la madrugada provoca un encalmamiento en los flujos del interior. Debido a la estabilidad del flujo se observan diversos blocajes producidos por las cordilleras prelitorales, y como los vientos viran a la izquierda tomando componente NE. Els Ports de Beseit se caracterizan por el desarrollo de drenajes nocturnos desde lo alto de la montaña por los valles y laderas, al igual que el macizo de las Muntanyes de Prades. Se observan varias canalizaciones hacia el interior entre las montañas del sistema prelitoral. En el interior dominan vientos de componente este. La fuerte inversión térmica que se produce durante la noche limita el espesor de estas circulaciones a menos de 200 m sobre las zonas llanas. Por encima los vientos son muy débiles hasta casi 2000 m donde se detecta la circulación sinóptica de NW.



**Figura 7.3.6 Campo de vientos superficial para el subdominio de las Tierras del Ebro a las 2 y 12 UTC del día 14 de agosto de 2000.**

Los flujos se mantienen similares durante la noche hasta las 6 UTC, cuando se observa la llegada del Cierzo por el límite oeste del subdominio. Éste se ve bloqueado por los Ports de Beseit y vira a componente SW convergiendo con los flujos de componente S establecidos en la zona.

El desarrollo de la brisa por el litoral empieza a las 8 UTC, junto con los vientos de ladera en las montañas del sistema prelitoral. Ésta presenta componente SE en la mayor parte de la costa. El Delta presenta una convergencia durante las primeras horas de desarrollo de los frentes de brisa con componente SW y NE de las costas que lo conforman. Los pasos naturales de la cordillera prelitoral facilita la penetración de la brisa hacia el interior. La **Figura 7.3.6** ilustra con claridad las canalizaciones predominantes que se producen en esta región. En las montañas más elevadas, Ports de Beseit y Muntanyes de Prades, el frente de brisa tiene mayor dificultad para seguir penetrando, y se queda limitado durante algunas horas. A sotavento, los flujos quedan resguardados de la intensa brisa y se mantienen los vientos anabáticos. Finalmente, la brisa penetra por todo el dominio a las 15 UTC, coalesciendo con las distintas

circulaciones de componente S que se habían establecido en las horas previas. Los vientos más intensos se producen a las 18 UTC con velocidades de hasta 8 m/s.

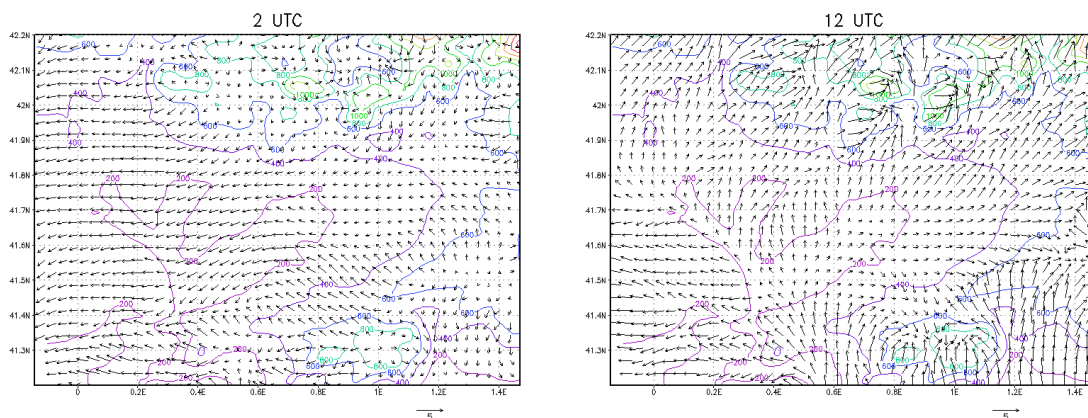
La brisa ha ido virando de componente SE a SW con el paso de las horas. A las 19 UTC ya ha perdido mucha intensidad, con un debilitamiento de los flujos en el interior del dominio. El régimen nocturno es similar al descrito para las primeras horas del día.

### *c) Depresión Central*

#### *i) Pla de Lleida*

El régimen nocturno se caracteriza por vientos débiles de componente ENE por la mitad septentrional y SE por los límites meridionales asociados a los vientos de ladera de las cordilleras que rodean la zona. La fuerte estratificación estable de las capas superficiales induce un encalmamiento de los flujos hasta 1500 m, por encima dominan los vientos sinópticos de NW débiles.

Durante el día, el desarrollo de vientos de ladera en las cordilleras que rodean el llano induce circulaciones de la planicie a las montañas. Con la penetración de la brisa por el sur, se va imponiendo un régimen generalizado de flujos de componente S por toda la zona. Ésta se canaliza preferentemente por los pasos naturales de la cordillera prelitoral y por el valle del Ebro. El régimen diurno empieza a debilitarse a partir de las 19 UTC, cuando en las laderas de las montañas septentrionales empiezan a desarrollarse vientos catabáticos. El comportamiento de los flujos en esta región viene inducido por el desarrollo de vientos de ladera en las primeras cordilleras de los pre-Pirineos y en las cordilleras prelitorales y por la penetración de la brisa de mar por el litoral.



**Figura 7.3.7 Campo de vientos superficial para el subdominio de las Tierras del Ebro a las 2 y 12 UTC del día 14 de agosto de 2000.**

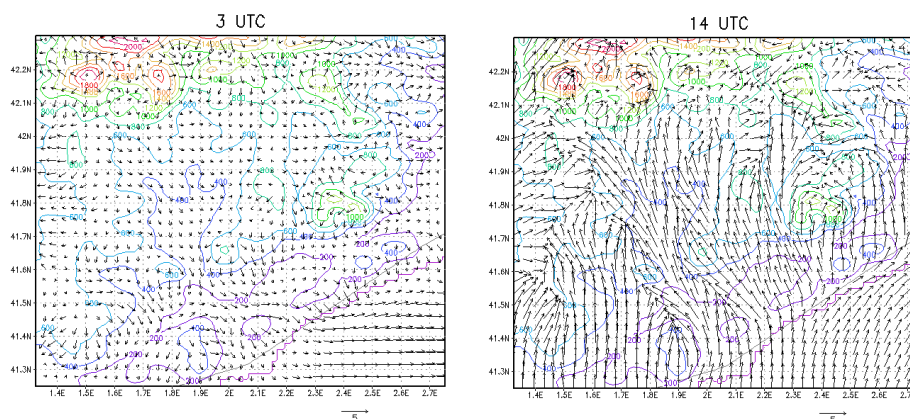
#### *ii) Pla de Bages y Plana de Vic*

Los flujos en el interior de Catalunya presentan una intensidad muy débil por la noche. Especialmente en la Plana de Vic, donde este debilitamiento se extiende hasta 700 m s.n.t. en altitud. Desde el Pirineo se observan algunos drenajes débiles hacia las dos planicies. Los vientos en el interior de Pla de Bages son muy débiles con componente

del N, y van canalizándose siguiendo el curso del río Llobregat hacia el litoral. La salida de Pla de Bages se observa una intensificación del flujo por efecto Venturi del drenaje nocturno al pasar por el estrechamiento de la orografía. Los vientos catabáticos en la ladera sur del sistema prelitoral son más significativos.

La Plana de Vic presenta vientos débiles en el interior de componente W. Estos se canalizan hacia el este siguiendo el curso del río Ter. También, por el sur de la Plana se observa el desarrollo de un flujo de drenaje por el Congost que conduce a la Depresión prelitoral. Los vientos catabáticos van drenando hacia esta canalización.

Esta región es la que presenta un encalmamiento más significativo como se ha comentado. El efecto de sombra orográfica de los Pirineos produce el debilitamiento hasta 2000 m s.n.m. La Plana de Vic presenta un comportamiento particular. Por encima de 700 m s.n.t. dominan flujos de componente E asociados a la canalización por el norte de los Pirineos (Tramontana), que vira a la derecha una vez superado el Macizo. En altitud este flujo penetra hasta la Plana. Debido a la orografía de la zona, la Plana queda resguardada de estos flujos y por eso presenta un encalmamiento importante.



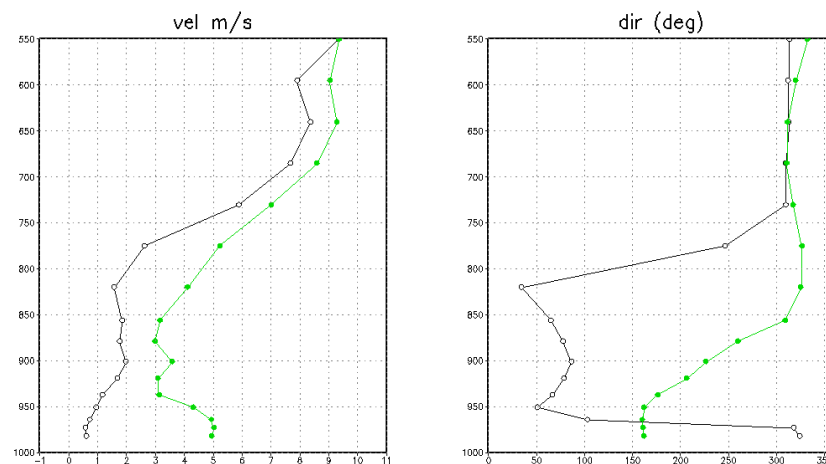
**Figura 7.3.8 Campo de vientos superficial para el subdominio de Pla de Bages y Plana de Vic a las 3 y 14 UTC del día 14 de agosto de 2000.**

El régimen nocturno se mantiene hasta las 7 UTC. El desarrollo de los vientos anabáticos en la cordillera prelitoral y en las cordilleras que rodean las planicies son el indicativo del establecimiento del régimen diurno. Antes de la penetración de la brisa por la región se observa como los flujos en superficie presentan ya componente S dirigiéndose hacia las primeras montañas del Prepirineo. La orografía particular de cada planicie induce circulaciones concretas. Así, en el Pla de Bages los flujos se canalizan siguiendo los tres valles principales que conducen al Prepirineo. Entre las 10 y las 11 UTC se produce la llegada de la brisa a las planicies canalizándose por los congostos orientados hacia el sur. El establecimiento de este régimen facilita el transporte de masas de aire desde el litoral hacia el interior de los planos siguiendo las canalizaciones naturales de la orografía. Cabe resaltar el hecho que el establecimiento de los flujos del S por toda la región facilitan la penetración de las masas de aire del litoral hasta los Prepirineos. Se puede hablar de la macrobrisa que afecta a todo el interior de Catalunya hasta los Pirineos.



A las 18 UTC se empiezan a debilitar los vientos en la zona de norte a sur. Cuando la brisa ha dejado de soplar, en el Pla de Bages aún se observan vientos de componente S. Las cordilleras norte son las primeras en presentar el desarrollo de vientos catabáticos. El debilitamiento se extiende por toda la zona. Estas calmas se reflejan hasta 1500 m s.n.m., donde los vientos no superan los 2 m/s.

La **Figura 7.3.9** presenta un perfil de la dirección y velocidad del viento a las 12 y 24 UTC en el centro de Pla de Bages. A las 2 UTC se observa como los vientos presentan velocidades muy débiles hasta unos 1500 m s.n.m., donde empiezan a dominar los vientos sinópticos de NW. Las circulaciones superficiales se presentan en un espesor de pocas decenas de metros y por encima se observan vientos de componente este relacionados con el viraje de la Tramontana en altitud. A las 12 UTC, los flujos superficiales presentan mayor intensidad, con una dirección del SE asociada a la penetración de la circulación de brisa. Por encima se produce una zona de transición con vientos más débiles que conducen a 1000 m al establecimiento de los flujos de NW. Queda claro como las circulaciones en superficie están completamente desacopladas del régimen sinóptico. Se observa una zona de transición en altitud de unos 800 m donde los flujos presentan velocidades débiles asociada a la convergencia de los vientos de NW con el flujo asociado a la Tramontana.



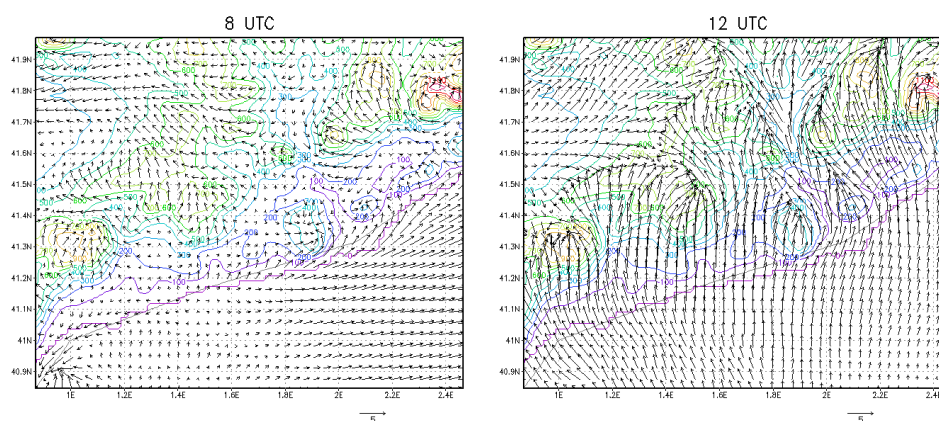
**Figura 7.3.9** Perfil de la velocidad (izquierda) y dirección (derecha) del viento para un punto localizado en el Pla de Bages a 41.95°N 2.25°E a las 2 UTC (línea negra) y 12 UTC (línea verde) del día 14 de agosto de 2000 [Escala vertical en presión (hPa)].

#### *d) Sistema litoral*

##### *i) Litoral sur y central*

El comportamiento de los flujos en el litoral sur y central es muy similar, con vientos en calma durante las horas nocturnas y el desarrollo de la brisa a partir de las 8 UTC. Las canalizaciones que se observan vienen condicionadas por la orografía particular de ambos litorales.

La entrada de la brisa se produce en primer lugar en el litoral central a las 8 UTC, y se establece un poco más tarde en el sur. Esto se atribuye al hecho que el litoral central se caracteriza por sus cordilleras cerca de la costa. En estas, el desarrollo de vientos catabáticos a las 8 UTC facilita el establecimiento de la brisa. En cambio, la costa sur presenta una orografía más llana hasta varias decenas de kilómetros hacia el interior, y el calentamiento superficial del aire tiene que ser mayor para inducir la circulación térmica. La **Figura 7.3.10** muestra este aspecto. También, el hecho que la circulación sobre las costas centrales esté establecida de componente SW, y en el sur presente un debilitamiento significativo puede contribuir al retraso en la penetración de la brisa. Notar como los vientos de montaña en el interior ya están bien establecidos, con lo que se facilita la penetración de la brisa.



**Figura 7.3.10** Campo de vientos superficial para el subdominio del litoral sur y central a las 8 y 12 UTC del día 14 de agosto de 2000.

La canalización más destacada es la que se dirige al Pla de Bages siguiendo el curso del río Llobregat. En el resto se observa como la brisa barre la región por igual. Resaltar que la mayor altitud de las cordilleras del sur obstruye el avance de la brisa en comparación con la región central.

Los forzamientos orográficos que experimenta el frente de brisa contribuyen a las inyecciones de masas de aire en esta región. Éstas se pueden ver acentuadas con la convergencia en las cimas de las montañas del frente de brisa y los vientos anabáticos de la ladera norte. Teniendo en cuenta la altura de las montañas de esta región, más de 1000 m en algunos casos, se pueden producir inyecciones en altitud muy significativas. Este aspecto se discute más extensamente al final del apartado.

La brisa se va debilitando con un viraje a SW en la costa. Con ello se empieza a establecer el régimen nocturno de vientos. Éste no presenta drenajes muy intensos, el encalmamiento domina la situación en las zonas planas, y los vientos catabáticos están bien establecidos en las montañas. Los vientos de terral son más destacables en el litoral central, debido a que se refuerzan por los vientos catabáticos de las cordilleras litorales. En la Depresión Prelitoral se producen algunas circulaciones hacia el noreste débiles.

*ii) Litoral norte*

Las circulaciones en el litoral norte están condicionadas por la conformación de las costas y el desarrollo del drenaje del golfo de León que afecta a la región. Esta zona

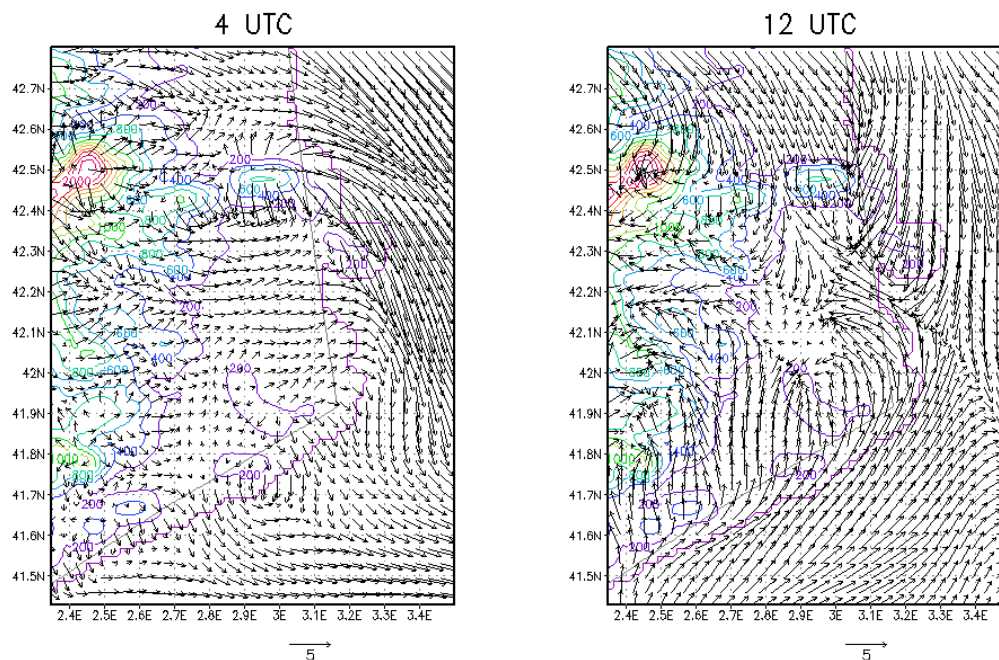
queda protegida de los flujos sinópticos del NW por los Pirineos, y en altitud domina la componente N asociada al flujo canalizado por el norte de los Pirineos que vira por efecto Coriolis. Éste se observa a partir de 900 m, ya que por debajo las cordilleras septentrionales de la región actúan como barrera.

Durante la noche los drenajes de los valles pirenaicos inducen flujos de componente W hacia las zonas llanas del norte. Las montañas presentan vientos catabáticos bien establecidos. El drenaje nocturno entre los Pirineos y el Macizo Central domina los vientos sobre el mar, y solo afecta a la región del Cap de Creus. Por último, destacar el establecimiento de terrales a lo largo de toda la costa en esta región

El desarrollo de la brisa en esta región empieza a las 8 UTC en la costa sur, y no se desarrolla hasta las 10 UTC en el litoral norte. Los vientos de componente N establecidos sobre el mar dificultan el desarrollo de la brisa. A medida que el calentamiento superficial se acentúa, se observa como los vientos N sobre el mar empiezan a virar para tomar componente E y penetrar hacia la planicie.

A las 12 UTC se observa como convergen tres frentes sobre la región norte. Por un lado la brisa de la costa este, por otra la brisa de la costa sur y por última el flujo del norte que se canaliza entre las cordilleras septentrionales de la región. Esto produce una zona de vientos encalmados en el centro, mientras que se observa como se canalizan hacia el interior vientos del E reforzados por los vientos anabáticos de las laderas.

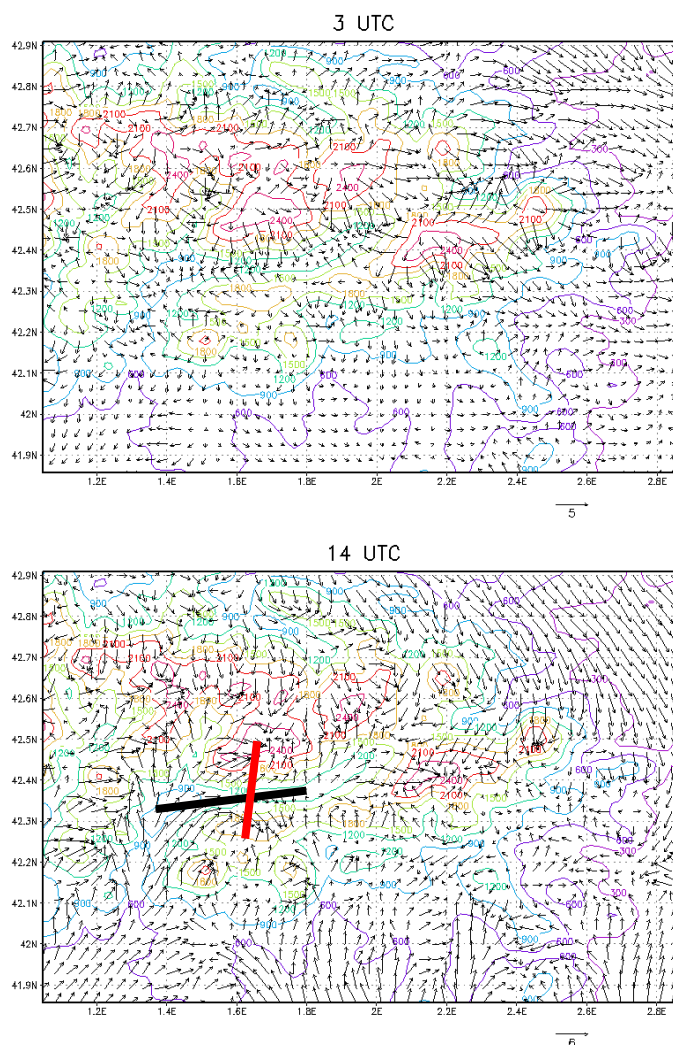
Los flujos de componente SW se van imponiendo con el avance del día por toda la región, y van desplazando al flujo de drenaje del norte de los Pirineos hasta anularlo. Sin embargo, a partir de las 19 UTC éste vuelve a desarrollarse, coincidiendo con el debilitamiento de las brisas.



**Figura 7.3.11 Campo de vientos superficial para el subdominio del litoral sur y central a las 8 y 12 UTC del día 14 de agosto de 2000.**

**e) Pirineos**

Las brisas de montaña caracterizan las circulaciones que se desarrollan en los Pirineos. Todo y su complejidad orográfica, en una situación de bajo forzamiento sinóptico, los vientos que se desarrollan presentan un comportamiento similar en todos los valles. Así, durante el régimen nocturno, se desarrollan vientos catabáticos por las laderas de las montañas, y vientos de montaña drenando el aire frío de los valles hacia las llanuras. Por el contrario, durante las horas centrales del día, los vientos catabáticos y de valle se imponen (**Figura 7.3.12**).



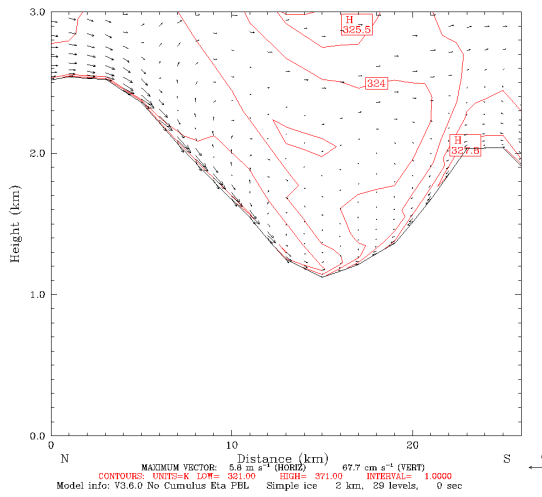
**Figura 7.3.12 Campo de vientos superficial a las 3 y 14 UTC del día 14 de agosto de 2000 de los Pirineos orientales (Localización de los cortes de la Figura 7.3.13 en el panel inferior).**

Durante la madrugada los valles pirenaicos presentan vientos muy débiles. Este encalmamiento se extiende hasta unos 1000 m s.n.t. en los valles más extensos por la protección de las montañas de hasta 3000 m que caracterizan la región. Estos vientos débiles superficiales corresponden a vientos de montaña que van drenando desde las regiones altas de los valles hacia las planicies del centro del AGC. Por las laderas de las

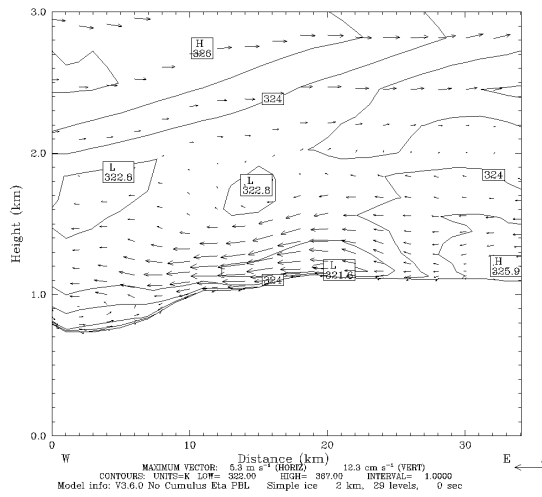
montañas, por otro lado, están bien establecidos los vientos catabáticos, que pueden presentar velocidades de hasta 5 m/s. Estos flujos drenan el aire frío del interior de los valles pirenaicos hacia las zonas de la Depresión Central.

La **Figura 7.3.13a,b** muestra un corte transversal y otro longitudinal en la Cerdanya para ilustrar la estructura de estos dos flujos nocturnos. Los vientos catabáticos se producen en una capa de unos 100 m de espesor en la ladera norte, mientras que en la sur presentan un espesor de poco más de 30 m y con intensidades menores. El enfriamiento superior de la ladera norte contribuye a un desarrollo de vientos catabáticos más intenso. Estos flujos convergen en el centro del valle, donde está establecido el drenaje de aire frío que desciende por el valle. Notar que en altura los flujos sinópticos presentan dirección opuesta a este drenaje. El espesor es de unos 500 m. En ambos flujos las velocidades no superan más de 5 m/s.

Dataset: w-rD4 RIP: D4TKE profPirineuOccidenta Init: 1600 UTC Sun 13 Aug 00 Dataset: w-rD4 RIP: D4TKE profPirineuOccidenta Init: 1600 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fest: 9.00 Valid: 0300 UTC Mon 14 Aug 00 (0500 LST Mon 14 Aug 00) Fest: 9.00 Valid: 0300 UTC Mon 14 Aug 00 (0500 LST Mon 14 Aug 00)  
 Equivalent potential temperature XY= 73.0,115.0 to 73.0,102.0 Equivalent potential temperature XY= 63.0,107.0 to 80.0,108.0  
 Circulation vectors XY= 73.0,115.0 to 73.0,102.0 Circulation vectors XY= 63.0,107.0 to 80.0,108.0

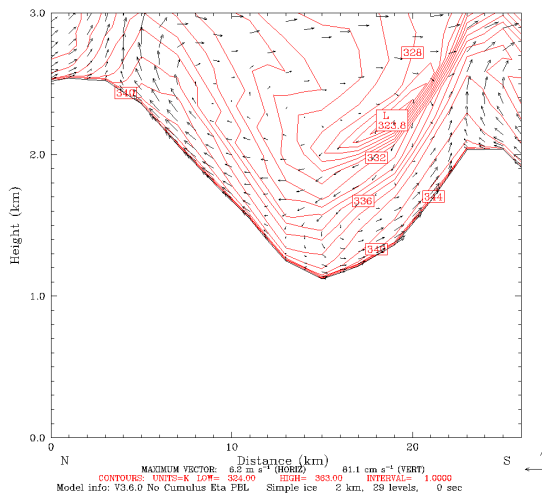


(a)

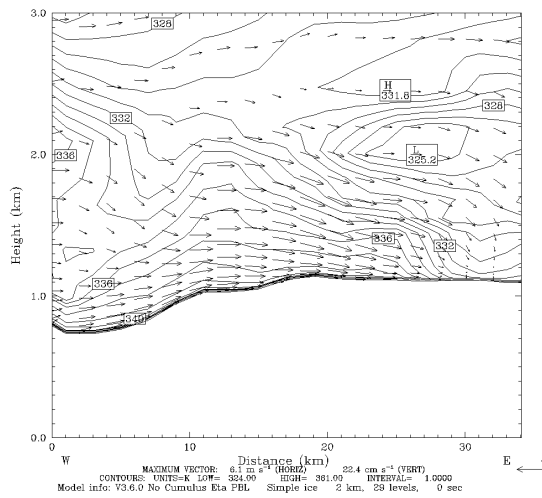


(b)

Dataset: w-rD4 RIP: D4TKE profPirineuOccidenta Init: 1600 UTC Sun 13 Aug 00 Dataset: w-rD4 RIP: D4TKE profPirineuOccidenta Init: 1600 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fest: 20.00 Valid: 1400 UTC Mon 14 Aug 00 (1600 LST Mon 14 Aug 00) Fest: 20.00 Valid: 1400 UTC Mon 14 Aug 00 (1600 LST Mon 14 Aug 00)  
 Equivalent potential temperature XY= 73.0,115.0 to 73.0,102.0 Equivalent potential temperature XY= 63.0,107.0 to 80.0,108.0  
 Circulation vectors XY= 73.0,115.0 to 73.0,102.0 Circulation vectors XY= 63.0,107.0 to 80.0,108.0



(c)



(d)

**Figura 7.3.13** Corte vertical de los vientos y la temperatura potencial a las 3 UTC (a, b) y 14 UTC (c, d) [La localización de los cortes se indica en la Figura 7.3.12 en color rojo para (a, c) y en color negro para (b, d)].

Desde las 3 UTC se observa un debilitamiento de los flujos en el interior de los valles, indicativo del inicio de cambio de régimen. Cuando el calentamiento superficial es suficiente se empiezan a desarrollar en primer termino los vientos anabáticos. A las 8 UTC se empiezan a desarrollar los primeros, los vientos de valle no se establecen hasta pasado unas horas.

La **Figura 7.3.13c,d** muestra la estructura de estos dos flujos. Los vientos anabáticos presentan un espesor superior a los correspondientes durante el régimen nocturno. La magnitud de estos vientos no supera los 6 m/s, y son más intensos en la ladera solana. Esto se debe al mayor calentamiento que recibe por su orientación respecto al sol. Esto puede producir circulaciones helicoidales dentro del valle (Whitemann, 2000). Otro aspecto relevante es la convergencia de los vientos anabáticos en las cimas de las montañas, que contribuyen al desarrollo de nubes conectivas.

Los vientos de valle se desarrollan cuando el régimen diurno de montaña ya está establecido. Presentan velocidades de 6 m/s y se pueden acoplar al régimen sinóptico si la orientación del valle es favorable, como es el caso.

Por último destacar que las circulaciones diurnas se establecen primero en los valles de la ladera sur de los Pirineos que en los de la ladera norte debido al calentamiento más temprano del suelo que experimentan en la cara sur del macizo.

#### ***f) Recirculaciones de masas de aire por el AGC***

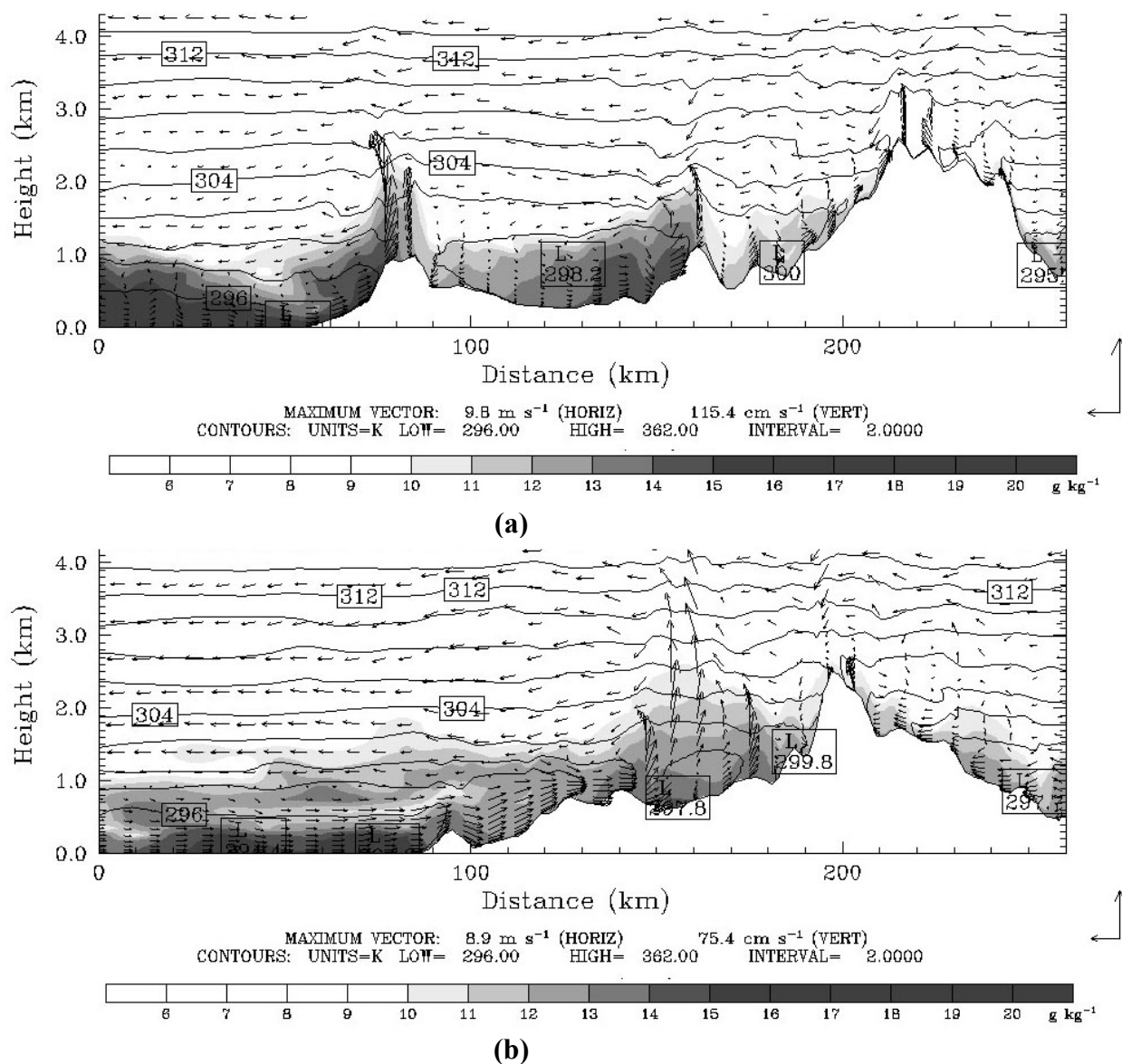
Las situaciones con débil forzamiento sinóptico en el AGC se caracterizan por presentar recirculaciones de masas de aire por el interior y sobre el Mediterráneo occidental. Como se ha visto, el desarrollo de circulaciones con un régimen cíclico permite que se produzcan estos movimientos de aire, durante el día las masas de aire se transportan hacia el interior, y por la noche pueden volver hacia la costa. Además, la complejidad del litoral, con cordilleras de hasta 1000 m, puede producir inyecciones verticales significativas.

El forzamiento orográfico que sufre la brisa en el sistema prelitoral produce la inyección de las masas de aire a altitudes de hasta 3000 m s.n.t. Por otro lado, el fuerte calentamiento superficial puede contribuir al desarrollo de celdas convectivas que pueden producir un transporte vertical de aire hasta niveles aún más elevados. Así, las inyecciones se pueden producir por convección mecánica o convección térmica.

Para ilustrar este proceso se han realizado dos cortes verticales N-S en el dominio D4 (**Figura 7.3.14**). En estos se observa la estructura de la brisa, con un frente de brisa de 600-800 m s.n.m. de altitud, con la base del retorno a 1000 m s.n.m. El corte **a** ejemplifica el mecanismo de convección mecánica. El frente de brisa se ve forzado a ascender por la ladera de la cordillera litoral, y se produce una fuerte inyección hasta 2800 m s.n.m. En el interior se observa otra inyección asociada a los vientos anabáticos que al converger en la cima de la montaña contribuyen a la fuerte convección. El corte **b** ilustra el proceso de convección térmica. El fuerte calentamiento superficial desarrolla fuertes corrientes ascendientes de aire cálido que pueden inyectar las masas transportadas por la brisa a altitudes superiores a los 4000 m s.n.m.

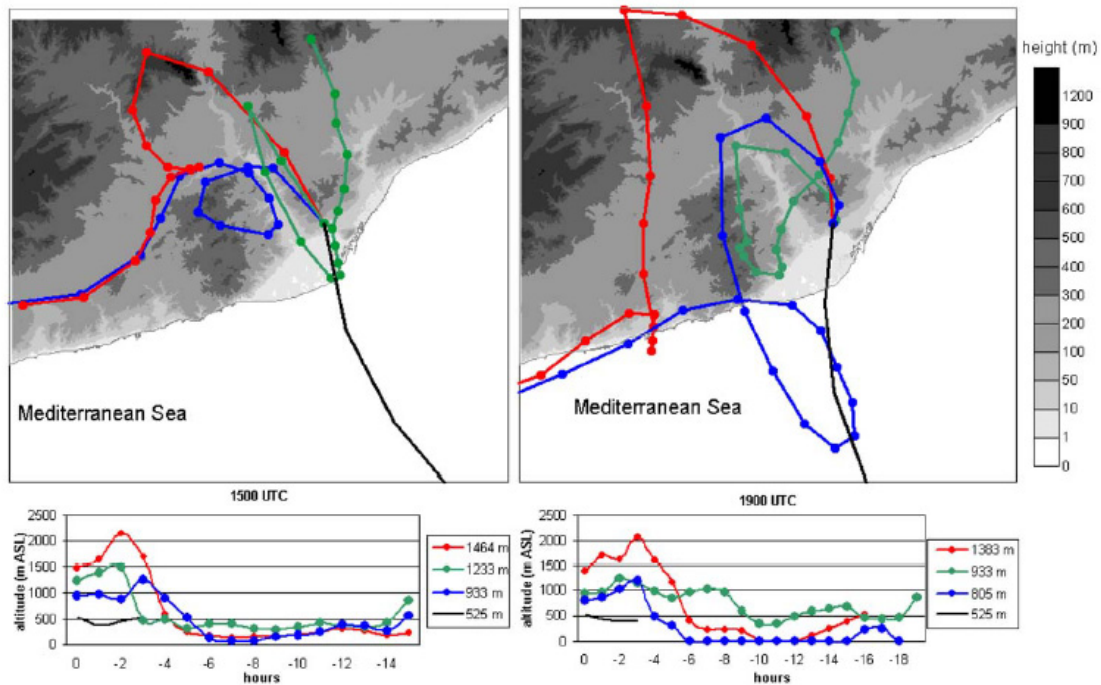
Una vez inyectadas en altitud, las masas se incorporan al flujo sinóptico dominante y son transportadas hacia el mar. Donde por la subsidencia compensatoria de la BTI pueden incorporarse a la celda de brisa otra vez.

Estos procesos recirculatorios de masas de aire han sido descritos por Millán et al. (1992) y Millán et al. (1997) con campañas de medidas experimentales en la Península Ibérica. Por otro lado, en la zona costera de Barcelona, justo en el centro del litoral central, se han descrito estructuras verticales de multicapas asociadas a estos procesos de formación a partir de medidas con LIDAR (Baldasano et al., 1994; Soriano y Baldasano, 1998; Soriano et al. 2001; Pérez et al. 2004).



**Figura 7.3.14** Corte vertical del campo de vientos, temperatura potencial y relación de mezcla para el día 14 de agosto de 2000 (a) a las 11 UTC (corte litoral sur-Pirineos) y (b) 16 UTC (corte litoral central-Pirineos) [La localización de los cortes se indican en la Figura 7.3.5].

Para el día 14 de agosto de 2000 se realizó un perfil LIDAR que muestra presencia de aerosoles en altitud asociados a las recirculaciones en el litoral del AGC (Pérez et al., 2004). Para ilustrar estas recirculaciones se calcularon trayectorias atmosféricas con destino en Barcelona a partir de los resultados del dominio D4 donde se observan las complejas recirculaciones que se acontecen en el litoral (**Figura 7.3.15**).



**Figura 7.3.15 Retro-trayectorias con destino en Barcelona calculadas a partir de los resultados del dominio D4 para el día 14 de agosto de 2000 (Pérez et al. 2004).**

Estas trayectorias muestran como las masas de aire pueden estar recirculando por una región de poca extensión durante varias horas siguiendo la celda de circulación de la brisa. El perfil de las trayectorias muestra las inyecciones que sufren las masas de aire debido a los mecanismos descritos, y como se producen incorporaciones de masas de aire en altitud en la circulación superficial. La celda de brisa se debe entender como una circulación en tres dimensiones compleja, que puede transportar las masas de zonas costeras o interiores del AGC hacia latitudes superiores, para el caso de estudio, y afectar a zonas situadas a varios kilómetros del origen.

### 7.3.5 Energía cinética turbulenta

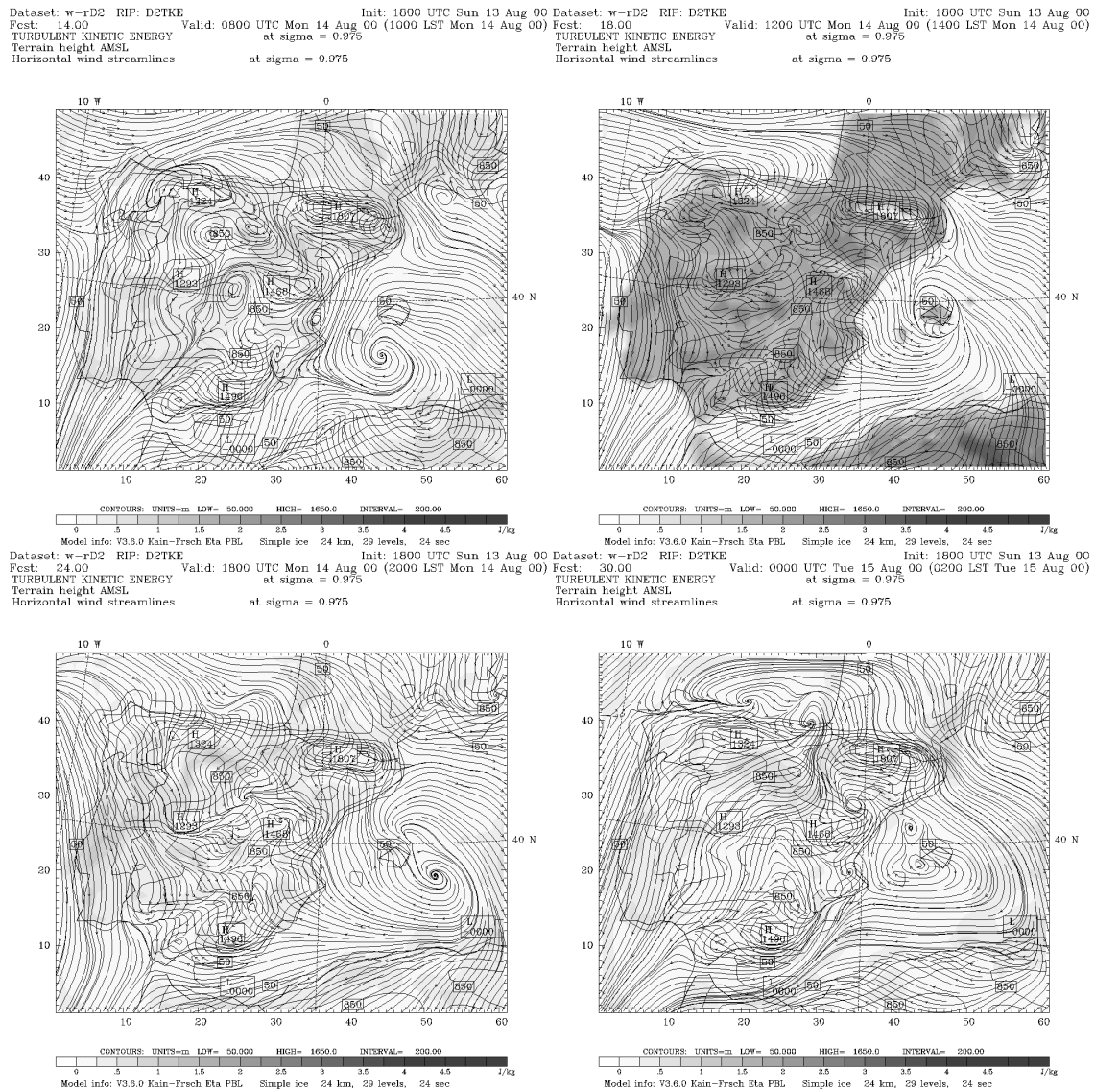
#### 7.3.5.1 Península Ibérica

La **Figura 7.3.3** presenta un corte vertical en la Península Ibérica donde se representa la TKE en escala de grises. Se observa como durante las horas nocturnas no se genera TKE en niveles significativos. La estratificación estable de la NBL inhibe la formación de turbulencia, sin embargo, la cizalla vertical de los flujos nocturnos genera niveles muy débiles de TKE de origen mecánico en algunas regiones interiores. No es hasta que se empieza a calentar el suelo con la salida del sol que las corrientes ascendientes de aire inestabilizan las capas superficiales atmosféricas e inducen la formación de



turbulencia. A las 8 UTC se empiezan a generar niveles de TKE significativos, presentando los máximos a las 13 UTC. La producción de TKE va asociada al desarrollo de la ML. Ésta presenta un mayor espesor en las montañas que en el llano. El origen térmico junto con la producción mecánica que se produce en los sistemas orográficos puede ser una explicación de los niveles más elevados que se observan en estas regiones.

Es importante resaltar los niveles más bajos de TKE observados en el litoral en comparación con el interior. El efecto de la brisa marina, un aire con características de estratificación estable en general tiende a limitar el desarrollo de la ML en el litoral, junto con la subsidencia compensatoria inducida por la BTI sobre el litoral peninsular, siguiendo a Millán et al. (1992). De hecho, en el litoral se desarrolla una TIBL que presenta un espesor mayor cuando más al interior nos desplazamos. Sicard et al. (2003) y Pérez et al. (2004) ponen de manifiesto el menor desarrollo de la ML en una región costera del litoral peninsular a partir de medidas LIDAR.



**Figura 7.3.16** Energía cinética turbulenta y líneas de corriente a las 8, 12, 16 y 24UTC del día 14 de agosto de 2000 en el quinto nivel del dominio D2 (aproximadamente 200 m).

A partir de las 14 UTC, después del máximo solar diario el calentamiento superficial empieza a disminuir. Esto reduce la formación de corrientes ascendentes de aire cálido responsables de la generación de TKE de origen térmico, con lo que la turbulencia empieza a decrecer. A las 18 UTC se observa como la ML presenta ya niveles muy inferiores de TKE, y con el desarrollo de la NBL se inhibe la formación de turbulencia de origen térmico, desaparece la ML y por encima de la NBL se puede llegar a observar la RL (no se muestra).

La **Figura 7.3.16** presenta la evolución de la TKE en el quinto nivel del modelo (correspondiente aproximadamente al tercer nivel con la configuración de 23 capas verticales, aproximadamente 200 m) para ver la distribución a lo largo de la Península de la formación de TKE. A partir de las 8 UTC se observa como ya se está generando TKE en el cuadrante suroeste de la Península. La TKE se empieza a generar en las zonas llanas en mayor grado.

A las 12 UTC, el desarrollo de la ML es importante en toda la Península. La producción de TKE de origen térmico inducido por el calentamiento del suelo está en sus niveles máximos del día. Solo en el noroeste peninsular se ve como el aire atlántico inhibe la formación de TKE. Esta zona se caracteriza por niveles no tan elevados como en el resto de la Península.

Con el enfriamiento superficial a partir de la tarde se empiezan a estabilizar los estratos superficiales de la troposfera. Esta estabilización contribuye a la inhibición de la turbulencia atmosférica, y los niveles de TKE se van reduciendo significativamente. La formación de TKE de origen térmico cesa. Durante la noche se pueden observar aún niveles de TKE débiles en el golfo de León atribuibles a la cizalla vertical del drenaje nocturno que afecta a esta región.

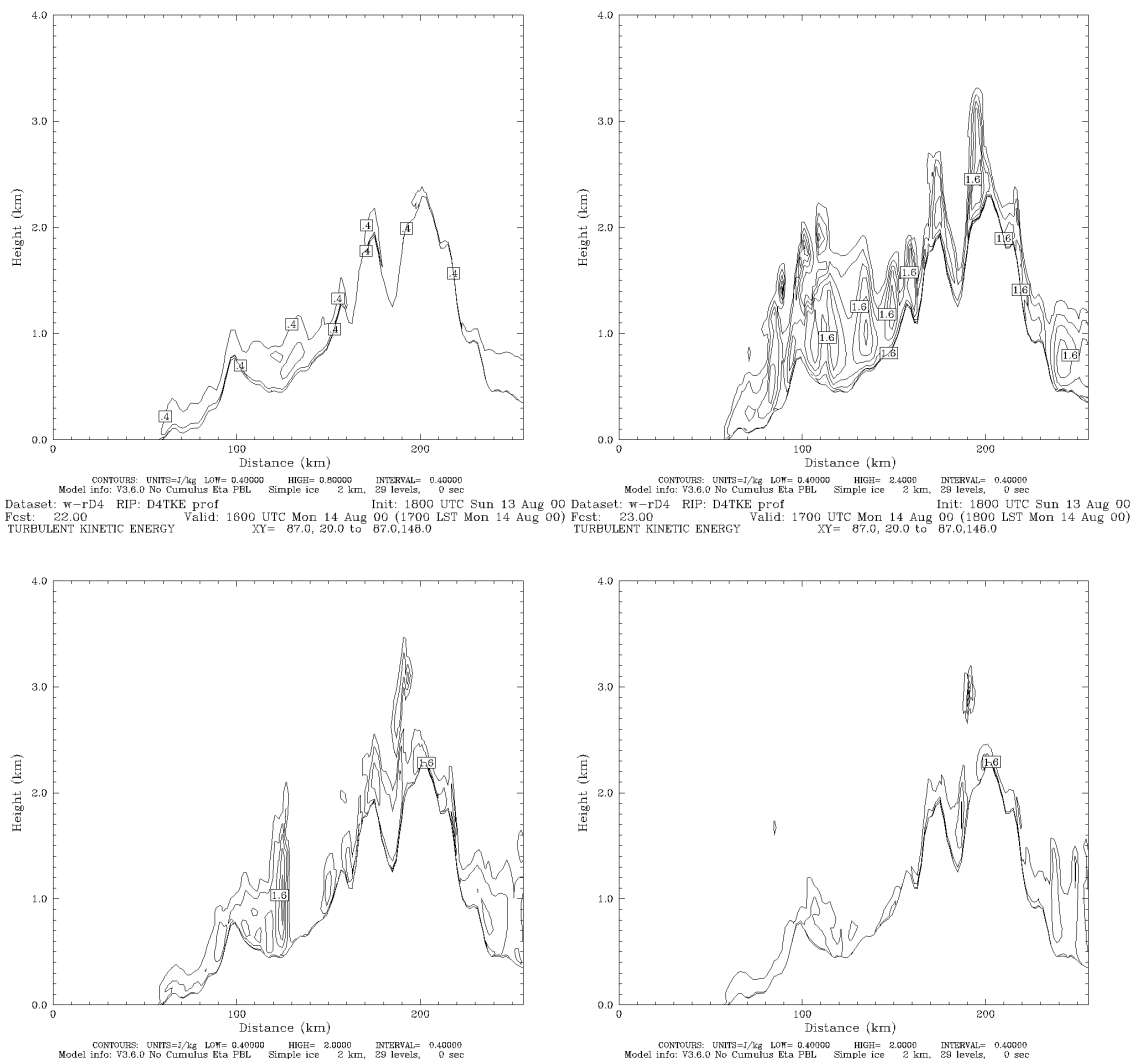
### 7.3.5.2 Área geográfica de Catalunya

La **Figura 7.3.17** muestra un corte vertical de la TKE realizado de sur a norte en el AGC para las horas significativas de producción. La generación de TKE por convección térmica empieza a las 8 UTC con el calentamiento de los estratos superficiales. En el interior de AGC se observa un desarrollo superior de la ML en comparación con el litoral. También en las cimas de las montañas se desarrolla una ML con un espesor elevado. A las 12 UTC la turbulencia está presente con la máxima intensidad. Se simulan niveles de TKE superiores en el interior y en los picos de las montañas. La formación de TKE por convección térmica domina en el interior, mientras que los forzamientos orográficos contribuyen a generar TKE en las inyecciones que se producen en las cimas de las montañas.

La ML presenta su máximo desarrollo con un espesor en el interior de 1500 m. En los valles pirenaicos por el contrario se desarrolla en menor grado. La formación de la TIBL en el litoral limita el transporte vertical de la TKE. A las 16 UTC ya se observa una disminución considerable de la producción de TKE, y a las 17 UTC quedan algunos restos de turbulencia en altura y la ML presenta un espesor ya mucho menor. La cizalla vertical del viento en la ladera norte de los Pirineos produce durante todo el día niveles de TKE importantes.

## Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: w-rD4 RIP: D4TKE prof Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00 Dataset: w-rD4 RIP: D4TKE prof Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Mon 14 Aug 00 (0900 LST Mon 14 Aug 00) Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Mon 14 Aug 00 (1300 LST Mon 14 Aug 00)  
 TURBULENT KINETIC ENERGY XY= 87.0, 20.0 to 67.0,146.0 TURBULENT KINETIC ENERGY XY= 87.0, 20.0 to 67.0,146.0



**Figura 7.3.17** Corte vertical de la energía cinética turbulenta a las 8, 12, 16 y 17 UTC para el día 14 de agosto de 2000 (Resultados del dominio D4; corte vertical indicado en color negro en la Figura 7.1b).

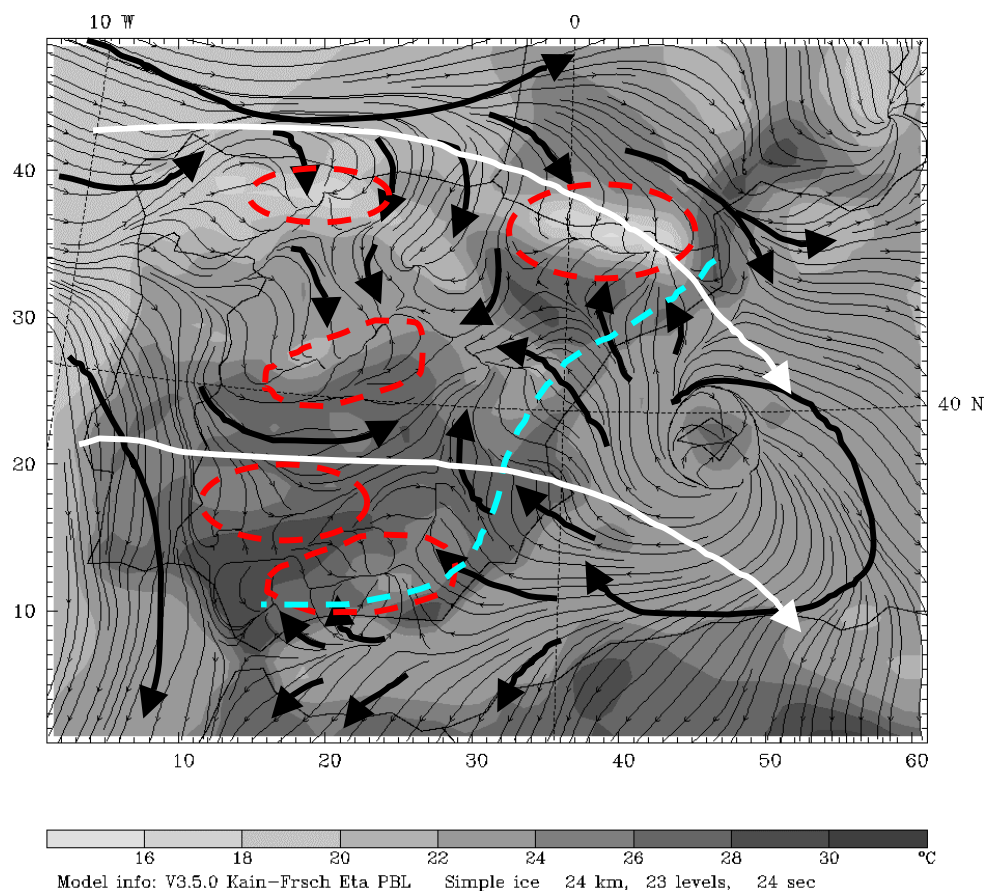
### 7.3.6 Modelo conceptual de una situación de W-wR

#### a) Península Ibérica

A partir de los resultados de la simulación W-wR del 14 de agosto de 2000 se extraen los siguientes patrones generales de circulación para la Península Ibérica.

- Dominio de los fenómenos mesoscales debido al débil forzamiento sinóptico en superficie
- Posible desarrollo de la BTI, circulación anticiclónica sobre el Mediterráneo occidental como extensión de la dorsal anticiclónica atlántica y compensación de la BTI.

- Elevada estabilidad nocturna en el interior peninsular a excepción del litoral oeste. Fuerte desarrollo de la ML durante el día en el interior, desarrollo de una TIBL en el litoral de menor extensión limitada por la subsidencia compensatoria de la BTI y la entrada de la brisa.
- Dominio de las circulaciones de origen térmico en niveles superficiales: brisas de mar y montaña.
- Drenajes nocturnos por el valle del Ebro, valle del Ródano, y valle del Guadalquivir.
- Fuertes inyecciones verticales a lo largo de las cordilleras del litoral de levante debido a las circulaciones térmicas reforzadas por los forzamientos orográficos.
- Vientos débiles, inferiores a 5 m/s, hasta 5000 m s.n.m.
- Circulación zonal débil en la troposfera media.



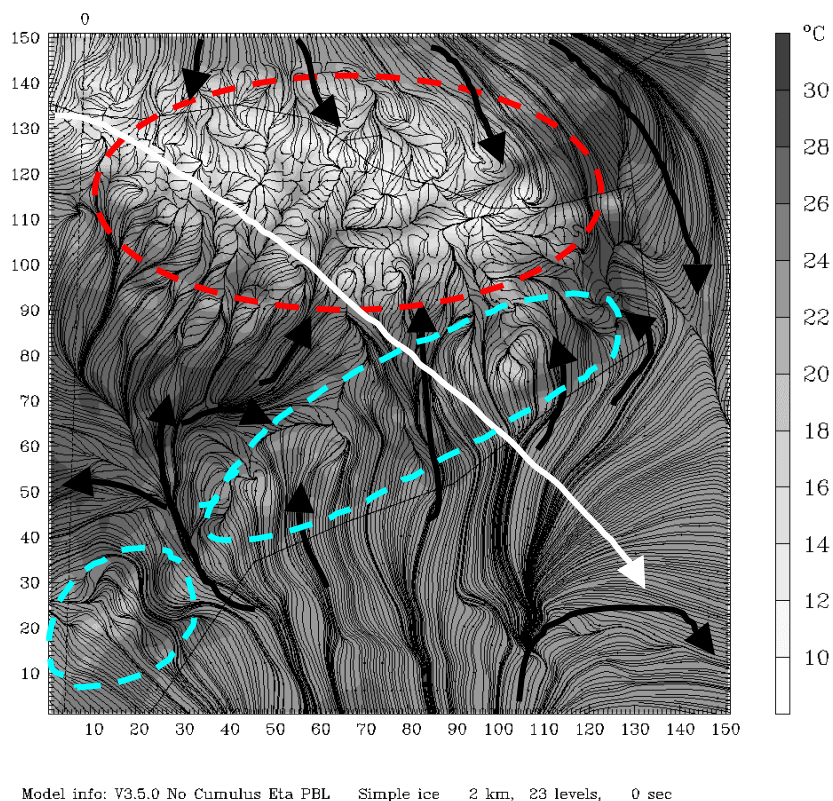
**Figura 7.3.18** Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en la Península Ibérica durante una situación de W-wR en régimen diurno. Líneas de corriente y temperatura en superficie a las 12 UTC del 14 de agosto de 2000 [Línea blanca: circulación a 500 hPa; Línea negra: circulación en superficie; Línea roja: zona con desarrollo de vientos de montaña; Línea azul: zona con forzamientos orográficos induciendo recirculaciones de masas de aire].

**b) Área geográfica de Catalunya**

Los resultados del dominio D3 y D4 permiten describir el comportamiento de los flujos en una situación de W-wR.

- Dominio de los fenómenos mesoscalares: brisas de mar y montaña.
- Régimen nocturno caracterizado por vientos de montaña y drenajes nocturnos.
- Desarrollo de brisas de mar con posibles inyecciones en altitud de masas de aire en la cordillera prelitoral. Recirculaciones de masas de aire en el interior y sobre el Mediterráneo.
- Recirculaciones de masas de aire por la región.
- Desarrollo de una macrobrisa debido a la coalescencia de circulaciones térmicas desde el litoral con la brisa de mar hacia los Prepirineos.
- Dominio de los vientos de montaña en los Pirineos con vientos débiles a moderados.
- Generación de TKE durante las horas centrales del día de origen térmico. Poca producción debido a origen mecánico.
- Desarrollo de la ML con alturas hasta 1.5 km en el interior, e inferiores hacia la costa y laderas de las montañas. Las cimas de las montañas se caracterizan por presentar una ML con un desarrollo temprano y muy significativo.
- Régimen nocturno caracterizado por la estratificación estable.

Dataset: w-sD4 RIP: D2 strm bw Init: 1800 UTC Sun 13 Aug 00  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Mon 14 Aug 00 (1300 LST Mon 14 Aug 00)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind streamlines at sigma = 0.995



**Figura 7.3.19** Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en la Península Ibérica durante una situación de W-wR en régimen diurno. Líneas de corriente y temperatura del aire en superficie a las 12 UTC del 14 de agosto de 2000 [Línea blanca: circulación a 500 hPa; Línea negra: circulación en superficie; Línea roja: zona con desarrollo de vientos de montaña; Línea azul: zona con forzamientos orográficos induciendo recirculaciones de masas de aire].

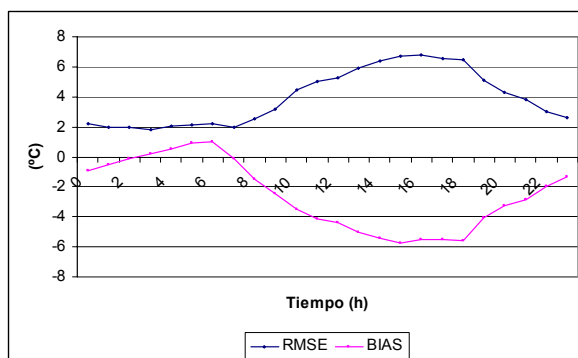
- Desarrollo de circulaciones a lo largo de las canalizaciones más importantes del AGC. Durante el día, transporte de masas de aire del litoral hacia el interior a lo largo del valle del río Llobregat, Besós, Ebro.
- Flujos en el litoral e interior de Catalunya dominados por la macrobrisa diurna, y por los vientos nocturnos catabáticos y de montaña.
- La región de la Plana de Vic se caracteriza por unos flujos débiles debido a su situación respecto a los Pirineos y a la penetración de los vientos de brisa.
- Drenaje nocturno del golfo de León con el desarrollo de una Tramontana moderada.

### 7.3.7 Validación de la simulación W-wR: 14 de agosto de 2000

#### 7.3.7.1 Dominio D2: Península Ibérica

##### a) Temperatura a 2 m.

La **Figura 7.3.20** presenta la evolución temporal del RMSE y el BIAS calculados a partir de las estaciones del INM. Los estadísticos muestran la dificultad del modelo para reproducir la cálida atmósfera durante las horas centrales del día, simulando una atmósfera en superficie demasiado fría. Los errores por la madrugada no son tan importantes, el modelo presenta una tendencia a simular temperaturas más cálidas, mientras que las últimas horas del día mejora el comportamiento, debido al enfriamiento superficial. Aunque éste es demasiado lento en el modelo.



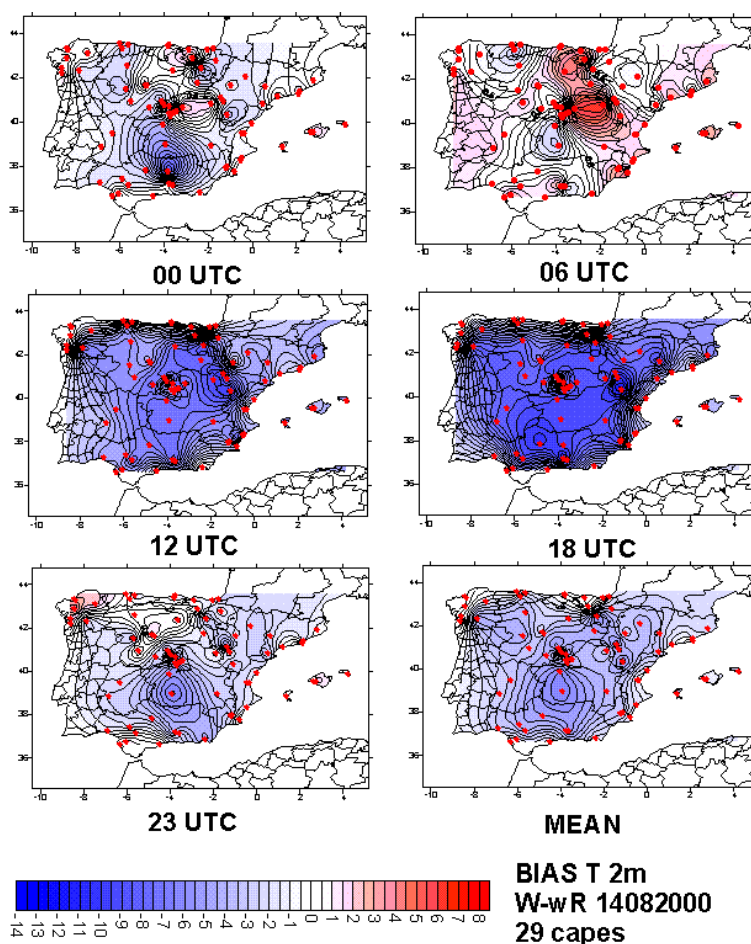
**Figura 7.3.20** Evolución temporal del RMSE y BIAS de la temperatura a 2 m del día 14 de agosto de 2000.

Para visualizar espacialmente las diferencias entre los resultados del modelo y las estaciones se han representado los valores interpolados del BIAS de la temperatura a 2 m. La **Figura 7.3.21** presenta la distribución geográfica de los errores a las 0, 6, 12 y 18 UTC, y el valor medio para las 24 horas de simulación. La información de los mapas sólo es válida sobre las estaciones. La interpolación se ha realizado para facilitar la visualización.

A las 00 UTC el modelo presenta errores de  $-2.5^{\circ}\text{C}$  en la mayoría de las estaciones. Simula una atmósfera ligeramente fría en todo el territorio. A las 6 UTC, se observan dificultades para enfriar el suelo y se puede ver como en estas horas las temperaturas modeladas son superiores a las observadas. En el este de la Península se observan

algunas estaciones con los errores más significativos, alrededor de 6°C. El comportamiento del modelo muestra demasiada lentitud en enfriar la superficie del suelo. Durante las horas centrales del día, se producen los errores más elevados. A las 12 UTC se pone de manifiesto la dificultad del modelo en calentar suficientemente el aire en superficie, simulando una atmósfera demasiado fría. El litoral del nordeste peninsular presenta un sesgo más acotado, atribuible a la influencia del mar Mediterráneo que contribuye a temperar las temperaturas del aire durante el día. Después de todo un día con elevada insolación solar el modelo presenta temperaturas excesivamente frías. Se observan errores de hasta 9°C en zonas puntuales. En resumen, las zonas litorales son las que presentan menores problemas, mientras en el interior se producen los errores más importantes. Este comportamiento queda bien reflejado con el fuerte gradiente del BIAS desde la costa hacia el interior.

Estos resultados ponen de manifiesto que el modelo subestima los flujos de calor sensible, y sobreestima los de calor latente, o que hay un problema en la transferencia de esta energía a los estratos superficiales del aire. Con esto, no se consigue calentar la atmósfera superficial suficientemente durante el día.



**Figura 7.3.21** BIAS de la temperatura a 2 m interpolado entre estaciones para el dominio de la Península Ibérica a las 0, 6, 12, 18 y 23 UTC, y el valor medio para toda la simulación (Las estaciones utilizadas se presentan con puntos rojos).

**b) Radiosondeos europeos**

La **Tabla 7.3.1** presenta un resumen de los estadísticos calculados comparando los resultados del modelo con los radiosondeos europeos para la temperatura, la velocidad y la dirección del viento.

Los radiosondeos utilizados para la validación han sido los de Dar-El-Beida, Gibraltar, La Coruña, Murcia, Lisboa, Palma, Santander y Zaragoza. Su localización se detalla en el **Anexo 2**.

El modelo subestima en general la temperatura en la troposfera media y baja. Los errores más importantes se producen en la ABL con un MAE alrededor de 3.5°C. En niveles altos el comportamiento del modelo mejora e incluso se observa una ligera tendencia a sobrestimar la temperatura a las 00 UTC. En términos generales los estadísticos muestran un buen comportamiento de la estructura vertical simulada

**Tabla 7.3.1 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la validación de los resultados del dominio D2 a partir de radiosondeos para el día 14 de agosto de 2000.**

<b>Temperatura (°C)</b>												
	<b>RMSE</b>			<b>MAE</b>			<b>NMAE</b>			<b>BIAS</b>		
<b>Capa (m)</b>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>24 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>24 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>24 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>24 UTC</i>
<b>5000/10000</b>	1.27	1.18	1.28	0.96	0.98	1.00	0.06	0.20	0.11	0.11	-0.05	-0.62
<b>1200/5000</b>	1.99	2.46	3.02	1.66	1.93	2.41	0.28	0.22	0.28	-1.29	-1.90	-2.21
<b>&lt;1200</b>	2.85	3.85	4.31	2.53	3.51	3.58	0.11	0.14	0.14	-2.19	-3.24	-3.46
<b>Velocidad del viento (m/s)</b>												
	<b>RMSE</b>			<b>MAE</b>			<b>NMAE</b>			<b>BIAS</b>		
<b>Capa (m)</b>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>24 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>24 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>24 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>24 UTC</i>
<b>5000/10000</b>	4.30	4.17	2.78	3.26	3.23	2.22	1.11	1.24	0.96	-2.61	-3.06	-0.08
<b>1200/5000</b>	2.40	2.37	3.13	1.94	1.93	2.50	1.13	1.22	1.28	-1.21	-1.51	-2.05
<b>&lt;1200</b>	2.61	1.68	3.00	2.10	1.35	2.31	1.16	1.03	0.82	-0.01	-0.81	1.04
<b>Dirección del viento (°)</b>												
	<b>RMSE</b>			<b>MAE</b>			<b>NMAE</b>			<b>BIAS</b>		
<b>Capa (m)</b>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>24 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>24 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>24 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>24 UTC</i>
<b>5000/10000</b>	16.47	36.73	40.81	12.34	20.88	25.82	1.28	1.48	1.34	0.06	2.27	1.50
<b>1200/5000</b>	66.02	46.18	42.28	44.63	33.13	28.72	1.41	40.18	---	9.93	-2.62	-21.41
<b>&lt;1200</b>	66.25	83.21	80.26	51.16	62.71	57.69	8.39	1.62	---	29.76	-6.02	-2.09

Los estadísticos de la velocidad del viento son correctos para esta situación. El modelo presenta una tendencia a subestimar la velocidad del viento en toda la troposfera, en menor grado en la ABL. El error absoluto es menor a las 12 UTC, mientras que se incrementa ligeramente a las 00 y 24 UTC, sin llegar a superar los 2.5 m/s en la ABL.

Por otra parte, la dirección del viento presenta errores más destacables que en las anteriores simulaciones, especialmente en la ABL. La situación de bajo gradiente bórico dificulta una modelización con el grado de corrección que se produce en situaciones



dominadas por los forzamientos sinópticos. La troposfera alta presenta unos estadísticos correctos, y el error va incrementándose a medida que nos acercamos a las capas superficiales. El MAE no supera los 63° en toda la troposfera. El modelo presenta una cierta tendencia a simular direcciones a la izquierda de las observaciones (BIAS negativo).

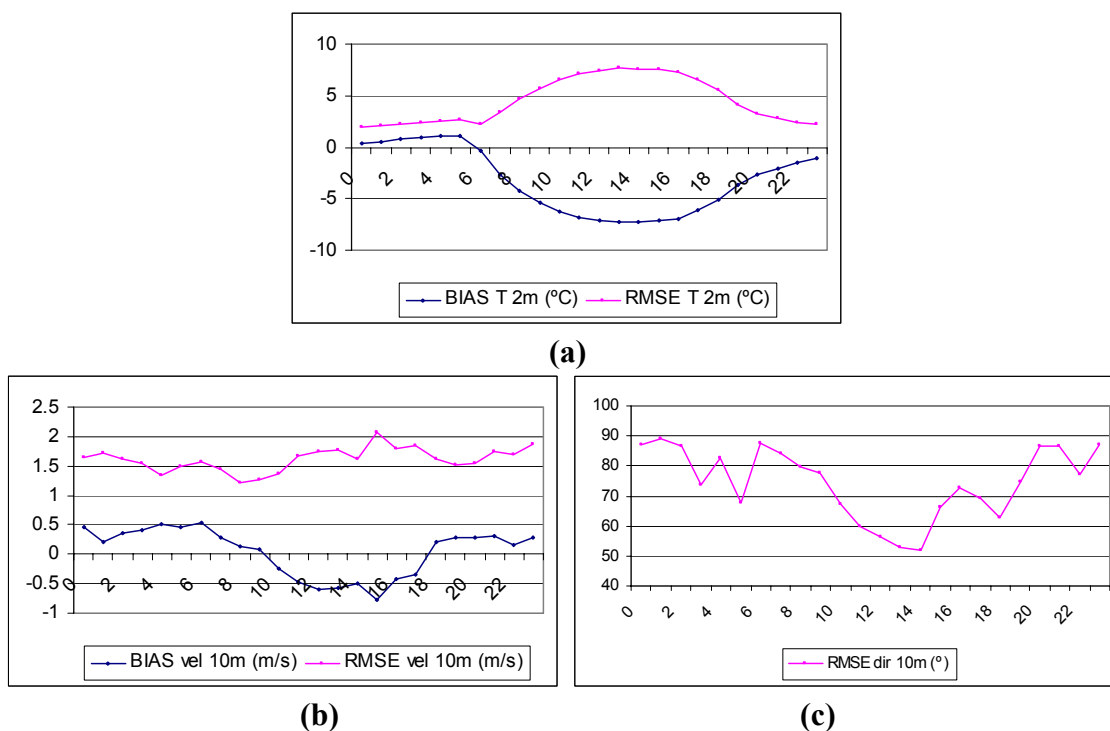
Los estadísticos para el dominio D2 muestran la tendencia observada en las anteriores situaciones a simular atmósferas demasiado frías durante el día. Para este caso los vientos presentan un comportamiento correcto respecto a la velocidad, pero con mayores dificultades en la dirección.

### 7.3.7.2 Dominio D4: Área geográfica de Catalunya

#### a) Temperatura y viento en superficie

La **Figura 7.3.1** presenta la evolución horaria del RMSE y el BIAS para la temperatura del aire a 2 m y la velocidad del viento a 10 m. Para la dirección, solo se ha calculado el RMSE.

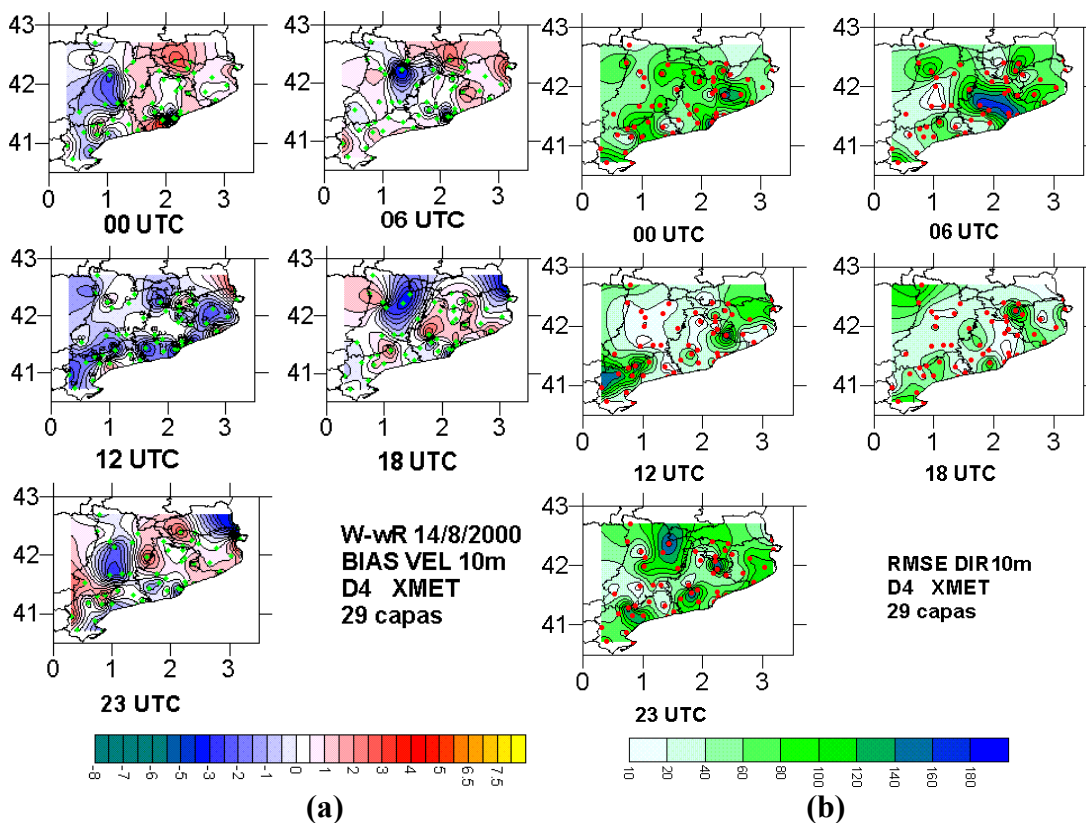
Los estadísticos en superficie muestran las dificultades del modelo con la temperatura superficial. La evolución del RMSE y BIAS es análoga al dominio D2.



**Figura 7.3.22 Evolución del BIAS y RMSE para (a) temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m, y (c) dirección horizontal del viento a 10 m para el 14 de agosto de 2000.**

Los errores del viento están más acotados, quedando por debajo de 2 m/s durante toda la simulación. Se aprecia como durante las horas nocturnas el modelo no es capaz de simular el régimen de vientos débiles o encalmados registrados por las estaciones.

Durante el día, la intensidad de los flujos queda subestimada ligeramente. La dirección presenta un comportamiento bien diferenciado durante la noche y las horas diurnas. La dificultad de simular los débiles vientos nocturnos hace que el modelo presente elevados errores en la dirección durante este período. En cambio, con la entrada de la brisa marina y el desarrollo de las circulaciones térmicas diurnas el error en la dirección del viento disminuye sensiblemente.



**Figura 7.3.23 (a) BIAS de la velocidad y (b) RMSE de la dirección del viento a 10 m interpolado entre estaciones para el dominio de Catalunya a las 0, 6, 12, 18 y 23 UTC del día 25 de diciembre de 2002 (Las estaciones utilizadas se marcan con un punto verde para la velocidad y en rojo para la dirección).**

La **Figura 7.3.23** presenta la distribución espacial del BIAS de la velocidad del viento a 10 m y del RMSE de la dirección del viento a las 00, 06, 12, 18 y 23 UTC. Durante las horas nocturnas los errores en la velocidad del viento son inferiores a 3 m/s. La zona del Pla de Lleida y Tierras del Ebro presenta una subestimación de la intensidad de los flujos, mientras que la mitad este de Catalunya el modelo sobrestima la intensidad del viento en comparación con los registros de las estaciones meteorológicas utilizadas para la validación. Los vientos modelados en las Tierras del Ebro acaban ligeramente sobrestimados al finalizar la simulación. Por el contrario, durante las horas centrales del día se observa claramente la tendencia del modelo a modelar una brisa más débil que la observada. El modelo se comporta satisfactoriamente en el interior de Catalunya y zonas de los Pirineos.

El RMSE de la dirección del viento presenta un comportamiento asociado a la capacidad del modelo a modelar los débiles vientos nocturnos. Durante las horas nocturnas se producen los errores más importantes. Este comportamiento en la dirección

es poco importante, ya que la cuestión reside en la capacidad del modelo en simular estos débiles vientos nocturnos. Sin embargo, durante el día, la dirección presenta unos estadísticos muy correctos en la mayoría de las estaciones del litoral e interior de Catalunya. El comportamiento en los Pirineos es también aceptable. Destaca el hecho que la evolución de la situación modula el error producido por el modelo, y a medida que se debilitan las circulaciones mesoscalares térmicas diurnas el modelo empieza a presentar mayores problemas, como se observa a las 18 UTC. Al finalizar la simulación, la dirección vuelve a presentar los mismos errores que durante las primeras horas, asociados al comportamiento de la velocidad del viento.

Se ha calculado el IOA para esta situación, teniendo un valor para la velocidad del viento superficial de 0.72. Se puede considerar que el comportamiento del modelo es correcto para la situación de W-wR en superficie.

**b) Radiosondeo de Barcelona**

La **Tabla 7.3.2** presenta los estadísticos evaluados para analizar el comportamiento del modelo en altitud. El modelo captura satisfactoriamente la estructura térmica de la atmósfera en los tres radiosondeos. El MAE solo supera los 4.5°C a las 24 UTC en la capa fronteriza. Precisamente, la baja troposfera es donde se producen las mayores divergencias, con una clara tendencia a subestimar la temperatura como indica el BIAS y el MAE con valores absolutos iguales. En capas medias y altas, este comportamiento queda más matizado, e incluso el modelo sobrestima ligeramente la temperatura a las 00 y 12 UTC en la troposfera alta.

**Tabla 7.3.2 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la verificación de los resultados del dominio D4 a partir del radiosondeo de Barcelona para el día 14 de agosto de 2000.**

Temperatura (°C)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	1.28	0.87	1.23	0.86	0.68	1.02	0.03	0.04	6.79	0.77	0.58	-0.30
1200/5000	1.54	2.61	3.61	1.21	2.23	2.94	0.20	0.31	0.28	-0.75	-1.86	-2.75
<1200	2.74	4.16	5.12	2.69	4.08	4.88	0.11	0.17	0.20	-2.69	-4.08	-4.88
Velocitat del viento (m/s)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	6.26	3.34	3.42	5.18	2.80	3.10	1.16	1.19	1.17	-4.52	-2.71	-2.78
1200/5000	1.54	1.62	1.62	1.23	1.41	1.48	1.09	0.94	1.21	-0.59	-0.27	-0.98
<1200	2.76	1.88	0.78	2.06	1.80	0.64	1.38	1.35	1.19	-2.05	-1.80	-0.36
Dirección del viento (°)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	6.20	10.45	15.84	4.94	9.37	13.27	0.94	1.05	0.74	-1.57	3.30	-10.14
1200/5000	64.51	26.90	63.14	41.57	21.39	36.67	---	1.31	1.29	-11.16	21.39	-19.75
<1200	53.07	39.24	48.29	46.01	36.50	45.68	1.39	0.84	1.54	46.01	-26.01	14.69

El modelo presenta una tendencia a subestimar los vientos en toda la troposfera, especialmente en la ABL. El error máximo se observa en la troposfera alta, con valores de hasta 5 m/s. La ABL, por otro lado, presenta unos errores más acotados inferiores a 2 m/s. La troposfera media presenta el mejor comportamiento. Se puede considerar que el modelo presenta un buen comportamiento en niveles medios y bajos, y que presenta mayores dificultades en la atmósfera alta, especialmente a las 00 UTC.

La dirección muestra otra vez ciertos problemas en la ABL y la troposfera media, aunque los errores no son tan elevados como los observados en el dominio D2. Para la simulación con elevada resolución, la dirección presenta un MAE máximo de  $46^\circ$  en la ABL a las 00 UTC. El MAE varía entre  $46^\circ$  y  $21^\circ$  en la ABL y troposfera media, mientras que disminuye sensiblemente en la alta troposfera con valores que no superan los  $14^\circ$ . El BIAS no muestra como durante la noche los vientos en la ABL se modelan a la derecha de las observaciones, mientras que por encima se modelan a la izquierda, y al revés durante el día. Esto indica que referente a la brisa, el modelo tiende a simularla con una componente de levante más marcada que lo observado en las medidas.

### 7.3.7.3 Comparación entre distintas resoluciones: D2-D3-D4

Los resultados de los dominios D2, D3 y D4 se han comparado con las estaciones meteorológicas XMET para analizar el comportamiento del modelo al trabajar con distintas resoluciones. Se han calculado el RMSE y el BIAS de la temperatura del aire a 2 m, la velocidad del viento a 10 m, y el RMSE de la dirección del viento a 10 m (Figura 7.3.24).

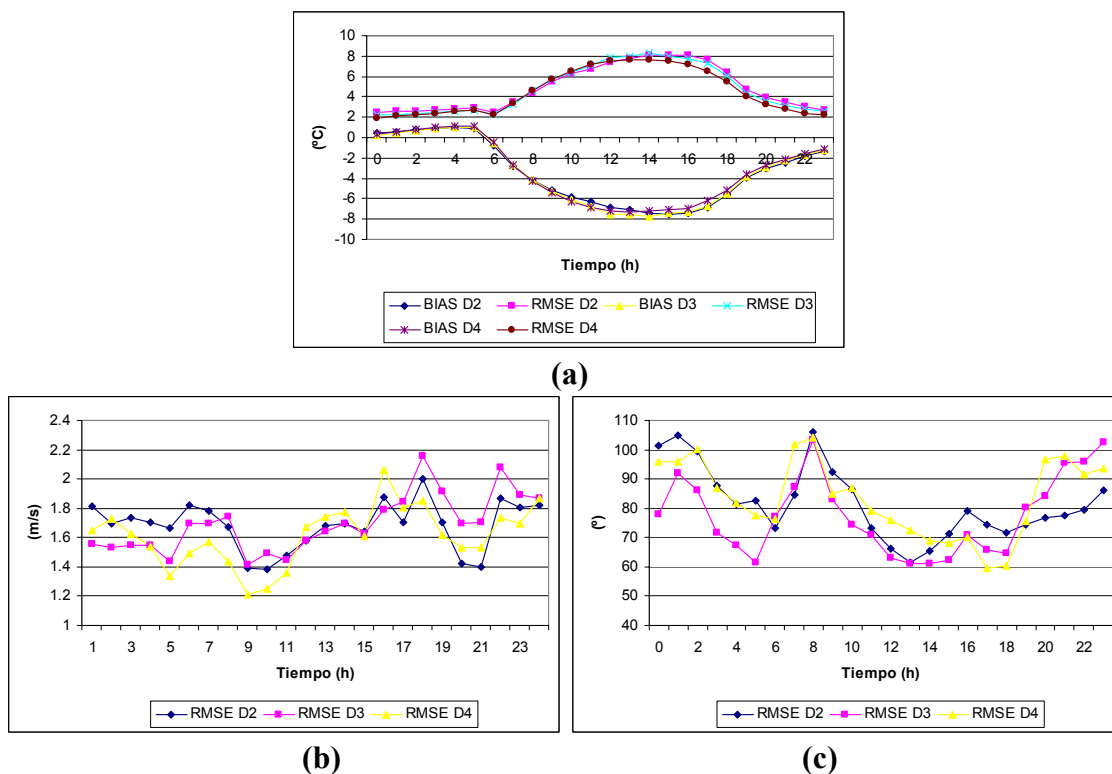


Figura 7.3.24 Evolución del BIAS y RMSE para (a) temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m, y (d) dirección horizontal del viento a 10 m para el 14 de agosto de 2000.

El modelo presenta dificultades para simular la amplitud térmica registrada en superficie. Durante las primeras horas de simulación el error queda acotado por debajo de los 3°C, con un BIAS positivo para las tres resoluciones de trabajo. A partir de las 6 UTC, con la salida del Sol, el calentamiento superficial no se consigue simular satisfactoriamente. El error aumenta en magnitud durante las horas centrales del día y vuelve a disminuir a medida que disminuye la radiación solar. Por la noche, la atmósfera superficial modelada queda ligeramente más cálida, debido a la dificultad del modelo para enfriarla. Los resultados con distinta resolución muestran un comportamiento muy similar. A medida que aumenta la resolución se aprecia una ligera mejora en la temperatura. La simulación D4 presenta una caracterización del suelo más detallada y se puede atribuir a este hecho la mejora para esta variable. Se debe tener presente que la parametrización de la capa fronteriza es la misma para las tres simulaciones, con lo que el distinto comportamiento entre simulaciones se debe en gran parte solo a la resolución de trabajo.

Los resultados del viento en superficie muestra como durante toda la simulación el RMSE no supera los 2.2 m/s en las distintas resoluciones de trabajo. A diferencia de la temperatura, el error del viento presenta una mayor variabilidad entre las tres simulaciones. Durante las horas nocturnas de la madrugada se observa como los resultados de la simulación D2 son los que presentan el error superior, y mejoran con el aumento de la resolución a 6 km. Se observa también como los resultados del dominio D4 presentan un error inferior a partir de las 4 UTC y hasta las 12 UTC, hora a partir de la cual las tres simulaciones tienen errores similares. A partir de las 15 UTC el comportamiento del error es más errático, y acaba presentando errores similares al finalizar la simulación para los tres dominios. Queda claro pues que el régimen de vientos diurnos queda bien capturado por las tres simulaciones, y que las diferencias más destacables se producen durante las horas nocturnas. Es en este período que el modelo tiene mayor dificultad para simular los vientos débiles de origen térmico que se desarrollan en la región de estudio.

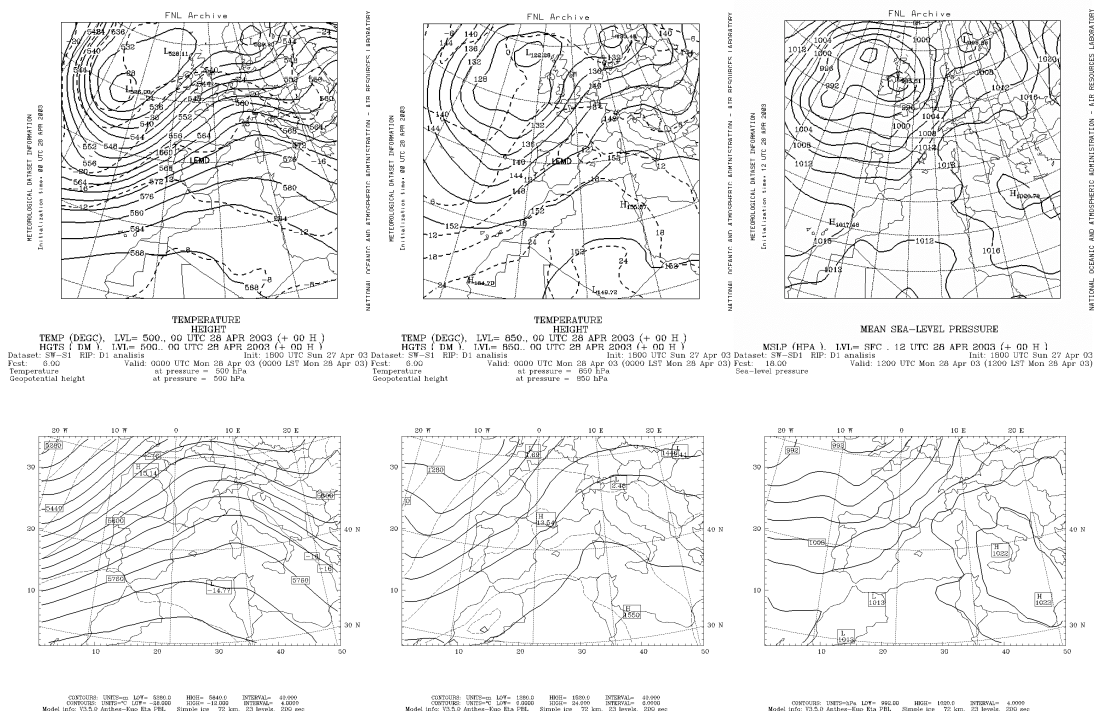
La dirección muestra como para esta situación los mejores resultados se presentan con el dominio D3 durante la mayor parte de la simulación. Para esta situación de dominio mesoscalar el régimen de vientos nocturnos es difícil de modelar, y por esto se producen los errores más significativos en la dirección durante este período. Es destacable la mejora del modelo durante la parte central del día con el establecimiento de los flujos diurnos, brisas marinas y vientos anabáticos. El modelo no presenta una mejora al aumentar de 6 a 2 km de resolución horizontal.

### 7.4 Situación SW-wR: 28 de abril de 2003

La situación del día 28 de abril de 2003 corresponde a una advección del SW. Clavero et al. (1996) describe las principales características de estas situaciones. Se caracterizan por adveccionar aire tropical o polar marítimo cálido procedente de latitudes bajas cuando el anticiclón de las Azores adopta una posición meridional y una orientación que favorece los flujos del SW sobre la Península Ibérica. En la troposfera media y alta coincide con la vertiente occidental de una dorsal anticiclónica. Su característica principal es el aumento de las temperaturas. Los vientos son del tercer cuadrante, muy húmedos por su elevada temperatura y procedencia oceánica. Las precipitaciones son escasas al tratarse de un frente cálido y por la baja humedad relativa, consecuencia de las altas temperaturas.

#### 7.4.1 Situación sinóptica: análisis y validación del dominio europeo

La **Figura 7.4.1** muestra los análisis del día a las 12 UTC. La situación se caracteriza por una advección del SW en altitud y superficie. La troposfera alta presenta un índice de circulación medio con las isohipsas de suroeste a nordeste sobre la Península Ibérica (no se muestra). La presencia de un centro de bajas presiones al oeste de las Islas Británicas induce la circulación del SW en altitud. A 500 hPa la situación se presenta con la misma disposición. En superficie, la depresión atlántica se centra al noroeste de Irlanda, con tres centros de acción activos. La dorsal anticiclónica del anticiclón de las Azores penetra por latitudes bajas por las Islas Canarias. En el mediterráneo oriental se observa la presencia de un anticiclón que induce un gradiente bórico a lo largo del mediterráneo. El radiosondeo de Barcelona confirma la situación con flujos del SW en altitud (**Anexo 2**).



**Figura 7.4.1** Análisis a 500, 850 y superficie a las 12 UTC del día 28 de abril de 2003 (arriba) y resultados correspondientes del dominio D1 (abajo).

Los resultados del dominio europeo del modelo mesoscalar muestran una concordancia en la evolución de la situación. Los geopotenciales presentan una similitud aceptable con los análisis, y las temperaturas quedan bien capturadas. A las 12 UTC, con el avance de la simulación el modelo se mantiene ajustado a la disposición que muestran los análisis. Se observan algunas diferencias en el geopotencial a 850 hPa en el norte del continente africano, aunque en superficie la presión presenta buena concordancia. Se puede considerar que el modelo ha capturado con corrección la situación sinóptica y su evolución.

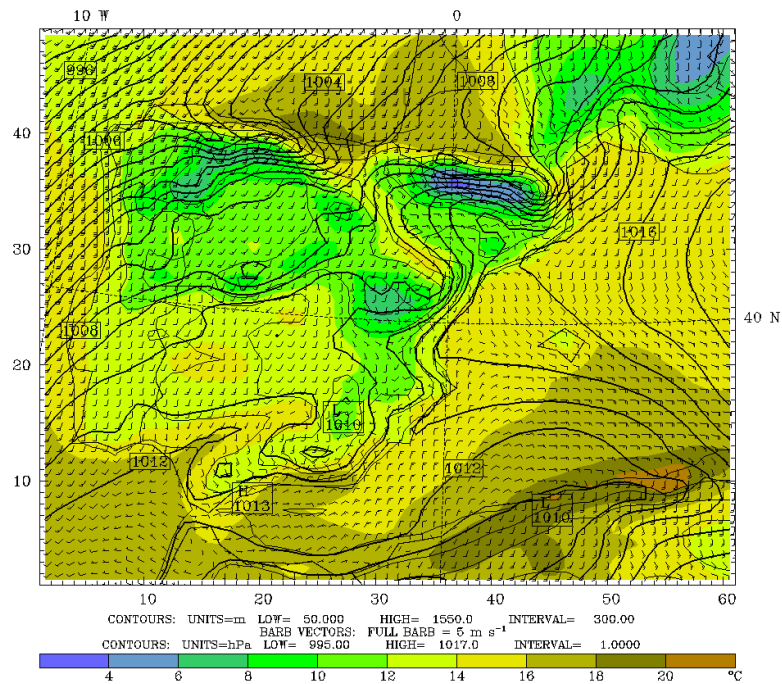
#### **7.4.2 Campo de presión y temperatura de la Península Ibérica**

La **Figura 7.4.2** presenta la evolución del campo de presiones cada 1 hPa y temperaturas en superficie para la Península Ibérica. La mitad occidental de la Península presenta una disposición de las isóbaras de suroeste a nordeste. El mediterráneo oriental está afectado por las altas presiones del anticiclón localizado sobre el mediterráneo oriental, y se observa la dorsal afectando la zona. En el interior el gradiente bórico es bajo, y se acentúa más en el noroeste y en el litoral de levante. La evolución de la depresión atlántica produce durante las horas centrales del día una disposición más zonal de las isóbaras en el litoral atlántico asociado al paso de un frente frío, mientras se mantienen las altas presiones en el mediterráneo occidental. Al finalizar el día la situación de SW vuelve a estar bien definida. El gradiente bórico de la circulación en superficie va perdiendo intensidad al finalizar el día. El interior peninsular se ha caracterizado por un bajo gradiente marcado, aunque no se observa el desarrollo de sistemas cerrados de presión indicativos del posible desarrollo de la Baja Térmica Ibérica (BTI). La situación sinóptica y el paso de un frente frío no contribuyen al desarrollo de la BTI.

Las temperaturas en superficie muestran un ambiente cálido en la mitad sur peninsular, y más templado en el noroeste y grandes macizos como los Pirineos, Sistema Ibérico y Bético. La situación favorece un aumento de las temperaturas durante el día muy importante por la advección de las masas cálidas de aire tropical marítimo. Todo el sur peninsular, el valle del Ebro y el sur de Francia presenta elevadas temperaturas. El efecto de aumento de la temperatura por desecación de las masas de aire al superar los Pirineos se evidencia con las elevadas temperaturas del sur de Francia, y análogamente a lo largo del valle del Ebro por el Sistema Ibérico y a sotavento de las cordilleras cantábricas. Las temperaturas en el levante peninsular presentan un aumento, en cambio el litoral atlántico, por el efecto atemperador de las masas atlánticas no se produce tanta variación. El calentamiento superficial debido a la irradiación solar se observa con nitidez en la isla de Mallorca. Al finalizar el día el sureste peninsular presenta temperaturas más cálidas, mientras que en el noroeste han bajado ligeramente por la penetración de masas más frías durante las horas centrales del día.

Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: SW-SD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 10.00 Valid: 0400 UTC Mon 28 Apr 03 (0600 LST Mon 28 Apr 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: SW-SD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Mon 28 Apr 03 (1000 LST Mon 28 Apr 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

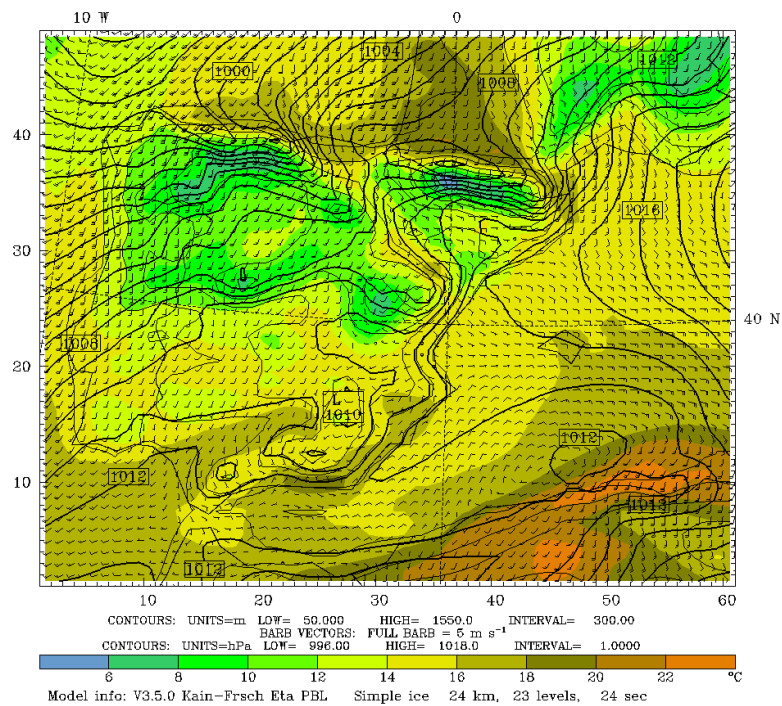
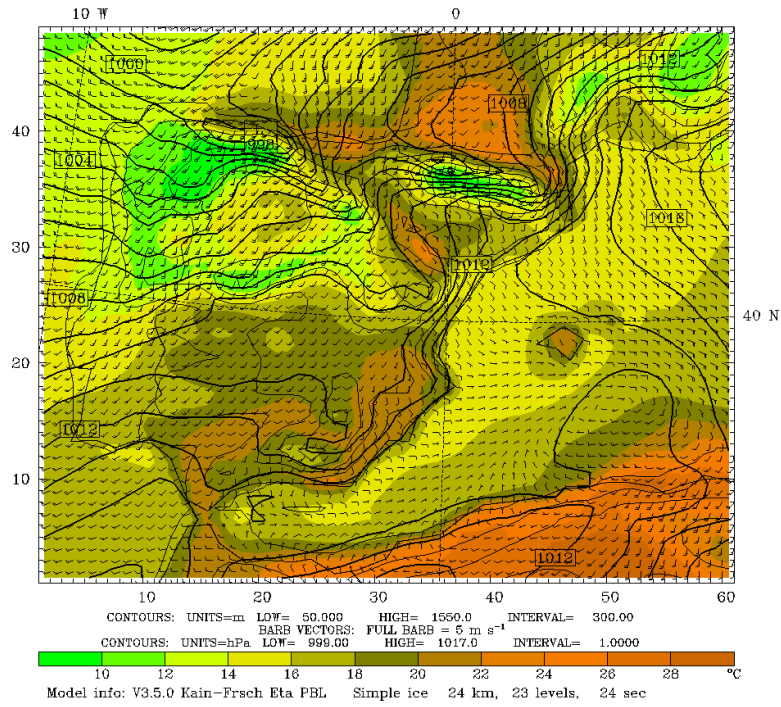


Figura 7.4.2 Evolución del campo de presión reducida a nivel del mar, temperatura y campo de vientos en la primera capa del modelo a las 4, 8, 12, 16, 20 y 24 UTC del día 28 d'abril de 2003 (Resultados del dominio D2; evolución horaria en el Anexo 1).



Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: SW-SD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Mon 28 Apr 03 (1400 LST Mon 28 Apr 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: SW-SD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Mon 28 Apr 03 (1800 LST Mon 28 Apr 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

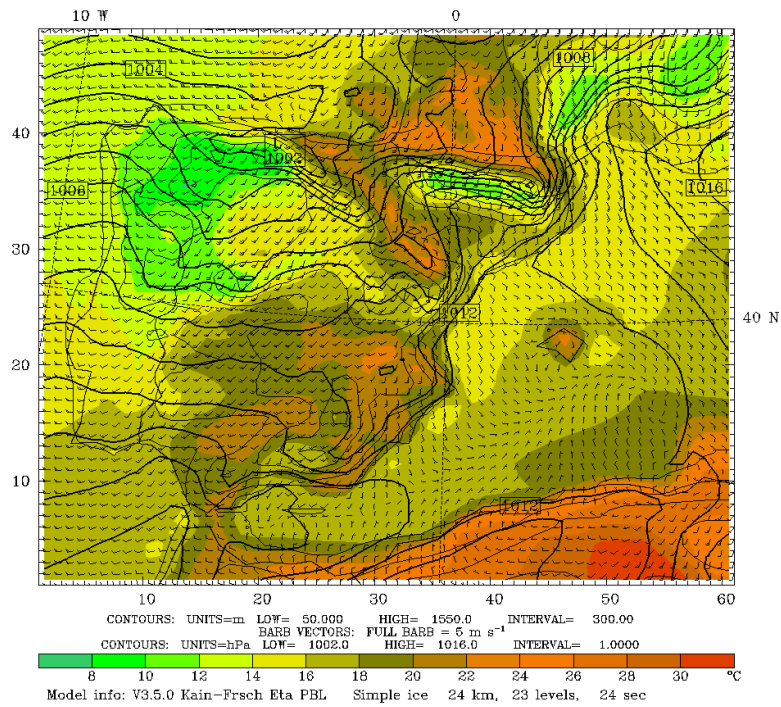
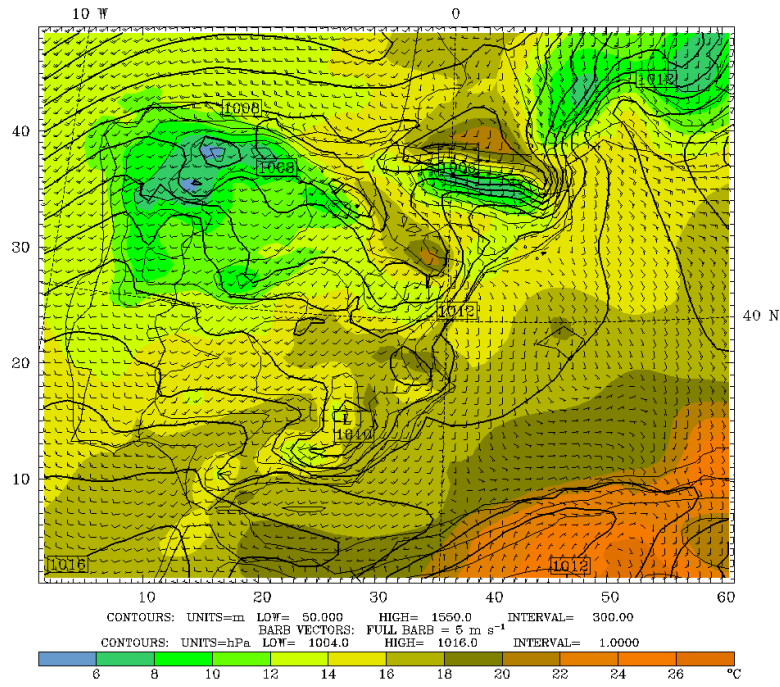


Figura 7.4.2 Cont.

# Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: SW-SD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Mon 28 Apr 03 (2200 LST Mon 28 Apr 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: SW-SD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Tue 29 Apr 03 (0200 LST Tue 29 Apr 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

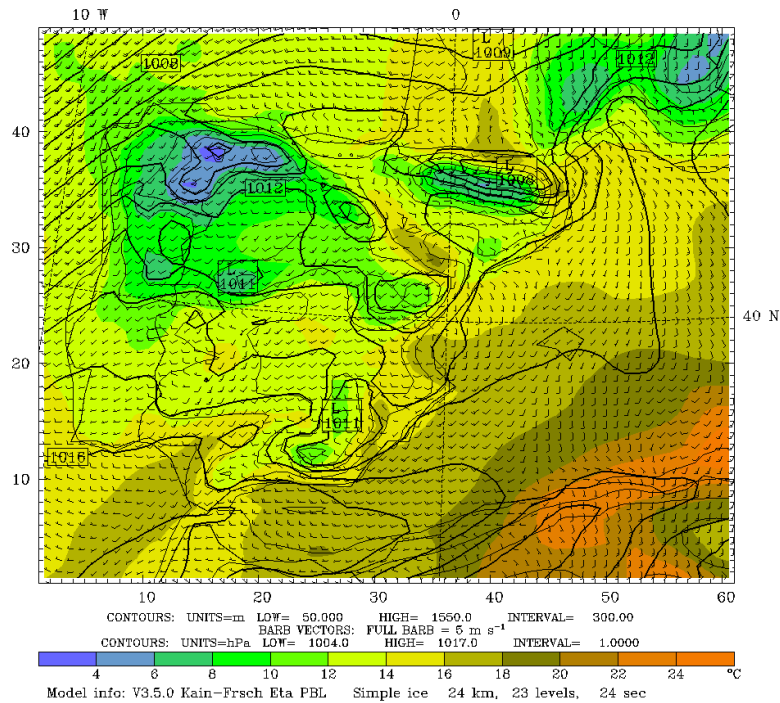
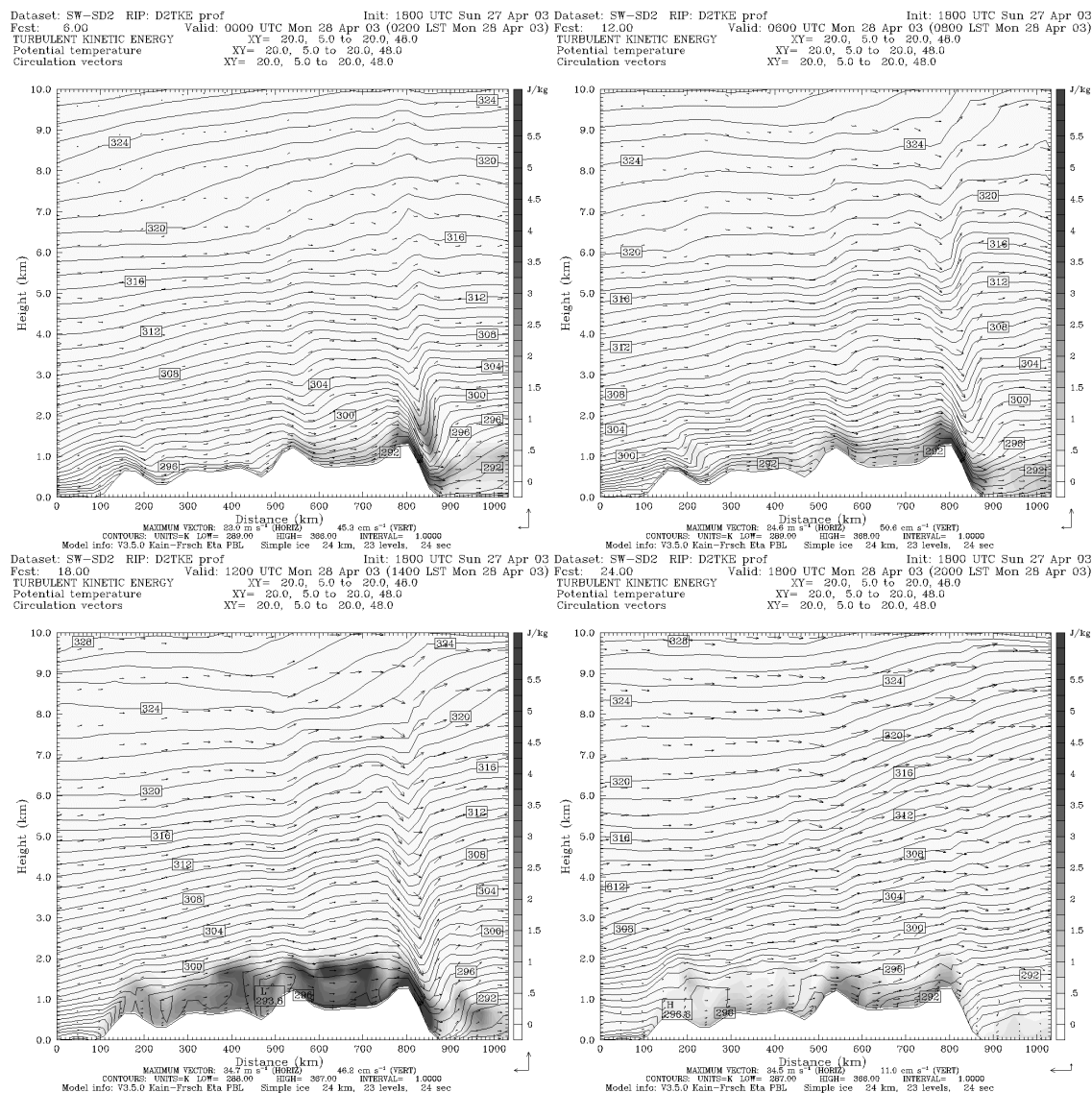


Figura 7.4.2 Cont.

### 7.4.3 Estructura vertical de la atmósfera

La **Figura 7.4.3** muestra un corte vertical norte sur por el centro de la Península donde se ve la evolución de la temperatura potencial, la energía cinética turbulenta y el campo de vientos. Durante la noche la estratificación estable en superficie es importante. Ello induce el desarrollo de ondas de gravedad a sotavento de distintos sistemas orográficos. La onda más intensas se observa a sotavento de la cordillera cantábrica. Se trata de una onda de montaña de desarrollo vertical que induce una fuerte turbulencia justo a sotavento del obstáculo orográfico con intensos vientos en superficie. Esta onda se propaga por toda la troposfera, y se mantiene durante buena parte del día. La estratificación superficial y los flujos débiles producen unos vientos superficiales que no afectan en exceso a la circulación del SW en altitud dentro de la Península Ibérica.



**Figura 7.4.3** Corte vertical del campo de vientos (vectores), la temperatura potencial (líneas de contorno) y energía cinética turbulenta (escala de grises) a las 00, 06, 12 y 18 UTC del 28 de abril de 2003 (La localización del corte se indica en la Figura 7.1a en color rojo).

A las 6 UTC, con la advección de las masas atlánticas, la Meseta norte muestra un grado menor de estabilidad, que también se atribuye al comienzo del calentamiento superficial debido a la salida del Sol. A partir de esta hora, se inestabilizan los estratos superficiales y se desarrolla una CBL de 1000-1500 m en el interior que queda muy bien definida por la turbulencia de origen térmico generada.

A las 18 UTC, el empuje térmico va perdiendo intensidad y se empiezan a estabilizar los estratos superficiales. La meseta norte presenta un grado mayor de estabilización por la influencia de las masas frías que la han afectado con el paso de un frente frío por el noroeste. La capa RL se observa con gran nitidez sobre la mitad sur peninsular a las 18 UTC, como residuo de la capa convectiva diurna con restos de turbulencia de la misma.

El comportamiento general de la situación se caracteriza por un desarrollo bien definido de la ML durante la horas centrales del día junto con una situación de advección del SW en altitud. En superficie los flujos presentan una intensidad débil a moderada. Solo a sotavento de las cordilleras cantábricas y los Pirineos se observan intensidades importantes en altitud. El régimen nocturno se caracteriza por una estabilización de los estratos elevada, con el mantenimiento durante todo el día de ondas de gravedad a sotavento de los grandes sistemas orográficos, especialmente las cordilleras cantábricas.

#### **7.4.4 Campo de vientos**

##### **7.4.4.1 Península Ibérica**

La **Figura 7.4.2** presenta la evolución del campo de vientos superficial para la Península Ibérica. Los vientos en superficie están dominados por la situación sinóptica, aunque se observan canalizaciones importantes, y desarrollo de fenómenos mesoscalares en el litoral de levante.

Los vientos a las 00 UTC muestran como los flujos de SW afectan a todo la mitad occidental de la Península. Las velocidades superiores se producen en Galicia llegando a 15 m/s. En el interior el régimen se caracteriza por velocidades moderadas a débiles. El bajo gradiente de presión en el sur produce débiles vientos de componente S. Por el valle del Guadalquivir se canalizan las masas atlánticas hacia el interior de la Meseta sur. Sobre el mediterráneo occidental los vientos presentan una circulación anticiclónica inducida por las altas presiones del este. Estos flujos se dividen en el litoral de levante, con un flujo de componente SW hacia el norte, y el establecimiento de vientos del E en la región del estrecho de Gibraltar. En el nordeste destaca la canalización por el valle del Ebro de las masas marítimas hacia el norte. El Sistema Ibérico produce un bloqueo del flujo del sur que lo rodea dirigiéndose hacia el interior de la Meseta norte. En el litoral norte dominan los flujos de SW inducidos por el forzamiento sinóptico.

La situación se mantiene muy similar hasta la 9 UTC, cuando por el norte la advección del SW va virando a W por el paso de un frente frío. La mitad sur peninsular no se ve afectada y continúan dominando los vientos de componente SW moderados a débiles. Los flujos del W atlánticos se van imponiendo a lo largo del día por la costa portuguesa, mientras, por el sur penetran los flujos de SW. El fuerte calentamiento superficial contribuye a un desarrollo de las brisas en el litoral de levante, que están reforzadas por la circulación general de componente S. El levante que dominaba en la zona del

estrecho se ha anulado por el desarrollo de las brisas de mar en la costa sur de la Península y norte del continente africano. La circulación de SE por el valle del Ebro pierde su estructura por el desarrollo de flujos de montaña en la ladera norte del Sistema Ibérico. En Mallorca se observa claramente el desarrollo de las brisas de mar en todo el litoral de la isla, al igual que en las costas septentrionales del continente africano. El desarrollo de las brisas marítimas modifica la circulación superficial observada en el Mediterráneo occidental durante las horas nocturnas, donde la componente del S domina.

Hacia el atardecer, los flujos de SW se vuelven a imponer por el litoral de Portugal. Se produce una convergencia en el sur de la Península entre los flujos del W que penetran por Portugal y los del SW que dominan la región central. En el estrecho de Gibraltar se han ido imponiendo los flujos del W a medida que la brisa ha ido perdiendo intensidad. Al finalizar el día todo el levante peninsular presenta flujos paralelos a la costa con componente S en la mayor parte.

Los flujos en altitud vienen claramente condicionados por la circulación del SW durante todo el día. Por encima de los 2000-2500 m s.n.m. predominan los vientos de SW sobre todo la Península Ibérica. La troposfera alta se caracteriza por un flujo con una componente zonal más marcada, pero aún de SW. Los vientos en altitud solo se ven perturbados por los forzamientos orográficos que producen el desarrollo de ondas de gravedad, con el consecuente movimiento vertical de masas de aire.

El desarrollo de las brisas de mar a lo largo del litoral de levante induce unas circulaciones más complejas en la capa fronteriza de esta zona. El flujo de brisa presenta un espesor de unos 800 m, y el retorno se acopla al flujo sinóptico dominante de SW. Los vientos superficiales y en altitud presentan un acoplamiento importante excepto en el nordeste peninsular y el litoral de levante, donde el desarrollo de las brisas de mar contribuye a una estructura vertical del flujo más compleja.

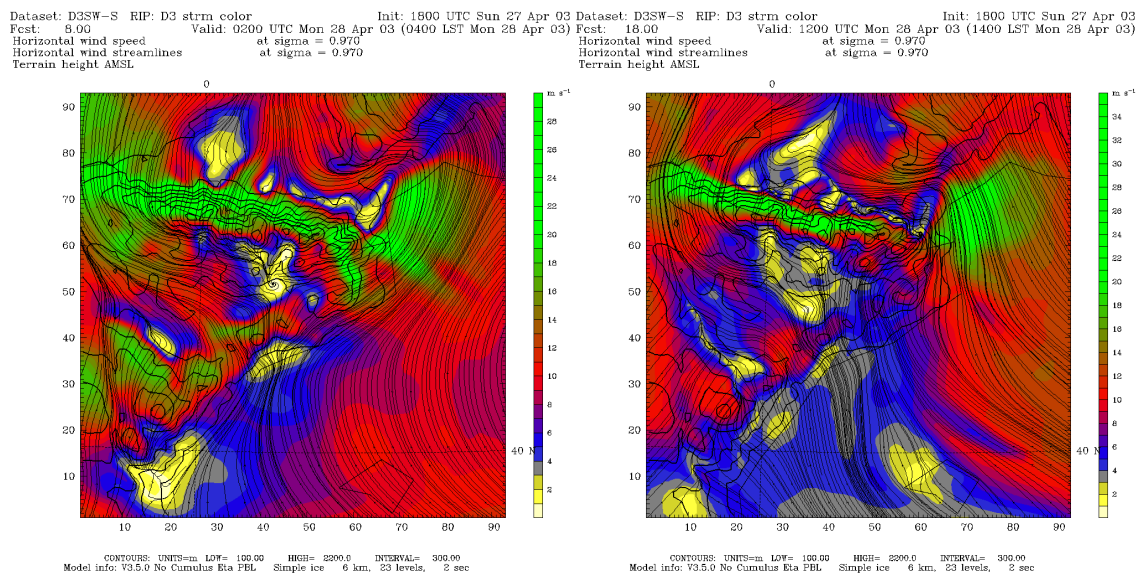
#### **7.4.4.2 Área geográfica de Catalunya**

##### ***a) Descripción general***

El nordeste de la Península Ibérica presenta los flujos más complejos para esta situación. La presencia de los Pirineos, el valle del Ebro y el Sistema Ibérico en una disposición transversal al avance de la advección del SW, junto con el desarrollo de fenómenos mesoscalares en la región como son las brisas de mar, producen modificaciones significativas de los flujos superficiales y estratos bajos de la troposfera.

Durante la madrugada, las masas de aire que penetran en la región son muy estables, y al incidir con los Pirineos se ven obligadas a virar por debajo de los 2500 m s.n.t. Así, el flujo del SW se divide en uno que vira hacia el oeste canalizándose por la depresión del Ebro, mientras que el otro vira hacia el este rodeando los Pirineos por la derecha. La bifurcación de ambos flujos se sitúa aproximadamente en el centro del AGC. Precisamente en esta zona es donde se producen los vientos más débiles del interior. Se produce un debilitamiento significativo tanto en capas bajas como en superficie. De esta manera, durante la madrugada, el interior de Catalunya presenta vientos por debajo de los 2 m/s. Estos flujos se reflejan en altitud en una extensa capa de 1500 m. La **Figura**

7.4.4 presenta las líneas de corriente del flujo a 220 m s.n.t. para el dominio D3 a las 2 y 12 UTC. A las 2 UTC se aprecia con claridad esta disposición.



**Figura 7.4.4** Flujos a 220 m s.n.t. a las 2 y 12 UTC para el día 28 de abril de 2003 (Resultados dominio D3).

El flujo del oeste (rodeando los Pirineos por el oeste) se refleja en superficie a partir de Aragón, y penetra paralelo a los Pirineos canalizándose por la depresión del valle del Ebro hasta el Cantábrico. Éste vira hacia el norte una vez rodeados los Pirineos, y penetra por el sur de Francia. En superficie los vientos presentan velocidades moderadas con valores de hasta 10 m/s. Justo a sotavento del Sistema Ibérico se aprecia una zona de calmas, precisamente producida por el efecto de abrigo aerológico de la cordillera sobre los vientos sinóticos de SW.

Por otra parte, el flujo del este (rodeando los Pirineos por el este) se refleja en superficie a partir de la Serralada Transversal, y vira sobre el nordeste del AGC para tomar dirección N con una aceleración marcada. En superficie, a las 00 UTC, presenta velocidades de hasta 12 m/s en la Plana de l'Empordà y sobre el Mediterráneo. El máximo en la velocidad del viento se presenta en altitud entre 400-800 m s.n.m. en el sur de la Plana del Rosselló, con velocidades de hasta 20 m/s. El flujo actúa como un jet, con un núcleo con velocidades intensas superiores a los vientos de los alrededores. Presenta una extensión vertical de hasta 1700 m s.n.t. La parte externa del mismo presenta velocidades de 14 m/s, y el núcleo de hasta 20 m/s.

Los flujos superficiales más intensos de la región se producen justo a sotavento del Sistema Ibérico, Pirineos y Serralada Transversal. En la cima de los Pirineos se observan velocidades de hasta 16 m/s. Es importante remarcar la aceleración sufrida por los flujos que rodean los Pirineos. Sobre el golfo de León los vientos son intensos e importantes como muestra la **Figura 7.4.4**.

Esta situación se mantiene durante la madrugada hasta las 8 UTC, hora a partir de la cual los vientos de SE del Mediterráneo afectan el nordeste del dominio, y se superponen al flujo que se había mantenido hasta el momento. La circulación entre los Pirineos y Macizo Central, que había permanecido muy encalmada a nivel superficial

durante la noche, se intensifica con los vientos de componente S del Mediterráneo, y a las 15 UTC se observan flujos intensos. En el interior del AGC se han ido estableciendo vientos superficiales moderados de 8-10 m/s de componente S desacoplados de la circulación sinóptica del SW. El fuerte calentamiento superficial ha contribuido al desarrollo de la brisa de mar y al establecimiento de la componente S por todo el territorio.

Durante las horas centrales del día, los vientos de SW aparecen con mayor intensidad superando el Sistema Ibérico, y por el valle del Ebro se desarrolla un régimen de Xaloc (SW) que va desde la cordillera litoral hasta el Cantábrico.

A partir de las 18 UTC, los vientos en superficie se van debilitando por el litoral, indicativo de la pérdida de intensidad de la brisa marina que ha ido virando hacia SW. La desaparición del flujo de brisa induce a un encalmamiento en el interior, y se vuelve a observar el jet que rodea los Pirineos por el este debido a la bifurcación del flujo sinóptico de SW a barlovento del macizo. A las 24 UTC, la mayor parte de la región presenta débiles vientos, a excepción de las cimas de las cordilleras, donde los flujos sinópticos de SW dominan.

Para esta situación no se observa la formación de vórtices a sotavento de los Pirineos con tanta claridad como los descritos por Bougeault et al. (1997). Si que se puede discernir la separación del flujo incidente sobre los Pirineos en dos, y como rodean la cordillera, con una aceleración en los laterales del sistema orográfico. Se producen dos zonas de encalmamiento, una a barlovento y otra a sotavento de los Pirineos. La primera se produce debido a la divergencia del flujo incidente en esa región, y la de sotavento debido al efecto de abrigo aerológico que ejercen los Pirineos sobre el flujo del SW. Los flujos que rodean el obstáculo orográfico convergen más al norte de la zona de encalmamiento. Esta zona de debilitamiento de los flujos superficiales se puede reflejar varios centenares de metros en altitud.

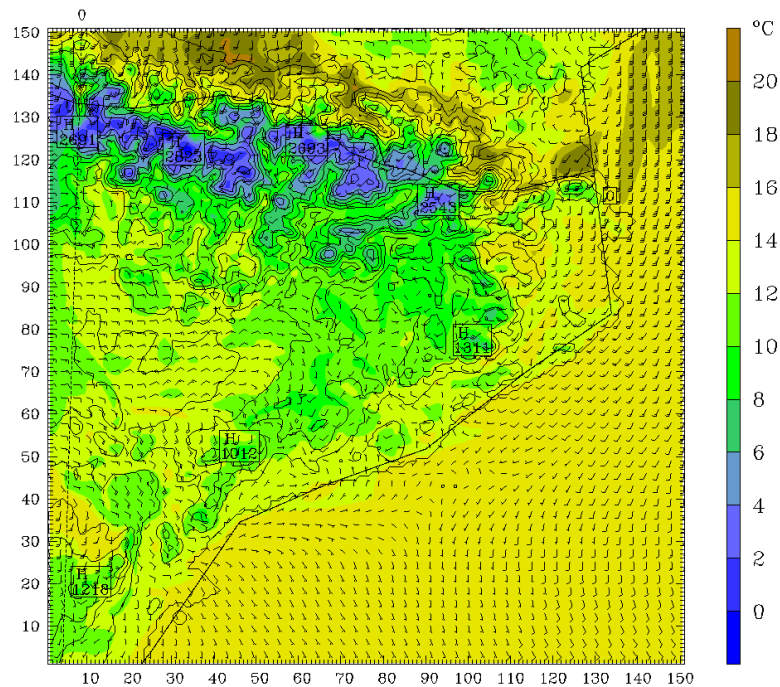
También es interesante resaltar el desarrollo de una onda de montaña estacionaria que se propaga en altitud por toda la troposfera a sotavento de los Pirineos. La estabilidad del flujo incidente y su velocidad no inducen a una formación de ondas con propagación longitudinal ni a la formación de roturas de la onda de gravedad en altitud.

Encima de la Depresión Central se aprecia una capa que llega hasta 1800 m s.n.t. Con vientos inferiores a 5 m/s. La particularidad ortográfica de la región del nordeste peninsular, con los Pirineos, el valle del Ebro y el Sistema Ibérico, produce que la advección del SW afecte muy poco a esta zona. A sotavento del Sistema Ibérico, debido al efecto de abrigo aerológico, los vientos presentan una componente del S más marcada. Este flujo, ya debilitado en superficie se bifurca para rodear los Pirineos debido a la falta de energía cinética para superarlos por encima. Por esto se producen extensas zonas con flujos muy débiles en toda la troposfera baja de esta región.

Por último resaltar la aparición del efecto Föhn en la vertiente norte pirenaica. Se aprecia claramente un notable aumento de la temperatura, junto con una disminución de la humedad en los valles internos de la ladera norte. La temperatura entre ambas laderas puede presentar diferencias de hasta 10°C. Este efecto cesa cuando los flujos de SW viran con una componente W más marcada al finalizar el día. La **Figura 7.4.5** presenta la evolución del campo de vientos superficial del AGC.

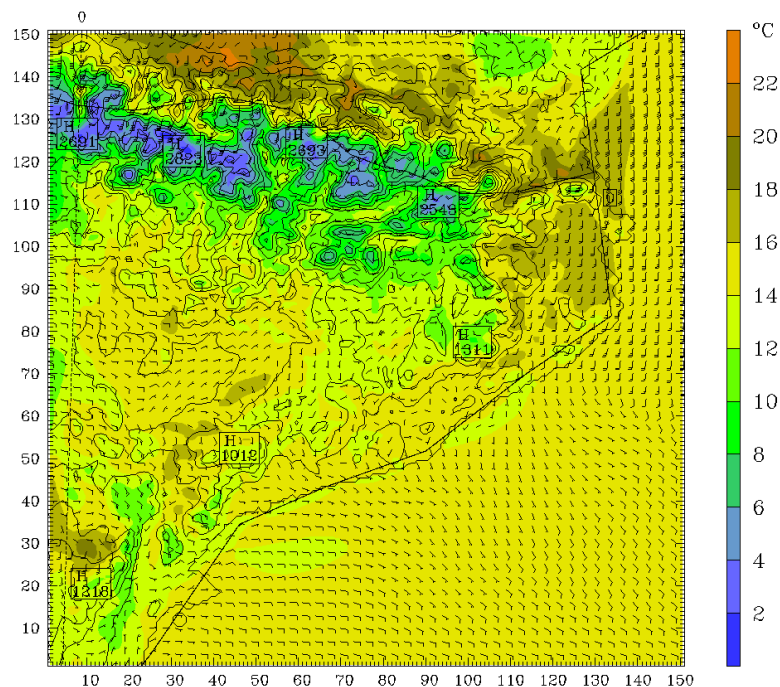
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: SW-SD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 10.00 Valid: 0400 UTC Mon 28 Apr 03 (0600 LST Mon 28 Apr 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Dataset: SW-SD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Mon 28 Apr 03 (1000 LST Mon 28 Apr 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



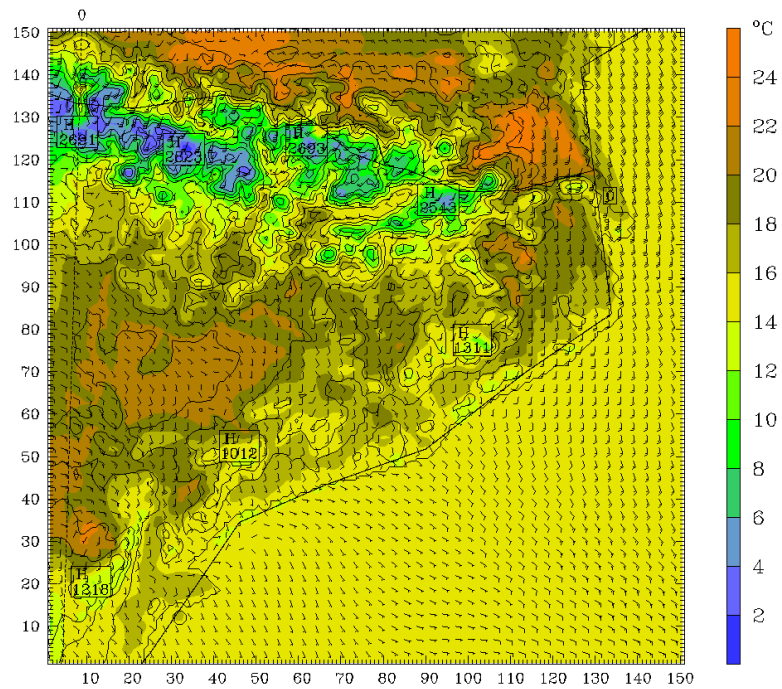
CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

**Figura 7.4.5 Evolución cada cuatro horas del campo de vientos superficial y la temperatura del aire en el primer nivel del modelo con elevada resolución espacial (2 km) para el día 28 d'abril de 2003 (Resultados dominio D4; los vectores se han representado cada tres celdas; la evolución horaria se adjunta en el Anexo 1).**



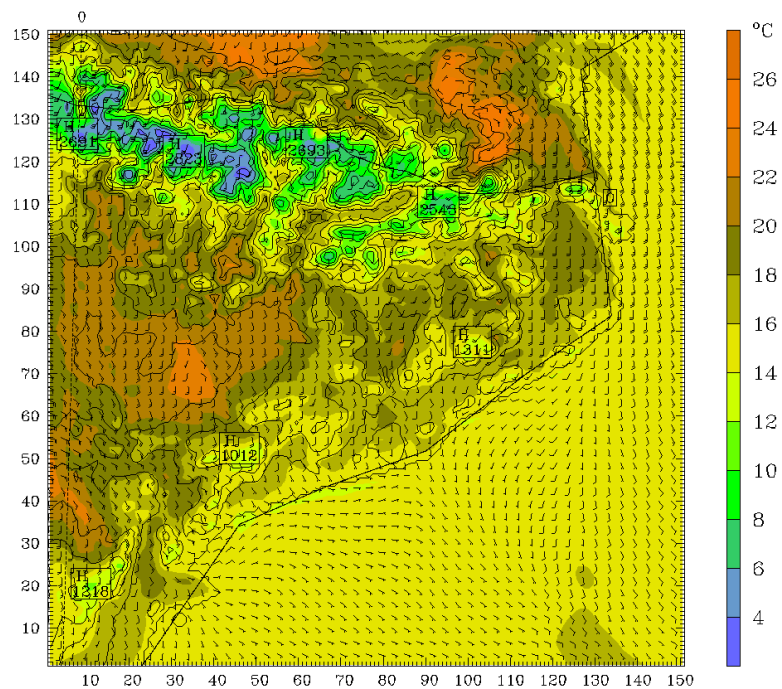
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: SW-SD4 RIP: D4 srflw Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Mon 28 Apr 03 (1400 LST Mon 28 Apr 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Dataset: SW-SD4 RIP: D4 srflw Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Mon 28 Apr 03 (1800 LST Mon 28 Apr 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

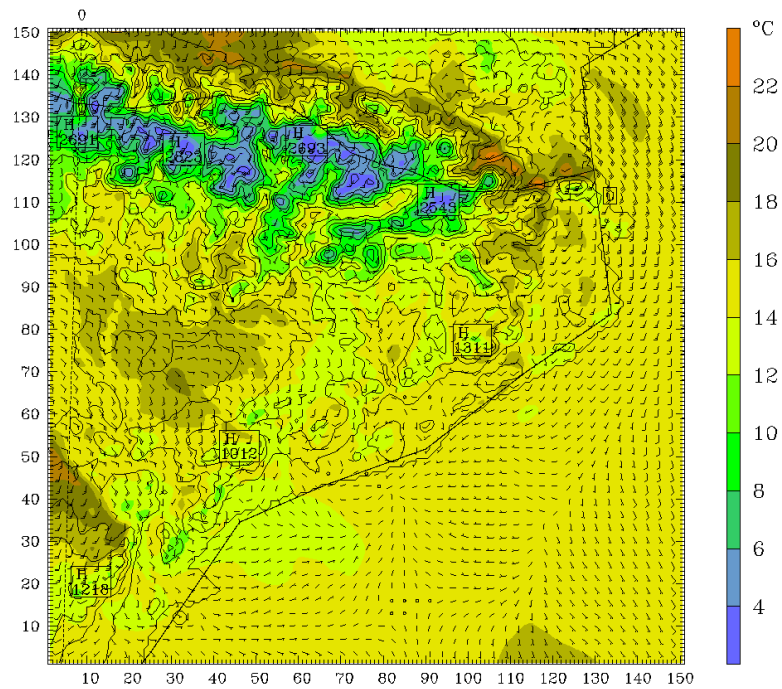


CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Figura 7.4.5 Cont.

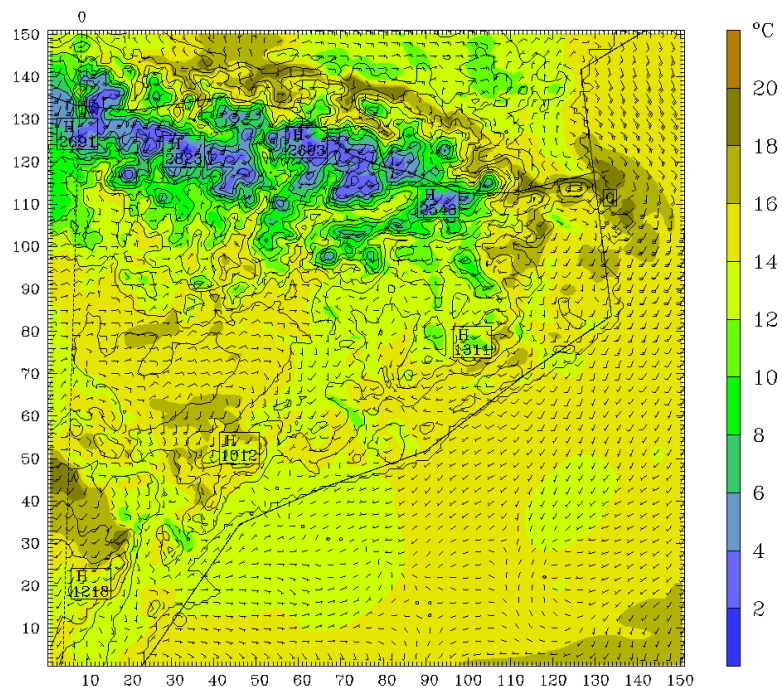
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: SW-SD4 RIP: D4 srflw      Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 26.00      Valid: 2000 UTC Mon 28 Apr 03 (2200 LST Mon 28 Apr 03)  
 Temperature      at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors      at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Dataset: SW-SD4 RIP: D4 srflw      Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 30.00      Valid: 0000 UTC Tue 29 Apr 03 (0200 LST Tue 29 Apr 03)  
 Temperature      at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors      at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Figura 7.4.5 Cont.

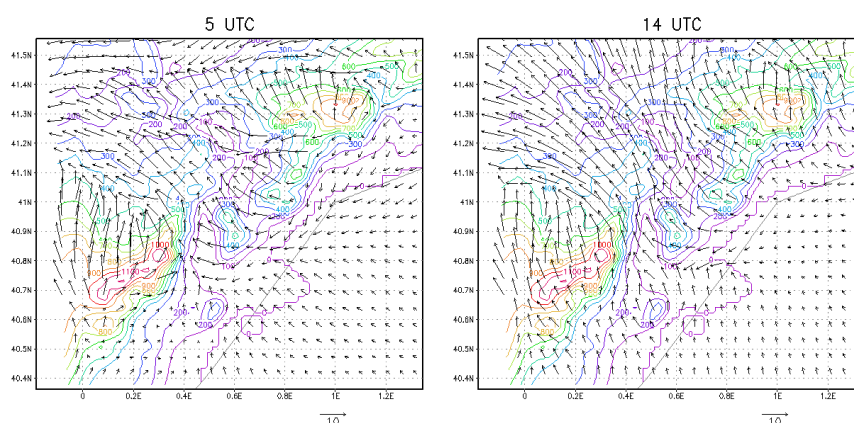
**b) Tierras del Ebro**

La **Figura 7.4.6** muestra los flujos del subdominio para una hora de la madrugada y otra del mediodía que permite ejemplificar el comportamiento de los vientos en esta región. A las 00 UTC el Delta del Ebro está dominado por vientos débiles de componente SSW. El bajo gradiente bórico dominante sobre el Mediterráneo se refleja con circulaciones de baja intensidad durante la noche. Las cordilleras Prelitorales presentan vientos moderados en las cimas y vertientes de sotavento. Así, en el Ports se simulan vientos de 12 m/s de componente S, mientras que a sotavento de las Muntanyes de Prades se observan vientos de 10 m/s. Todo el interior se caracteriza por un régimen de vientos débiles de componente SE por sobre de los Ports de Beseit.

En el litoral, entre el cabo de Salou y el Delta del Ebro se ha establecido una circulación de NE débil. Este flujo se forma debido a la poca energía de los vientos marítimos que no son capaces de superar la cordillera Prelitoral, que provoca un bloqueo del flujo. Esto obliga a que éste vire hacia el sur.

La situación se mantiene similar hasta las 7 UTC. Los vientos del interior se han ido debilitando, y los vientos canalizados por el curso del Ebro se han encalmado. Sólo a sotavento de los Ports y la cordillera Prelitoral se aprecian vientos en superficie moderados. El flujo del litoral de componente NE se ha mantenido, ganando intensidad hasta 8 m/s.

Entre las 9 y 10 UTC se observa como se empieza a desarrollar la brisa en la costa, y los vientos marítimos penetran hacia el interior superando la cordillera Prelitoral. A sotavento de esta cordillera los vientos presentan velocidades entre 6 y 10 m/s de componente SE, que se van reforzando hasta las 16 UTC, alcanzando los 12 m/s en distintas regiones. En superficie convergen tres flujos: uno del sur que supera los Ports de Beseit viniendo de Castellón, otro del SE penetrando hacia el interior por la costa, y un tercero que penetra por el norte de las Muntanyes de Prades. En las líneas de convergencia de los flujos se producen zonas de encalmamiento importantes.



**Figura 7.4.6 Campo de vientos superficial para el subdominio de las Tierras del Ebro a las 5 y 14 UTC del día 28 de abril de 2003.**

A partir de la tarde se empiezan a encalmar algunas zonas del interior del subdominio. La zona de la Cubeta Mora, el valle del Ebro y del Segre son de los primeros lugares donde se establece la calma. A las 20 UTC los vientos débiles dominan ya en la costa, y

en el litoral al norte del Delta del Ebro se observan flujos de NE como los de la madrugada. Al final del día el litoral presenta vientos inferiores a 4 m/s, y en el interior, en algunas zonas de montaña, se alcanzan los 8-10 m/s.

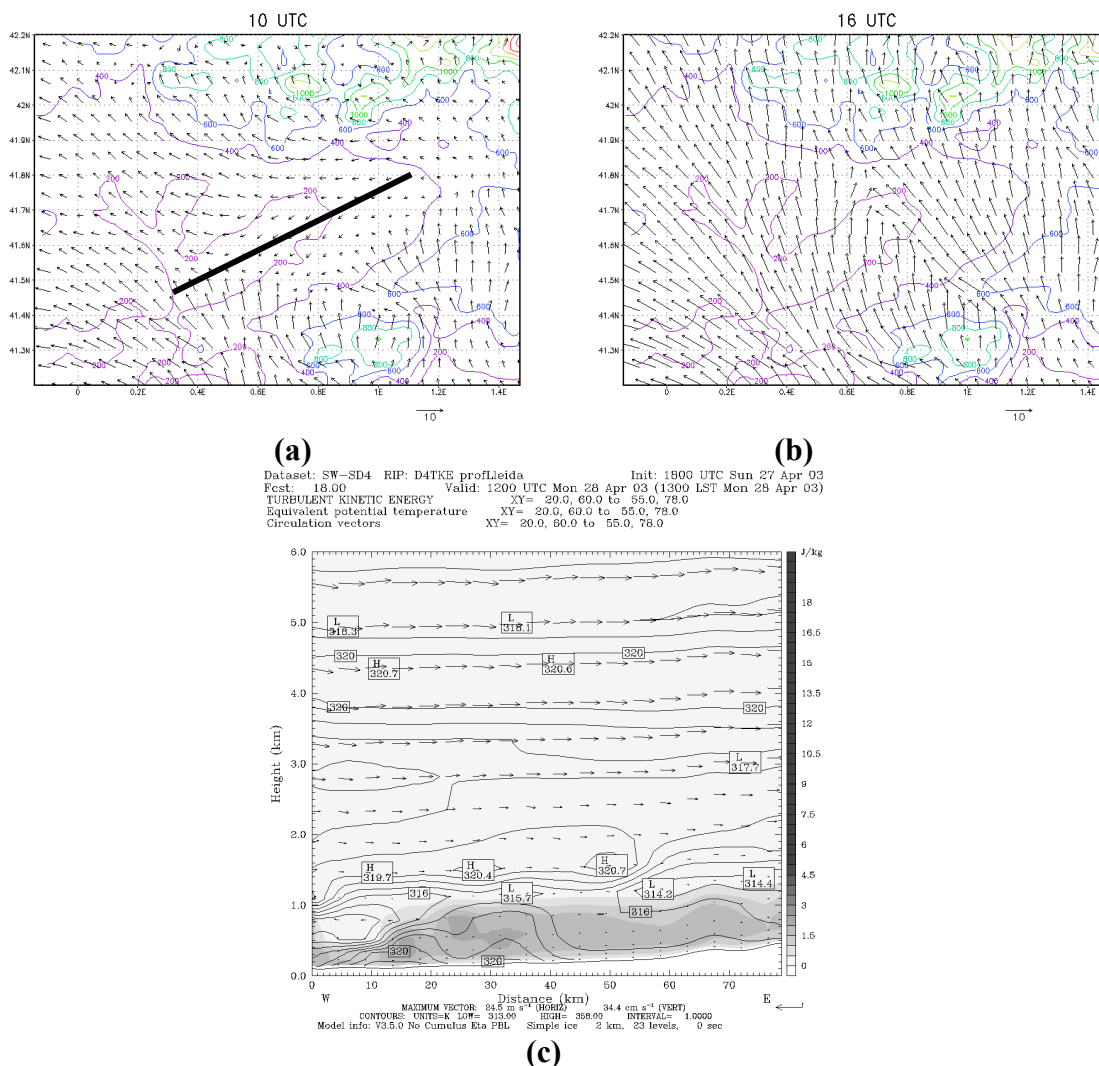
En altitud dominan los vientos del SSW. Durante la madrugada y hasta el mediodía se aprecia una capa centrada a 1700 m s.n.m. con vientos inferiores a 5 m/s, inferiores a los que se tienen en superficie. El espesor de la capa varía en función de la hora del día, y en algunos períodos se extiende hasta el suelo. A partir de mediodía, con la entrada de la brisa, desaparece debido al acoplamiento de la brisa con los flujos sinópticos en altura. Las capas en altitud de vientos débiles se producen en zonas donde se observa un fuerte desacoplamiento entre los flujos superficiales y la circulación sinóptica en altitud, y constituyen una zona de transición entre los vientos superficiales y la circulación sinóptica. La compleja orografía de Catalunya contribuye a que se produzca este desacoplamiento.

### *c) Depresión Central*

#### *i) Pla de Lleida*

Durante la noche, el Pla de Lleida y la Plana d'Urgell presentan vientos del NE drenando hacia Lleida. Las vertientes septentrionales de la cordillera Prelitoral presentan vientos del S moderados, mientras que en los Monegros los vientos del E de 8 m/s dominan durante las primeras horas del día. A 600 m s.n.m. se aprecia como el flujo diverge sobre la parte oriental de las Serres Exteriors. Esto produce unos vientos intensos dirigiéndose hacia el noroeste por sobre el curso del río Cinca, mientras que la Plana d'Urgell y este de las Serres Exteriors presentan vientos débiles. La presencia de los Pirineos provoca esta circulación sobre la Depresión Central. A mayor altitud los vientos sobre la región toman componente del S, y la bifurcación del flujo incidente sobre los Pirineos se produce más hacia el norte, hasta el punto que el flujo es capaz de superar la cordillera. Esta estructura se mantiene durante la noche tanto en superficie como en altitud, con una tendencia de los vientos a debilitarse.

A las 10 UTC los flujos en superficie en las llanuras se han debilitado presentando velocidades inferiores a 4 m/s (**Figura 7.4.7a**). A esta hora se observan en las vertientes sur de las primeras montañas prepirenaicas el desarrollo de vientos anabáticos débiles. Del mismo modo, en altitud la capa fronteriza durante este período presenta vientos muy débiles (**Figura 7.4.7c**). Por el sur empiezan a penetrar flujos del S, formados por la advección del SW que se refuerza con el desarrollo de la brisa de mar por la costa con componente SE. Este frente se extiende por todo el subdominio hasta las 16 UTC, con velocidades de hasta 14 m/s. Al mismo tiempo en que penetra la brisa, los vientos de montaña en los Pirineos facilitan que el flujo del S se establezca también en estas zonas (**Figura 7.4.7b**). No es hasta las 17 UTC, cuando el calentamiento superficial ha perdido ya mucha intensidad y los flujos en las llanuras viran a E y en las montañas se debilita la circulación diurna. Esto produce que el flujo del S se vuelva a bifurcar sobre la Depresión Central para superar la cordillera. La estabilización de las masas de aire superficial contribuye notablemente en este fenómeno. En superficie, los vientos sobre la Plana d'Urgell, siguiendo el curso del río Segre, viran hacia el este formándose un drenaje nocturno frío de componente NE como el que se ha descrito durante la madrugada, que penetra hacia el Pla de Lleida.



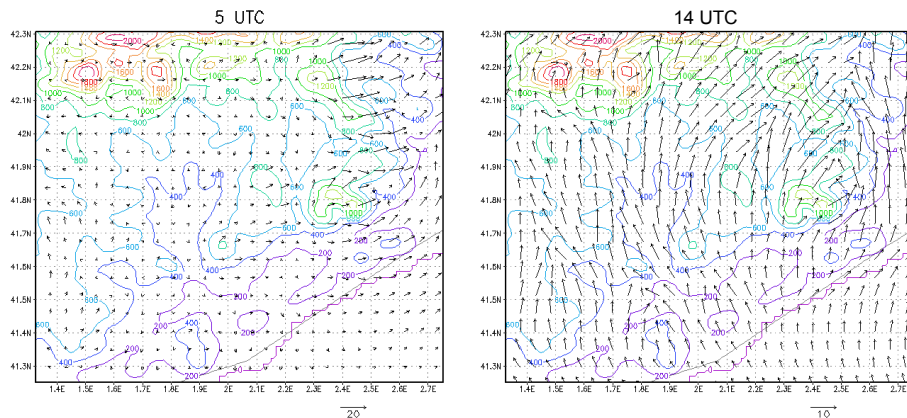
**Figura 7.4.7** Campo de vientos del subdominio de Pla de Lleida (a) a las 10 UTC y (b) 16 UTC; (c) perfil vertical del viento, temperatura potencial y TKE a las 12 UTC del día 28 de abril de 2003 [Localización del corte indicada en (a) con una línea negra].

Las cordilleras del Sistema Prelitoral presentan vientos del S moderados en las cimas y vertientes de sotavento. A 600 m s.n.m. por el sur dominan los flujos del SW moderados, y van perdiendo intensidad a la vez que viran hacia el W. A las 24 UTC la región oriental de las Serres Exteriors presentan vientos muy débiles en estos niveles.

ii) *Pla de Bages y Plana de Vic*

La Catalunya central presenta un régimen de vientos débil durante las primeras horas del día. Las cordilleras que rodean el Pla de Bages y Plana de Vic presentan vientos moderados de componente SW, pero en los llanos domina la calma (**Figura 7.4.8**). Esta situación se mantiene con un debilitamiento de los vientos general en toda la zona hasta las 7 UTC. A partir de las 8 UTC se aprecia como en la costa los vientos empiezan a virar con el desarrollo de la brisa marina, y en las montañas prepirenaicas se desarrollan

vientos anabáticos. Esta situación induce a que con el avance del día se impongan los vientos del S en toda la región. A las 14 UTC los vientos del S se han establecido hasta los Prepirineos. Las velocidades más importantes se observan en el Pla de Bages y Plana de Vic, con vientos en superficie de 10 m/s, mientras en la costa la brisa no supera los 6 m/s. Este hecho es interesante de resaltar, ya que los forzamientos térmicos refuerzan la penetración del flujo del S en superficie a medida que este avanza hacia el interior. Las canalizaciones más destacables son la del curso del río Llobregat, y la del río Besós, que facilitan la penetración de las masas de aire del litoral hacia el interior de Catalunya en superficie.



**Figura 7.4.8 Campo de vientos del subdominio del Pla de Bages y Plana de Vic a las 5 UTC (izquierda) y 14 UTC (derecha) del 28 de abril de 2003.**

A partir de las 16 UTC los vientos empiezan a perder intensidad, y la entrada de brisa empieza a desaparecer. El debilitamiento de los vientos se produce primero en la costa y Pirineos y se extiende por las llanuras del interior unas horas después. A las 20 UTC aún se aprecian vientos de 8 m/s en la entrada del Pla de Bages y Plana de Vic, mientras que la Depressió Prelitoral los vientos no superan los 2 m/s. A las 24 UTC las zonas del llano se han encalmado, la Serralada Transversal presenta vientos moderados de SW acoplados al flujo sinóptico, y sobre el Mediterráneo se ha establecido un flujo del SW débil en superficie. Sobre el Pla de Bages se impone una calma en los primeros 300 m s.n.t. durante la noche, y por encima, dominan los vientos sinópticos del SW. En la Plana de Vic el encalmamiento se extiende verticalmente hasta los 500 m s.n.t.

#### ***d) Sistema litoral***

##### *i) Litoral sur*

El litoral sur del AGC presenta un régimen de vientos débiles durante las primeras horas del día. A barlovento de las cordilleras del Sistema Prelitoral los vientos presentan velocidades inferiores a 2 m/s. Este régimen se mantiene durante toda la madrugada hasta las 7 UTC. A partir de esta hora se empieza a desarrollar la brisa marina y los vientos anabáticos en las vertientes sur de las cordilleras prelitorales. Estos dos flujos se acoplan produciendo vientos débiles de 2 m/s de SE por todo el litoral. Estos se intensifican hacia el interior debido a la orografía de la zona con aceleraciones en pasos estrechos como en la Conca de Barberà debido al efecto Venturi.

Hasta las 12 UTC los vientos del S en el interior se van intensificando, mientras que en la costa se mantienen con velocidades débiles que no superan los 3 m/s. Cabe destacar que a esta hora el flujo del S en superficie aún no ha sido capaz de superar las Muntanyes de Prades para penetrar hacia la Plana d'Urgell. En cambio, se ha establecido por el Altiplà de la Segarra y Pla de Bages. A partir de las 13 UTC, los vientos que rodean las Muntanyes de Prades por el este empiezan a penetrar hacia la Plana d'Urgell. Hasta las 17 UTC se mantiene la entrada de la brisa y el flujo del S, que se encuentra bien establecido por todo el litoral. Las velocidades más importantes se producen justo a sotavento de la cima de las Muntanyes de Prades, con magnitudes de hasta 11 m/s. Los vientos sobre el mar se han debilitado, no superando los 2 m/s. A partir de las 18 UTC se debilita la entrada de la brisa, desapareciendo en la mitad este del litoral sur. En el interior se mantienen los vientos del S. El encalmamiento de la costa se va propagando hacia el litoral y llanuras interiores. Al finalizar el día, toda la costa se encuentra encalmada. En cambio, a sotavento de las cordilleras se mantienen vientos de componente S con velocidades débiles a moderadas.

En esta zona, especialmente a barlovento de las Muntanyes de Prades entre Tarragona, Reus y Valls, se produce una capa de vientos muy débiles durante toda la noche con velocidades inferiores a 2 m/s con una extensión de unos 400 m s.n.m. En algunas zonas en superficie los vientos son ligeramente superiores. A medida que avanza la madrugada, esta capa se va haciendo más profunda, y con la entrada de la brisa se queda en altitud entre los vientos de componente S de la brisa y los flujos sinópticos dominantes a partir de 1000 m s.n.m. De aquí que en el litoral de Tarragona y parte del interior hasta Valls se presenten vientos más débiles en capas bajas que los que se observan en el resto del dominio, incluso durante la entrada de la brisa.

La canalización más significativa que se forma con la entrada de la brisa es la que penetra por el Baix Penedès y se dirige hacia la Conca de Barberà.

#### *ii) Litoral central*

Delante del litoral central los vientos presentan componente del SW ganando intensidad a medida que se dirigen hacia el norte. Sobre tierra, a las 00 UTC dominan los vientos débiles en la mitad suroeste y más intensos en el nordeste. Por la Depressió Prelitoral se observan velocidades de hasta 10 m/s. Por el valle del Llobregat destaca el establecimiento de un drenaje nocturno frío. Hasta las 6 UTC se mantiene el régimen descrito con una tendencia al debilitamiento en toda la región y dominio del terral. A esta hora se observa sobre el mar un debilitamiento indicativo de la inminencia del desarrollo de la brisa marítima en la costa, que penetra a las 7 UTC con componente SE. Entre las 9 y las 13 UTC la brisa se establece ganando intensidad hacia el interior, con vientos de hasta 8 m/s a sotavento de la cordillera litoral. A partir de esta hora se van debilitando los vientos en la costa y en la Depressió Prelitoral, y a las 18 UTC buena parte de la costa presenta vientos encalmados. La región de la Depressió, del Corredor concretamente, presenta vientos de SW más intensos por la canalización entre el Montseny y el Corredor, llegando a velocidades de 8 m/s que se mantienen durante buena parte del día. Las vertientes de sotavento de las montañas más significativas del sistema Prelitoral presentan vientos también moderados de 8 m/s, y en el Montseny se llega a los 12 m/s.

Durante la entrada de la brisa se aprecian tres canalizaciones significativas en el litoral central de Catalunya. Una se produce entrando por el oeste del Garraf y penetrando hacia la Conca d'Òdena, la segunda de mayor importancia sigue el curso del río Llobregat, llegando a penetrar hasta la ladera del Prepirineo, y por último la tercera penetrando por el sur del Maresme y dirigiéndose hacia el norte siguiendo el Congost hasta la Plana de Vic.

### *iii) Litoral norte*

A las 00 UTC el litoral norte de Catalunya presenta vientos del SW moderados, virando a N a sotavento del Cap de Creus, a la vez que se intensifican. La Plana de l'Empordà presenta unos flujos de componente S débiles a moderados, con zonas de calmas. La presencia de la Serralada Transversal provoca la formación de ondas de gravedad a sotavento de la sierra. En aquellas regiones que se encuentran justo debajo de una pulsación ascendente de la onda de gravedad presentan vientos en superficie muy débiles. Los vientos en la cimas de las montañas presentan la dirección del flujo sinóptico. Las vertientes de sotavento de las cordilleras perpendiculares al flujo incidente se encuentran resguardadas, este hecho, junto con la formación de ondas de gravedad propagándose a sotavento producen diversas zonas de calmas en la región.

La Plana del Rosselló se mantiene encalmada por el efecto de abrigo aerológico de los Pirineos. Durante algunas horas de la madrugada, los vientos a sotavento de la Serra de l'Albera penetran con intensidad hacia la Plana, debido al desarrollo de una onda de gravedad que intensifica los vientos a sotavento. La costa norte desde el Cap de Creus hacia el Rosselló, los vientos superficiales sobre el mar presentan una magnitud fuerte con velocidades de 14 m/s.

La situación se mantiene bastante constante durante la madrugada, con una intensificación de los vientos del S en la Plana de l'Empordà. Los vientos llegan a 12 m/s a las 6 UTC. Cuando se empieza a desarrollar la brisa en la costa central, en el interior ya dominan los vientos del S, establecidos durante el régimen nocturno. A las 13 UTC la brisa presenta la mayor intensidad, desde el Rosselló hasta el Maresme (centro del litoral catalán) se establece un flujo del S fuerte con vientos superiores a los 10 m/s. Delante las costas de la Plana del Rosselló se observan vientos fuertes de hasta 18 m/s, y a sotavento de la Serra de l'Albera se llegan a presentar valores de hasta 20 m/s.

Esta región de Catalunya es la que presenta vientos más intensos para esta situación meteorológica. El efecto de aceleración que presenta el flujo del SW en altitud al superar los Pirineos por el este genera vientos fuertes en el Empordà y Rosselló. Los vientos del S que superan la Serra de l'Albera convergen con el flujo que penetra por la costa del Rosselló desde el Mediterráneo.

A partir de las 14 UTC se empiezan a debilitar los vientos desde la costa hacia el interior. La zona de sotavento de la Serralada Transversal presenta un debilitamiento de los flujos importante, al igual que la región a sotavento del Montseny. Sin embargo, a sotavento de la Serra de l'Albera los vientos en superficie se mantienen fuertes. Todo y el debilitamiento del flujo, este mantiene la componente del S en toda la Plana. A las 24 UTC, la zona presenta diversas zonas encalmadas. Los vientos de la Plana de l'Empordà



son de componente S moderados, mientras que en las cimas de la Serralada Transversal y Serra de l'Albera presentan velocidades de hasta 10 m/s. En el Rosselló el régimen se ha encalmado, y los flujos han virado a N, mientras que en el Mediterráneo siguen presentando componente S, virando a SE a sotavento del Cap de Creus penetrando por el litoral del Rosselló.

La cizalla vertical del viento sobre la región es importante. A las 13 UTC, durante la máxima intensidad de la brisa, el flujo superficial del S está bien establecido hasta 400 m s.n.m. Entre 400 y 1000 m s.n.m. se produce una zona de transición donde el flujo va virando hacia a SW, y a partir de 1000 m s.n.m. se establece el flujo sinóptico. En la zona de transición se debilitan ligeramente los vientos, pero en menor medida que en las regiones de la Catalunya central, donde como se ha descrito los vientos pueden presentar velocidades inferiores a 5 m/s a centenares de metros en altitud. Esta capa se aprecia a sotavento de la Serralada Transversal, mientras que sobre la Plana de l'Empordà los vientos no se debilitan tanto.

En la Serra de l'Albera se produce un efecto Föhn que permite explicar los fuertes vientos que se observan a sotavento de la misma, con un aumento de la temperatura y disminución de la humedad en la vertiente norte. El flujo del S al incidir sobre esta cordillera con cimas de hasta 1200 m s.n.m. produce un efecto Föhn descrito en el **Capítulo 3**. Este fenómeno ya se ha observado en los Pirineos, pero en este caso es interesante observar la aceleración que toma el flujo a sotavento.

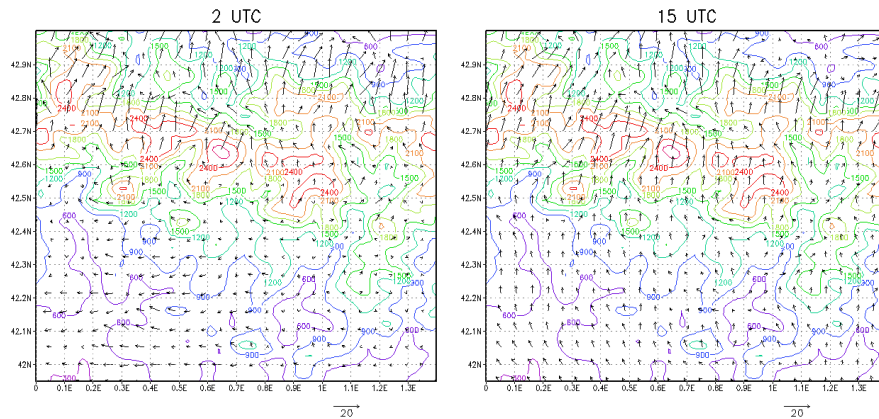
#### *e) Pirineos*

##### *i) Pirineo occidental*

Los flujos de los Pirineos presentan dos comportamientos bien diferenciados entre los Prepireneos y las cordilleras más elevadas de los Pirineos. Durante la madrugada, los Prepireneos presentan vientos en superficie encalmados. En la Depressió Mitjana los vientos en superficie no superan los 2 m/s, ganando intensidad hacia Aragón. Por otro lado, la vertiente norte pirenaica presenta fuertes vientos, especialmente justo a sotavento de las cimas de los picos más elevados, con velocidades de hasta 18 m/s a las 00 UTC. En cambio, en la vertiente sur los flujos son muy débiles. El flujo sinóptico del SW, al ser estable y no tener suficiente energía cinética se ve obligado a rodear el macizo en capas bajas como se ha descrito anteriormente. Las capas más altas pueden superar los Pirineos por arriba desarrollando una onda de gravedad que se extiende verticalmente. Esto produce el distinto comportamiento de los flujos en las dos vertientes. La onda produce una intensificación de los vientos en la vertiente norte muy significativa, con elevada turbulencia. Es importante destacar que pocos kilómetros a sotavento de las cimas pirenaicas se observa una estrecha zona de vientos mucho más débiles que se extiende de oeste a este. Esta zona se mantiene con mayor o menor extensión durante todo el día. Su origen se atribuye a la distribución espacial de los flujos debido a la formación de la onda de gravedad desarrollada en los Pirineos. La situación se mantiene similar durante toda la madrugada.

A partir de las 7 UTC los vientos en los Monegros se debilitan, y el flujo del E dominante en aquella zona presenta una componente del SE debido a un desarrollo de las circulaciones térmicas, reforzado por el flujo sinóptico. Los Prepireneos continúan con vientos encalmados. A las 10 UTC se aprecia en superficie como se empiezan a

desarrollar vientos anabáticos en algunas vertientes de los valles internos pirenaicos. La componente S se establece de forma generalizada a las 12 UTC en los Pirineos, mientras que la Depressió Mitjana continua encalmada hasta las 15 UTC.



**Figura 7.4.9** Campo de vientos del subdominio de los Pirineos occidentales a las 2 UTC (izquierda) y 15 UTC (derecha) del 28 de abril de 2003.

A partir de las 18 UTC los vientos en superficie en los Prepirineos se empiezan a debilitar, manteniéndose la componente S, y los fuertes vientos a sotavento de los Pirineos. Hacia la noche la situación vuelve a presentar el mismo régimen de la madrugada.

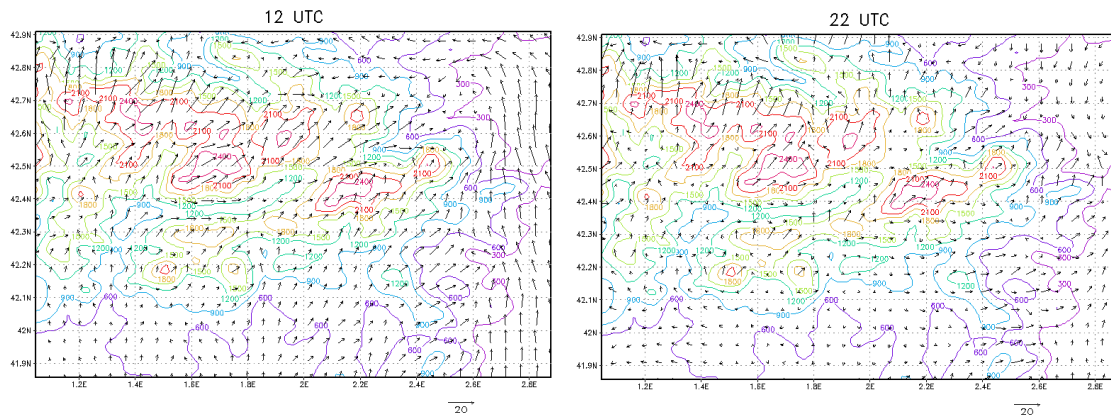
En altitud, el desarrollo de ondas de montaña induce movimientos verticales importantes en toda la vertiente norte de los Pirineos. Las ondas de gravedad se propagan en altitud por toda la troposfera con velocidades verticales de hasta 5 m/s. Estas velocidades tan elevadas se producen en zonas de elevada turbulencia.

En los vientos a 1500 m s.n.m. se aprecia como el flujo del SSE al aproximarse sobre los Pirineos se va debilitando y se bifurca durante las horas nocturnas. Con el desarrollo de la brisa y los vientos de montaña, el flujo dominante es de componente S con velocidades moderadas, y penetra por los valles pirenaicos superando la cordillera por arriba. A barlovento de los Prepirineos se aprecia como los vientos son más débiles, al encontrarnos en la capa en altitud descrita anteriormente que se forma sobre la Depresión Central. Esta capa separa los flujos sinópticos del SW en altitud de la penetración de los flujos del S en capas bajas.

#### *ii) Pirineo oriental*

Análogamente a lo descrito en los Pirineos occidentales por la madrugada, los Pirineos orientales presentan vientos encalmados en las zonas de la vertiente sur, mientras que a sotavento de las cordilleras más elevadas se observan fuertes vientos asociados a la formación de ondas de montaña. Las regiones al norte de los Pirineos orientales se encuentran protegidas del flujo sinóptico, y los flujos en superficie son muy débiles. Durante el período nocturno se observan drenajes nocturnos desde los valles interiores del Pirineo hacia el interior del AGC.

A partir de las 9 UTC se desarrollan los primeros vientos de montaña en los valles de Andorra y el Berguedà. Al mediodía, el régimen de S está bien establecido en el interior del AGC, mientras que en los Pirineos los vientos de montaña han ido ganando intensidad, acoplándose con el flujo sinóptico. Solo el valle de la Cerdanya queda protegido de los flujos del S, presentando vientos moderados del W.



**Figura 7.4.10** Campo de vientos del subdominio de los Pirineos orientales a las 12 UTC (izquierda) y 22 UTC (derecha) del 28 de abril de 2003.

A partir de las 16 UTC los vientos se empiezan a debilitar desde los valles internos de los Pirineos hacia el interior del AGC. Las llanuras situadas al norte de los Pirineos se han caracterizado durante todo el día por vientos débiles debido al efecto de apantallamiento del flujo sinóptico ejercido por los Pirineos. Al finalizar el día, la situación es similar a la de la madrugada, con vientos débiles en las llanuras interiores de Catalunya, los valles pirenaicos, y con vientos fuertes en las cimas y en las laderas septentrionales pirenaicas. La formación de ondas de gravedad en las cordilleras perpendiculares al flujo sinóptico del SW produce importantes movimientos verticales, como los descritos en los Pirineos occidentales.

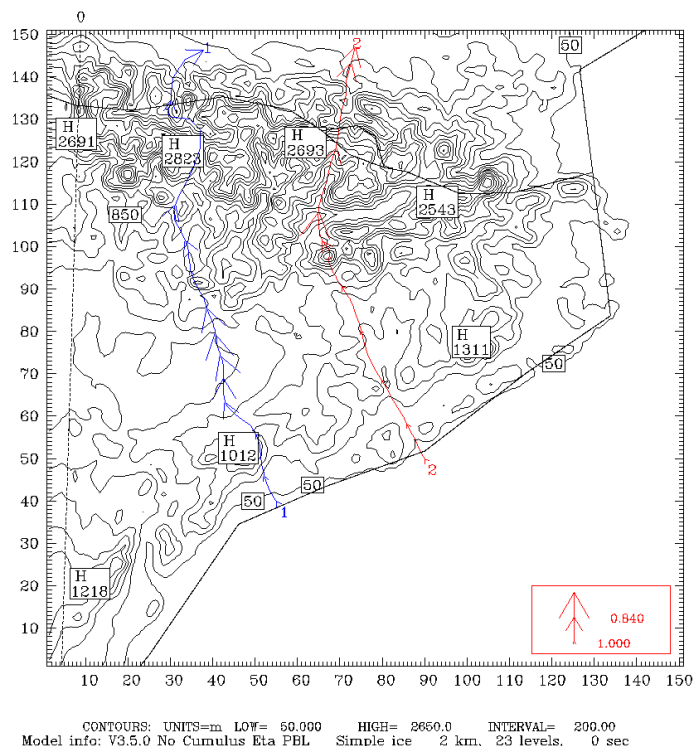
### *f) Trayectorias*

A modo de resumen se presentan dos trayectorias que describen el movimiento de las masas de aire en superficie desde el litoral hacia el interior. La **Figura 7.4.11** muestra ambas trayectorias. La primera (color rojo) tiene su origen en Tarragona y la segunda (color azul) en Barcelona. Ambas trayectorias se han calculado con el origen en el segundo nivel del modelo, equivalente a 72 m s.n.m., y para el período entre las 11 a 24 UTC.

En los dos casos los flujos del sur advectan las masas del litoral hacia el interior. La trayectoria azul se inyecta a sotavento de las Muntanyes de Prades a las 14 UTC, y circula con dirección S a unos 1200 m s.n.t. Por su parte, la trayectoria roja penetra en niveles superficiales siguiendo el valle del río Llobregat hasta los Prepirineos, donde se inyecta en altitud entre las 16 y las 17 UTC. Una vez en altitud, a unos 1500 m s.n.t. se acopla al flujo sinóptico dominante del SW y supera los Pirineos por arriba. Es importante destacar como las masas del litoral pueden penetrar hasta el interior del AGC en unas 4 horas sin inyectarse.

El dominio de la situación sinóptica hace que para este día no se produzcan recirculaciones por el AGC, como se han descrito en casos anteriores. Sin embargo, la penetración de las masas de aire del litoral se extiende hasta el interior del AGC en niveles superficiales en aquellas canalizaciones naturales más importantes orientadas de norte a sur.

Dataset: SW-SD4 RIP: D4 traj Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 6.00 Valid: 0000 UTC Mon 28 Apr 03 (0100 LST Mon 28 Apr 03)  
 Trajectories from hour 17.000 to 30.000  
 Trajectories from hour 17.000 to 30.000  
 Terrain height AMSL



**Figura 7.4.11** Trayectorias de masas de aire con origen en Tarragona (azul) y Barcelona (rojo) a 72 m s.n.m. para el período 11 a 24 UTC (Cada flecha en la trayectoria indica un paso de tiempo de una hora; la altitud se indica con el tamaño de la flecha; la leyenda de la altitud de la trayectoria se adjunta en coordenadas sigma en la parte inferior derecha en rojo).

## 7.4.5 Energía cinética turbulenta

### 7.4.5.1 Península Ibérica

En la **Figura 7.4.3** se presenta un corte vertical de la energía cinética turbulenta (TKE) en la Península Ibérica. La TKE viene representada en escala de grises. Durante las primeras horas nocturnas del día, la fuerte estratificación estable superficial inhibe la formación de turbulencia en capas bajas, sin embargo, se observa la formación de TKE de origen mecánico en superficie y especialmente a sotavento de los grandes sistemas orográficos en disposición perpendicular al flujo del SW incidente. La cizalla vertical del viento, y la rugosidad de la región contribuyen a la generación de esta TKE. La formación de ondas de montaña lleva asociada unos niveles de TKE significativos, con

elevada turbulencia a sotavento de las cordilleras cantábricas. Esta TKE se transporta hacia el mar Cantábrico por la advección del flujo sinóptico. En el litoral septentrional, por el contrario la producción de TKE es nula.

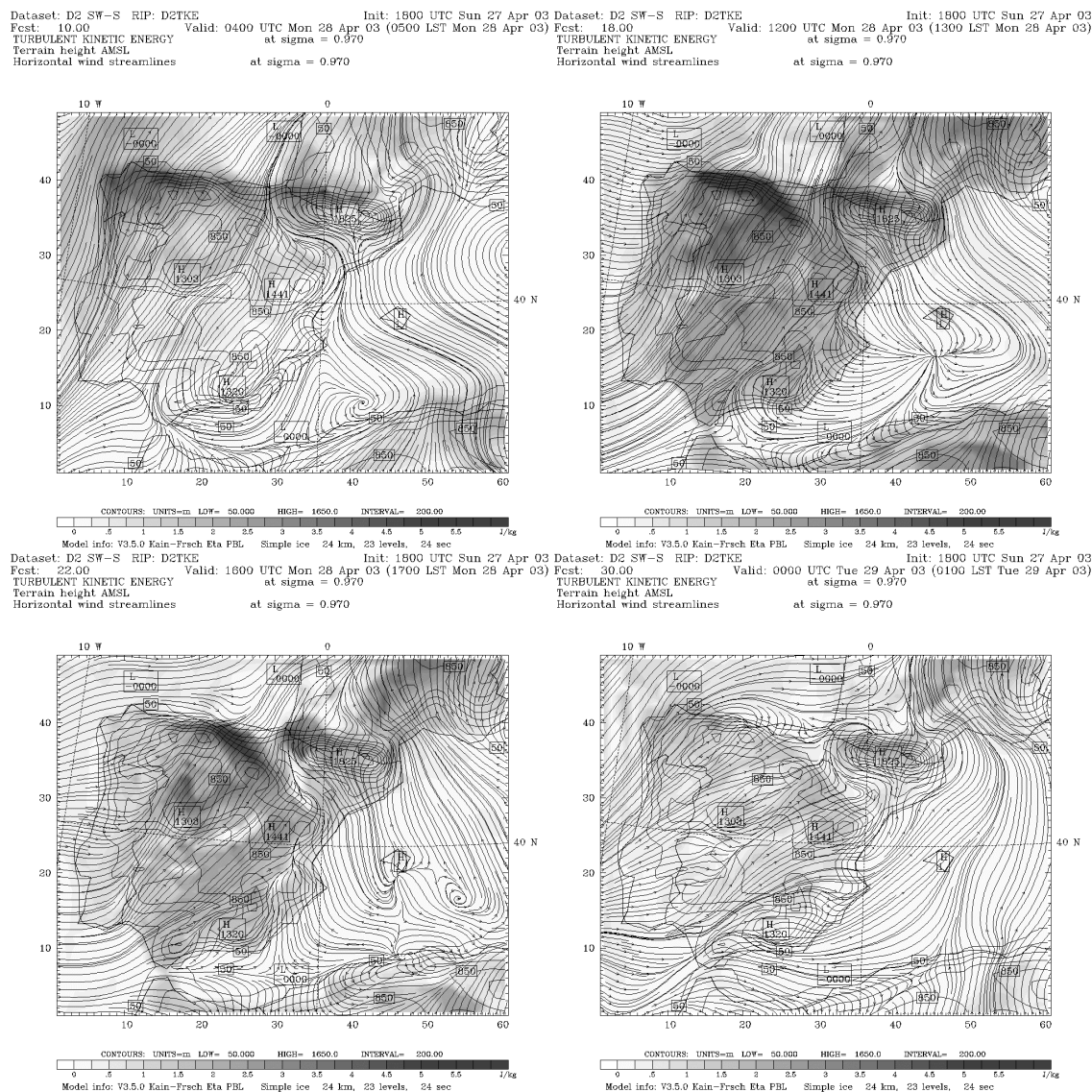
A las 6 UTC se observa como se empieza a desarrollar la CBL. La turbulencia asociada a la CBL es de origen térmico, que se suma a la de origen mecánico. El mantenimiento del flujo de SW ayuda a que los niveles de TKE de origen mecánico se mantengan, de ahí que a sotavento de las cordilleras cantábricas se observen los mayores niveles de TKE. A las 12 UTC, la CBL ya está completamente desarrollada. La TKE es bastante uniforme en toda la capa con valores de 3 a 4 J/kg.

Hacia el atardecer se observa como los estratos superficiales empiezan a estabilizarse, y la TKE se va disipando en superficie, mientras se mantiene en valores significativos en la RL. A las 18 UTC, se observa como los valores de TKE han disminuido hasta 2 J/kg. Esto indica que la formación de origen térmico de TKE ha cesado, y solo se mantiene en algunas regiones debido a la cizalla vertical del viento.

Para poder describir la distribución espacial a lo largo de la Península Ibérica de la TKE se ha representado un corte horizontal en el tercer nivel del modelo. Éste se muestra en la **Figura 7.4.12** para las 4, 12, 16 y 24 UTC.

Durante la madrugada la formación de TKE es significativa en toda la mitad norte peninsular, especialmente en la ladera septentrional de las cordilleras cantábricas y los Pirineos. La advección del SW con vientos moderados a fuertes en niveles superficiales, junto con la cizalla vertical induce la generación de TKE de origen mecánico. Debido al forzamiento orográfico, y al desarrollo de ondas de gravedad, a sotavento de los grandes sistemas orográficos se presentan los niveles más elevados de turbulencia. A medida que avanza el día, y empieza a salir el Sol, la TKE se incrementa gracias al aporte de TKE de origen térmico por el calentamiento superficial del suelo. Como se ha comentado, el desarrollo de la CBL se caracteriza por la presencia de niveles de TKE significativos. La TKE durante las horas centrales del día se presenta uniformemente por toda la Península Ibérica, e incluso la isla de Mallorca presenta unos valores destacables. Cabe resaltar que estos niveles de TKE son los característicos de situaciones con una insolación importante. La zona sur de Portugal es donde se producen los niveles más moderados de TKE, atribuible a la menor intensidad del flujo sinóptico incidente. Por el contrario, en las cordilleras cantábricas los niveles son los máximos, debido a la generación de TKE de origen mecánico.

Hacia el atardecer, los niveles de TKE van disminuyendo. Las regiones donde se produce una disminución más acusada son aquellas que se encuentran a la sombra de grandes sistemas orográficos como puede ser el valle del Ebro, la ladera este del Sistema Central o del Bético. Al final del día, los niveles de TKE no son tan elevados a los de la madrugada, pero aún se observa la generación de turbulencia de origen mecánico. El debilitamiento del flujo sinóptico induce a una menor producción de TKE. Las regiones con más turbulencia son la zona septentrional ibérica, el Sistema Ibérico y la Meseta Sur. El ligero viraje a W del flujo sinóptico induce la formación de TKE en estas dos últimas regiones con mayor grado que durante la madrugada.



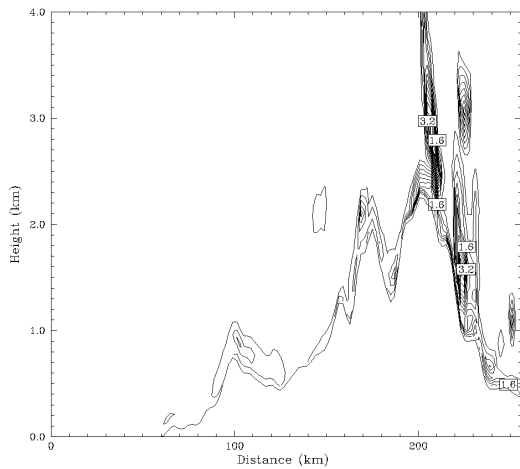
**Figura 7.4.12** Energía cinética turbulenta y líneas de corriente a las 4, 12, 16 y 24 UTC del día 28 de agosto de 2003 (Resultados dominio D2).

### 7.4.5.2 Área geográfica de Catalunya

La **Figura 7.4.13** muestra un corte vertical de la TKE de sur a norte en el AGC para las horas significativas de producción. Durante la madrugada se observa como a sotavento de los Pirineos la producción de TKE es importante. Parte de esta turbulencia está asociada a la formación de la onda de gravedad a sotavento del macizo. Las ondas de gravedad pueden producir turbulencia en altitud como se aprecia a las 8 UTC, e incluso en niveles altos de la troposfera. En las grandes montañas pirenaicas se aprecia como tanto en la vertiente de barlovento como en la de sotavento, la cizalla vertical del viento y la rugosidad del terreno producen TKE de origen mecánico. Con la salida del Sol, el desarrollo de la CBL queda bien definido con los niveles de TKE. A las 12 UTC, encima de los Pirineos se aprecian niveles elevados de TKE en altitud asociados al desarrollo de la CBL en estas regiones. Salvador (1999) argumenta con modelización numérica que es en los picos de las montañas donde se empieza a desarrollar la CBL en situaciones de fuerte insolación. El transporte de esta TKE de las zonas montañosas hacia el sur de Francia es importante, con niveles de TKE en altitud de casi 1 J/kg.

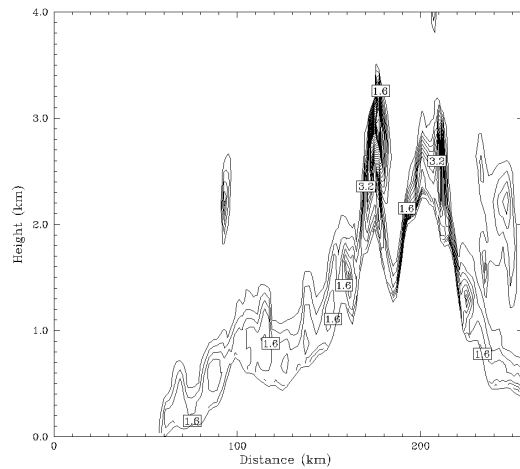
El desarrollo de la CBL se mantiene durante todas las horas centrales del día, y empieza a disminuir a partir de la tarde. A las 16 UTC se observa como los niveles de TKE ya no son tan elevados. En esta hora es importante el transporte de TKE hacia el sur de Francia. El anochecer trae un encalmamiento y estabilización de los estratos superficiales. Los niveles de TKE han disminuido importantemente. Solo se observan valores elevados a sotavento de los Pirineos debido a la onda de montaña con producción de TKE de origen mecánico. Para esta situación destaca la fuerte turbulencia asociada a las ondas de montaña a sotavento de los Pirineos que inducen los fuertes vientos en la ladera norte.

Dataset: D4 SW-S RIP: D4TKE prof Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03 Dataset: D4 SW-S RIP: D4TKE prof Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Mon 28 Apr 03 (0900 LST Mon 28 Apr 03) Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Mon 28 Apr 03 (1300 LST Mon 28 Apr 03)  
 TURBULENT KINETIC ENERGY XY= 87.0, 20.0 to 67.0,146.0 TURBULENT KINETIC ENERGY XY= 87.0, 20.0 to 67.0,146.0



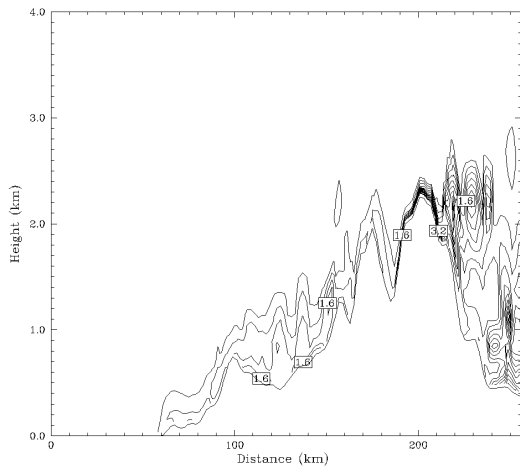
CONTOURS: UNITS=1/kg LOW= 0.40000 HIGH= 4.8000 INTERVAL= 0.40000  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Dataset: D4 SW-S RIP: D4TKE prof Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Mon 28 Apr 03 (1700 LST Mon 28 Apr 03) Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Tue 29 Apr 03 (0100 LST Tue 29 Apr 03)  
 TURBULENT KINETIC ENERGY XY= 87.0, 20.0 to 67.0,146.0

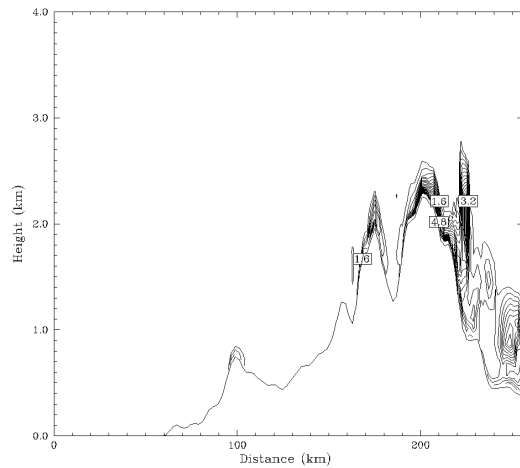


CONTOURS: UNITS=1/kg LOW= 0.40000 HIGH= 6.8000 INTERVAL= 0.40000  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Dataset: D4 SW-S RIP: D4TKE prof Init: 1800 UTC Sun 27 Apr 03  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Tue 29 Apr 03 (0100 LST Tue 29 Apr 03)  
 TURBULENT KINETIC ENERGY XY= 87.0, 20.0 to 67.0,146.0



CONTOURS: UNITS=1/kg LOW= 0.40000 HIGH= 6.4000 INTERVAL= 0.40000  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec



CONTOURS: UNITS=1/kg LOW= 0.40000 HIGH= 32.0000 INTERVAL= 0.40000  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

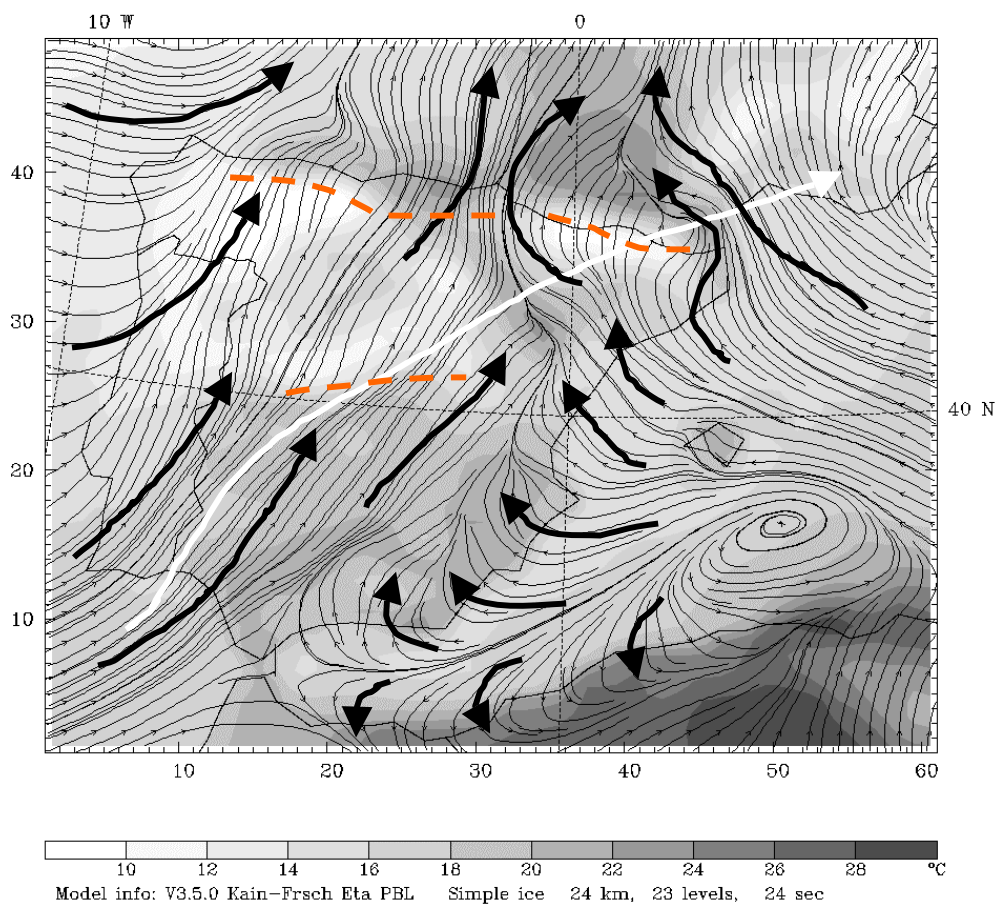
**Figura 7.4.13** Corte vertical de la energía cinética turbulenta a las 8, 12, 16 y 24 UTC para el día 28 de abril de 2003 (Resultados del dominio D4; corte vertical indicado en color negro en la Figura 7.1b).

### 7.4.6 Modelo conceptual de una situación de SW-wR

#### a) *Península Ibérica*

De la simulación del día 28 de abril de 2003 se extraen las siguientes características de una situación de SW-wR.

- Dominio de la situación sinóptica en la mitad occidental de la Península.
- Desarrollo de fenómenos mesoscales en el litoral mediterráneo: Brisas de mar y vientos de montaña.
- Advección del SW en altitud, con perturbaciones del flujo en altitud atribuibles al desarrollo de ondas de gravedad a sotavento de los principales sistemas orográficos perpendiculares a la advección.



**Figura 7.4.14** Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en la Península Ibérica durante una situación de W-wR. Líneas de corriente y temperatura del aire en superficie a las 12 UTC del 28 de abril de 2003 [Línea naranja discontinua: zonas con desarrollo de ondas de gravedad; Línea blanca: circulación a 500 hPa; Línea negra: circulación en superficie].

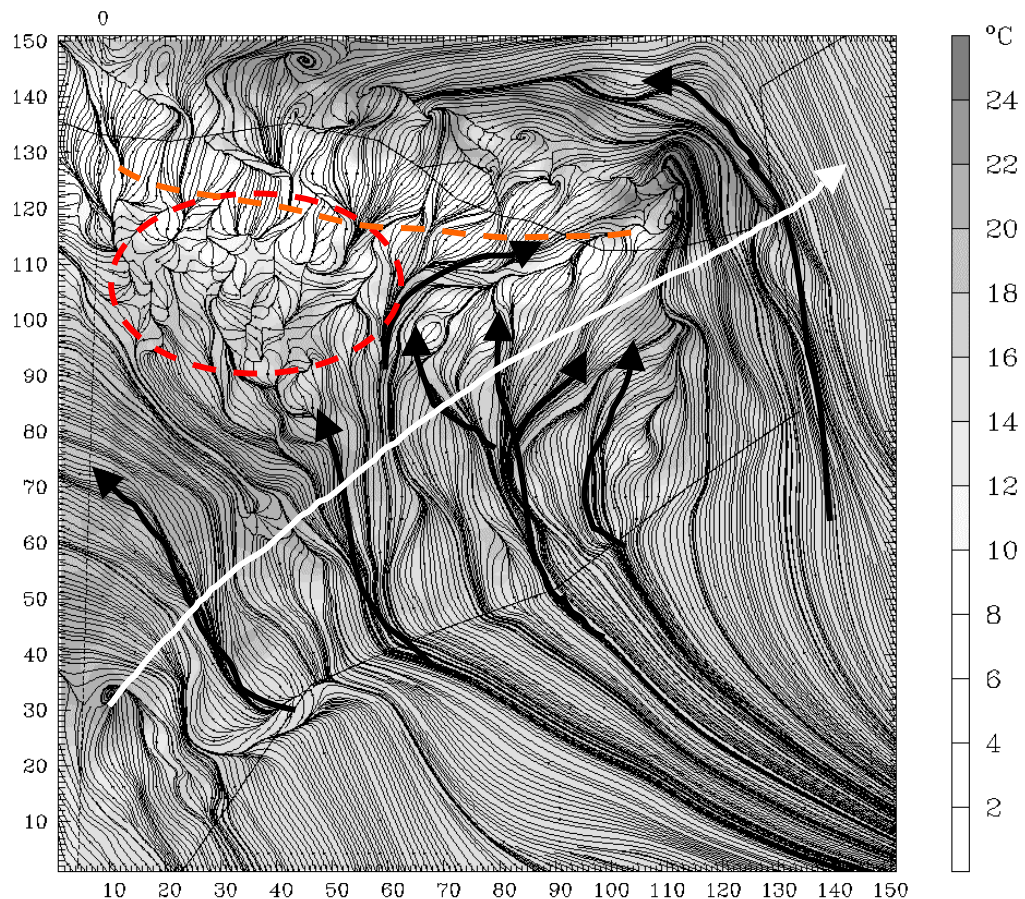
- Advección de masas de aire tropical marítimo cálidas induciendo un aumento de la temperatura de suroeste a nordeste.
- Flujos superficiales intensos en el noroeste peninsular, debilitándose hacia el sureste.



- Desarrollo de brisas de mar a lo largo del litoral de levante, no se observa el desarrollo de la BTI.
- Bifurcación del flujo incidente a los Pirineos.
- Producción de TKE de origen mecánico durante todo el día. Durante las horas centrales del día fuerte generación de TKE de origen térmico.
- Elevada estratificación estable durante las horas nocturnas.
- Desarrollo de la ML durante el día en el interior de la Península con alturas entre 1000-1500 m s.n.t.

**b) Área geográfica de Catalunya**

- Situación dominada por la interacción del flujo del SSW sinóptico con los Pirineos.
- Bifurcación del flujo sinóptico a barlovento de los Pirineos. Su elevada estabilidad dificulta que supere el macizo por arriba durante las horas nocturnas. Durante el día, con la inestabilización de las masas de aire los vientos presentan componente S y superan los Pirineos por arriba con mayor facilidad.



**Figura 7.4.15** Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en la Península Ibérica durante una situación de SW-wR. Líneas de corriente y temperatura del aire en superficie a las 12 UTC del 28 de abril de 2003 [Línea blanca: circulación a 500 hPa; Línea negra: circulación en superficie; Línea roja: zona con circulaciones locales débiles; Línea naranja: zona con desarrollo de ondas de gravedad].

- Fuertes vientos a sotavento de los Pirineos, y en los límites laterales.
- Formación de una extensa zona con vientos superficiales y en altitud débiles justo entre la bifurcación del flujo sinóptico y los Pirineos durante el período nocturno.
- Vientos superficiales débiles durante la noche.
- Desarrollo de la brisa marina durante el día. Existencia de una capa en altitud que actúa de interfase entre el flujo de brisa y el flujo sinóptico. Se puede asociar al retorno de la brisa, que por condiciones sinópticas es muy débil.
- Desarrollo de ondas de gravedad a sotavento de los Pirineos.
- Circulaciones diurnas de la costa hacia el interior siguiendo las principales canalizaciones naturales.

#### 7.4.7 Situación SW-wR: 28 de abril de 2003

##### 7.4.7.1 Dominio D2: Península Ibérica

Para la situación del 28 de abril de 2003 no se dispone de información en superficie para la Península Ibérica. La validación de los resultados del dominio D2 se ha realizado a partir de las observaciones de los radiosondeos europeos.

##### *a) Radiosondeos europeos*

A partir de la información de temperatura, velocidad y dirección del viento proporcionadas por los radiosondeos se han calculado los estadísticos RMSE, MAE, NMAE y BIAS para tres capas de la troposfera: superficie - 1200 m s.n.m., 1200 m – 5000 m, y 5000 m para arriba. Esta división permite analizar el comportamiento del modelo en la baja, media y alta troposfera. Los estadísticos se han calculado para los radiosondeos disponibles a las 00, 12 y 24 UTC del día de estudio.

Las estaciones de radiosondeo utilizadas para el cálculo de los estadísticos han sido: Dar-El-Beida, Gibraltar, La Coruña, Madrid, Murcia, Palma, Santander y Zaragoza. Su localización se detalla en el **Anexo 2**.

La **Tabla 7.4.1** presenta los valores de los estadísticos para la temperatura (°C), la velocidad del viento (m/s) y la dirección del viento (°). El modelo subestima la temperatura del aire en la media y baja troposfera. El MAE muestra como la magnitud de los errores queda acotada, y estos no superan los 3°C en todas las capas. El modelo presenta los mayores problemas en las capas bajas, con un buen comportamiento en la alta troposfera. La ABL y media troposfera presenta una tendencia a subestimar la temperatura.

Los estadísticos de la velocidad del viento muestran como en la capa fronteriza el modelo simula vientos excesivamente intensos durante la noche, mientras que los subestima durante el día. Los errores son similares en las tres capas, tanto en magnitud como en relación con la velocidad observada.

La dirección presenta mayores dificultades en la ABL, donde a las 24 UTC se tiene un MAE de 56°. El error en la ABL va empeorando a medida que avanza el día. Por

encima de la ABL el modelo presenta un comportamiento satisfactorio con errores inferiores a 15° (MAE). Se observa una tendencia a simular direcciones a la derecha de las observaciones.

**Tabla 7.4.1 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la verificación de los resultados del dominio D2 a partir de radiosondeos para el día 28 de abril de 2003.**

Temperatura (°C)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	1.22	1.70	1.75	0.88	1.09	1.36	0.03	0.03	0.04	0.27	0.37	0.87
1200/5000	1.13	1.72	1.93	0.94	1.34	1.42	0.51	0.25	0.31	-0.36	-0.50	-1.11
<1200	2.14	2.81	2.35	1.88	2.51	1.85	0.11	0.13	0.11	-0.89	-1.47	-1.13
Velocidad del viento (m/s)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	3.57	5.39	4.73	2.61	3.12	3.60	1.06	0.98	1.03	-1.88	0.24	-2.00
1200/5000	3.75	4.48	3.61	2.80	3.42	2.88	0.99	1.00	0.97	-0.31	-0.97	-0.81
<1200	3.72	3.99	3.30	2.61	2.95	2.84	1.01	0.93	1.26	1.14	-0.53	0.34
Dirección del viento (°)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	8.95	6.70	9.51	7.65	5.66	6.91	1.06	1.02	1.03	6.55	2.85	4.16
1200/5000	14.85	25.65	17.45	10.75	14.39	13.66	1.01	1.10	1.08	1.41	12.47	11.90
<1200	50.90	60.29	78.67	38.19	44.35	56.04	0.92	24.78	2.49	23.64	28.28	-11.91

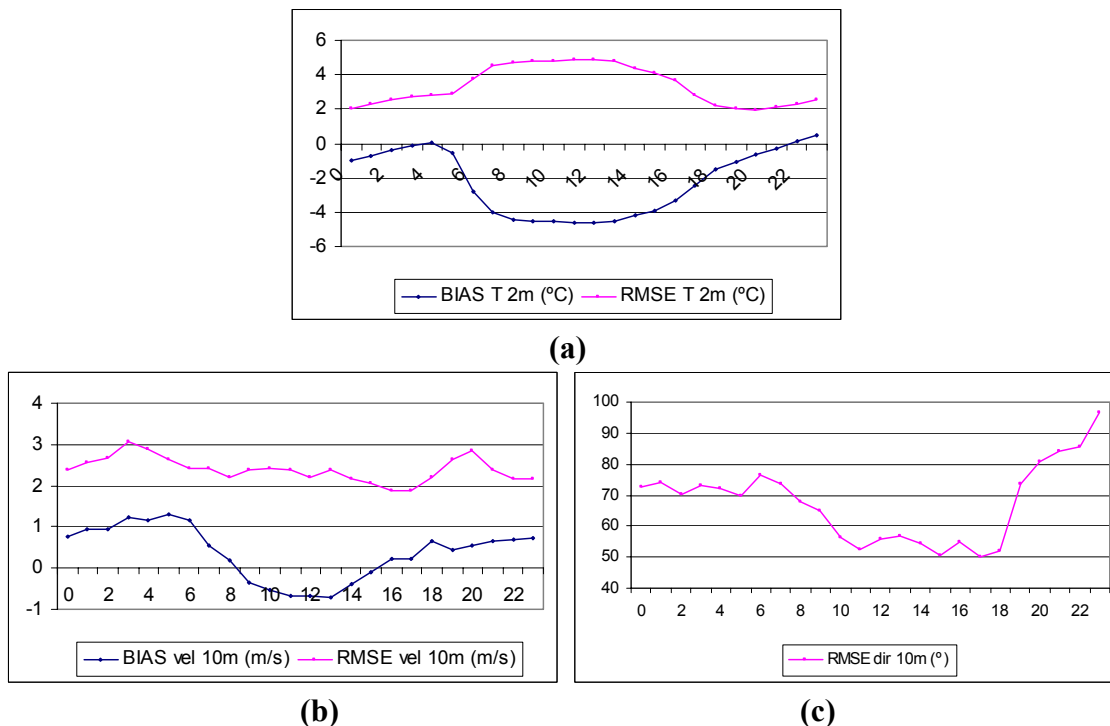
#### 7.4.7.2 Dominio D4: Área geográfica de Catalunya

##### a) Temperatura y viento en superficie

Para la validación del dominio D4 se han calculado el RMSE y el BIAS de la temperatura del aire a 2 m, y la velocidad del viento a 10 m. Para la dirección del viento a 10 m solo se ha calculado el RMSE. La **Figura 7.4.16** presenta la evolución temporal de estos estadísticos.

Los estadísticos en superficie siguen mostrando los problemas del modelo también para esta situación sinóptica, con la temperatura. Para este caso, los errores no son tan acusados en magnitud como en situaciones de verano. Los mayores problemas se producen durante las horas centrales del día, con una subestimación acusada.

El error en la velocidad del viento en superficie se mantiene por debajo los 3 m/s durante toda la simulación, con el comportamiento habitual de sobrestimar los vientos nocturnos y subestimar los diurnos. La dirección de los flujos superficiales presenta un comportamiento muy bueno entre las 10 y las 18 UTC coincidiendo con el régimen de brisas de mar. A partir de las 19 UTC se va degradando, posiblemente debido al debilitamiento de los flujos que el modelo no es capaz de reproducir.



**Figura 7.4.16** Evolución del BIAS y RMSE para (a) la temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m, y (d) dirección horizontal del viento a 10 m para el 28 de abril de 2003.

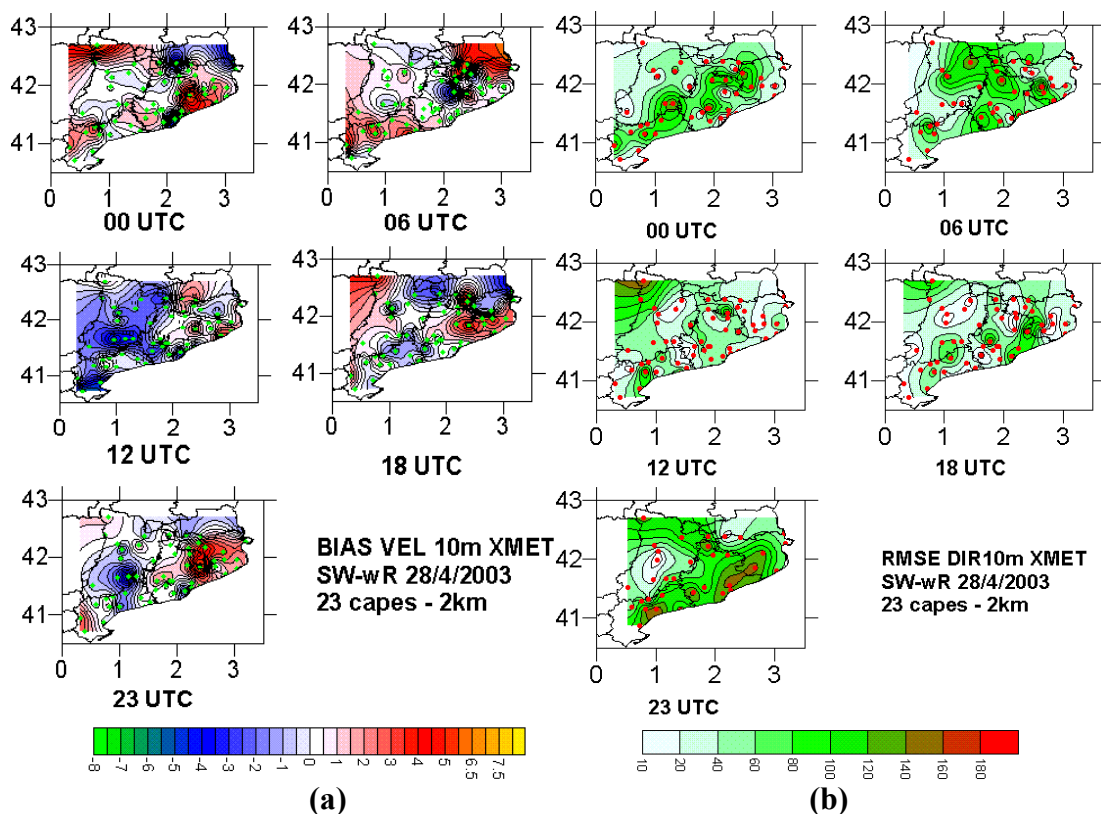
La **Figura 7.4.17** presenta la distribución espacial del BIAS de la velocidad del viento y del RMSE de la dirección del viento a 10 m a las 0, 6, 12, 18 y 23 UTC.

Se observa como durante la madrugada los errores en el interior quedan muy acotados. El modelo sobrestima la velocidad del viento en las estaciones de la mitad norte del litoral, y en las de las Tierras del Ebro. A las 12 UTC, el comportamiento general del modelo es a subestimar la intensidad de los flujos puntualmente hasta 4 m/s, aunque en la mayor parte de las estaciones la diferencia queda por debajo los 2 m/s. A las 18 UTC, se produce el debilitamiento de los flujos observados con las estaciones XMET, que sin embargo los vientos simulados no acaban de reproducir con detalle. Estos se quedan ligeramente más intensos en el litoral norte e interior. Por otro lado, se subestiman en el litoral sur, estaciones de los Pirineos centrales y Cap de Creus. Durante la noche, se continúan observando las dos regiones con distinto comportamiento. Por un lado, al nordeste del dominio se observa una sobrestimación de los flujos, mientras que por otro lado, al sudoeste se simulan vientos más débiles.

Se ha calculado el índice de ajuste (IOA) para la velocidad del viento a partir de las estaciones XMET. El valor del IOA es de 0.78. Se puede considerar que los resultados del modelo se ajustan aceptablemente bien con las observaciones.

La dirección del viento presenta un comportamiento aceptable. El RMSE queda por debajo los 80° en la mayoría de las estaciones. Las de la Depresión Central presentan los mejores estadísticos, con errores máximos de 40°. También presentan un buen comportamiento las del nordeste. El modelo consigue reproducir con un grado satisfactorio las canalizaciones de los flujos en estas regiones. Los problemas más

significativos se producen durante las horas nocturnas, cuando los vientos débiles observados dificultan la precisión de la simulación.



**Figura 7.4.17 (a) BIAS de la dirección del viento a 10 m y (b) RMSE de la dirección del viento a 10 m interpolado entre estaciones para el dominio de Catalunya a las 0, 6, 12, 18 y 23 UTC (Las estaciones utilizadas se han marcado con un punto verde para la velocidad y rojo para la dirección).**

**b) Radiosondeo de Barcelona**

La **Tabla 7.4.2** presenta los estadísticos evaluados para analizar el comportamiento del modelo en altitud. Para esta situación solo se dispone de los radiosondeos a las 0 y 12 UTC. Los estadísticos muestran como la capa fronteriza queda más fría, con los errores más elevados. En la troposfera media este comportamiento se matiza, y cambia en las capas altas, donde el modelo sobrestima ligeramente esta variable. Los errores medianos máximos no superan los 3°C.

Los estadísticos para la velocidad del viento muestran como se subestima esta variable en niveles bajos. Los errores quedan acotados por debajo de 4 m/s, mientras que en niveles altos la tendencia es a sobrestimarla ligeramente. El modelo presenta un buen comportamiento en la ABL a las 00 UTC, que empeora ligeramente al mediodía, comportamiento inverso que en las capas superiores.

La dirección modelada presenta un buen ajuste con las observaciones por encima de 1200 m. En la ABL es donde el modelo presenta los mayores problemas. A las 00 UTC el comportamiento es correcto, sin embargo, empeora significativamente a las 12 UTC.

A esta hora el MAE es de 62° con las direcciones simuladas todas a la izquierda de las observaciones como muestra el BIAS.

**Tabla 7.4.2 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la verificación de los resultados del dominio D4 a partir del radiosondeo de Barcelona para el día 28 de abril de 2003.**

Temperatura (°C)								
	RMSE		MAE		NMAE		BIAS	
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC
5000/10000	0.67	1.11	0.57	0.89	0.02	0.06	0.39	0.89
1200/5000	0.72	1.55	0.66	1.21	0.18	0.27	-0.02	0.09
<1200	1.15	2.97	1.05	2.56	0.08	0.15	-0.56	-2.56
Velocidad del viento (m/s)								
	RMSE		MAE		NMAE		BIAS	
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC
5000/10000	3.48	0.64	3.26	0.44	0.92	1.01	0.89	-0.14
1200/5000	2.34	2.03	2.14	1.65	0.82	0.96	1.55	0.58
<1200	2.91	3.54	2.77	3.24	1.30	1.39	-2.77	-3.24
Velocidad del viento (m/s)								
	RMSE		MAE		NMAE		BIAS	
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC
5000/10000	11.38	13.54	9.95	12.91	1.02	0.86	2.60	-12.91
1200/5000	14.27	9.26	11.97	7.95	0.93	0.94	-7.62	-5.90
<1200	16.88	69.81	11.16	62.18	1.07	0.53	7.08	-62.18

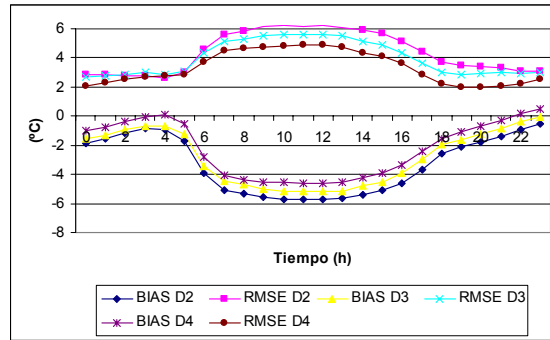
### 7.4.7.3 Comparación entre las distintas resoluciones horizontales: D2-D3-D4

La **Figura 7.4.18** muestra la evolución horaria de los estadísticos calculados con los resultados de las tres resoluciones de trabajo. Se observa como la temperatura del aire a 2 m presenta una mejora a medida que aumentamos la resolución. La mejor caracterización del suelo permite reproducir con mayor precisión la evolución de esta variable.

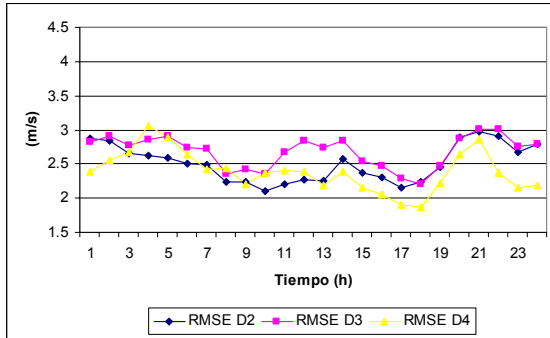
Referente a la velocidad del viento, se puede ver como las tres resoluciones presentan errores similares. El dominio D3 presenta un comportamiento ligeramente peor respecto al D2 y D4. Entre estos dos dominios, a partir de las 12 UTC los errores son ligeramente menores para D4, mientras que antes era D2 quien presentaba mejores resultados.

La evolución del error en la dirección es similar para las tres resoluciones de trabajo. Durante las horas centrales del día, los errores quedan muy acotados, con un mejor comportamiento de las simulaciones D2 y D3 sobre de la D4, mientras que todas empeoran durante las horas nocturnas.

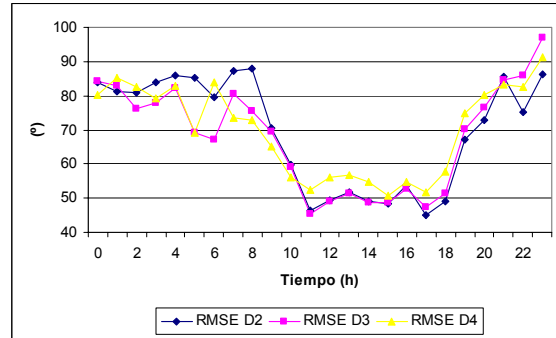
Para la situación SW-wR se puede comentar que el hecho de aumentar la resolución mejora la estimación de la temperatura del aire en superficie. Los vientos presentan un comportamiento similar en las tres resoluciones, sin una clara mejora a resoluciones mayores desde el punto de vista de los estadísticos.



(a)



(b)



(c)

**Figura 7.4.18 Evolución del BIAS y RMSE para (a) la temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m, y (c) dirección horizontal del viento a 10 m para el 28 de abril de 2000.**

## 7.5 Situación R-eR: 12 de agosto de 2003

La situación del día 12 de agosto de 2003 corresponde a una situación de recirculaciones tanto en niveles bajos como medios de la troposfera. Son situaciones características del período estival, y se pueden asociar con situaciones de desarrollo de la BTI. Martín-Vide (1984, 1991) describe las situaciones de baja térmica como aquellas que presentan una depresión débil en superficie en el interior de la Península Ibérica y un anticiclón en altitud. Por su parte, Clavero et al. (1996) clasifica este tipo de situaciones como situaciones de anticiclón centrado en altitud. Son situaciones asociadas con olas de calor sobre la Península Ibérica determinadas por las condiciones atmosféricas de los niveles medios y altos de la troposfera. La disposición de las isóbaras no justifica las elevadas temperaturas asociadas a estas situaciones, sin embargo, en la topografía de 500 hPa se observa la penetración de una dorsal anticiclónica que abarca a la Península provocando una intensa subsidencia y la ausencia de nubes.

Para este día se ha configurado el modelo meteorológico con 29 niveles verticales sigma, tal y como se ha detallado en el **Capítulo 6**. Esta situación es similar a la W-wR, por su bajo gradiente bórico en superficie, sin embargo, para este caso en altitud la presencia de la dorsal anticiclónica debilita significativamente la circulación en capas medias y altas de la troposfera, a diferencia del caso W-wR, donde la circulación zonal estaba más definida.

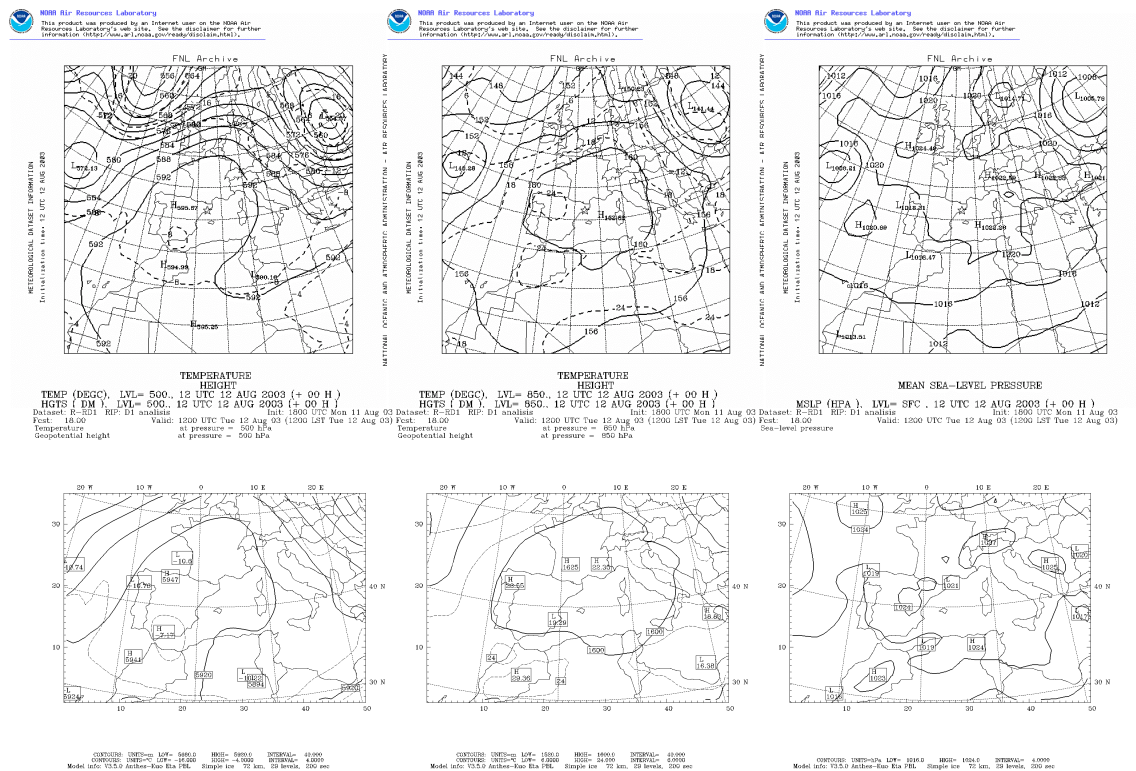
### 7.5.1 Situación sinóptica: análisis y validación del dominio europeo

La situación se caracteriza por un bajo gradiente bórico en superficie y la penetración de una extensa dorsal anticiclónica en la media troposfera de SW a NE. La dorsal anticiclónica se observa en la troposfera alta con un índice de circulación bajo. La presencia de la dorsal induce altas presiones sobre la Península Ibérica en altitud. La circulación zonal se encuentra desplazada hacia latitudes más septentrionales por la influencia del anticiclón de las Azores en superficie, y la penetración de la dorsal anticiclónica en altitud. Las temperaturas son muy cálidas, a 850 hPa se puede observar la isoterma de 24°C bien centrada sobre la Península Ibérica. Con estas condiciones es de esperar el desarrollo de la BTI sobre la Península, aunque en los análisis no se acaba de reflejar. Al tratarse de una situación con un forzamiento sinóptico débil, está dominada por el desarrollo de fenómenos mesoscalares como pueden ser las brisas de mar, los vientos de montaña y de valle, así como el desarrollo de la BTI o la mesobaja del valle del Ebro (Tudurí et al., 2003).

Los resultados del modelo están en concordancia con los análisis. El desarrollo de la estructura de altas presiones en niveles medios de la troposfera queda bien descrito por el modelo. Al tratarse de una situación con un gradiente bórico poco definido se aprecian ligeras diferencias entre el modelo y los análisis. La temperatura a escala sinóptica se ha simulado correctamente, en consonancia con los análisis. En superficies se aprecia como la atmósfera no presenta un calentamiento tan extenso con los resultados del modelo mesoscalar, atribuible a la parametrización de la capa fronteriza, como se ha ido viendo en situaciones anteriores. A pesar de esto, la estructura térmica queda bien capturada tanto en altitud como en las distintas regiones del dominio D1.



Se puede considerar que el comportamiento del modelo es satisfactorio, aunque, se observan ligeras diferencias debido a la dificultad de reproducir el desarrollo y evolución de determinados fenómenos mesoscalares.



**Figura 7.5.1** Análisis a 500, 850 y superficies a las 12 UTC del día 12 de agosto de 2003 (arriba) y resultados correspondientes del domino D1 (abajo).

### 7.5.2 Campo de presión y temperatura de la Península Ibérica

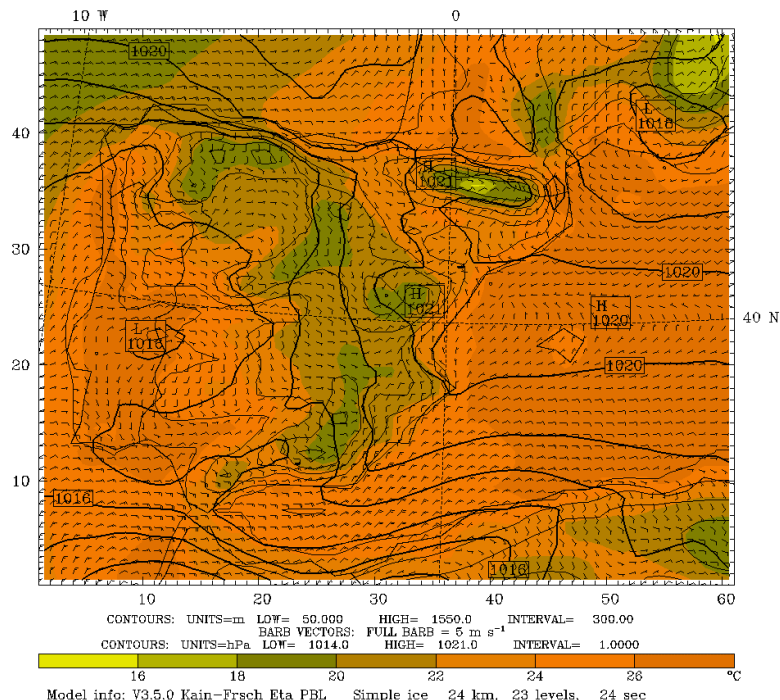
La presión en superficie reducida al nivel del mar y la temperatura del aire en la primera capa del modelo del dominio D2 se presentan en la **Figura 7.5.2**. El campo de presión de la Península Ibérica destaca por el bajo gradiente bórico en el interior de la misma. La fuerte insolación del período contribuye al desarrollo de la BTI en el interior de la Península tan característica de esta región (p.e., Salvador et al., 1997). Para este día se observa como las temperaturas en la mitad oeste y en el nordeste son muy elevadas. Se forma un núcleo cerrado de presión de 1019 hPa en la Meseta norte y centro de la Península. La tendencia de la presión es a incrementarse durante el día debido a la influencia de la subsidencia general asociada a la penetración de la dorsal anticiclónica en altitud. Este hecho no permite que la BTI se llegue a desarrollar con profundidad con sus valores habituales de 1016 hPa. Todo y el fuerte calentamiento superficial, la situación en superficie viene muy condicionada por la evolución en altitud.

Referente a la temperatura, destaca el fuerte calentamiento que experimentan las masas de aire superficial del suroeste peninsular y del nordeste. La advección de las masas cálidas en altitud contribuyen en gran medida a estas temperaturas tan elevadas en la Península. Las temperaturas nocturnas más elevadas se presentan en el suroeste peninsular con valores de 25 a 28°C a las 00 UTC. Precisamente en esta zona se observa una baja relativa que se puede asociar al remanente de la Baja térmica del día anterior,

ya muy debilitada. En el resto de la Península las temperaturas presentan un comportamiento más moderado. El efecto de la altitud se observa en los grandes sistemas orográficos, con temperaturas de 18°C en los Pirineos, Sistema Ibérico y cordillera Cantábrica. El sur de Francia destaca también por sus elevadas temperaturas ya durante la noche, con valores de hasta 28°C. Con la salida del Sol se produce un fuerte calentamiento superficial. Las masas de aire de las regiones de Galicia, litoral de Portugal, y nordeste Peninsular experimentan un importante incremento superando los 30°C. Solo los grandes sistemas orográficos se mantienen con temperaturas más templadas.

Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: R-RD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 10.00 Valid: 0400 UTC Tue 12 Aug 03 (0600 LST Tue 12 Aug 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: R-RD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Tue 12 Aug 03 (1000 LST Tue 12 Aug 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

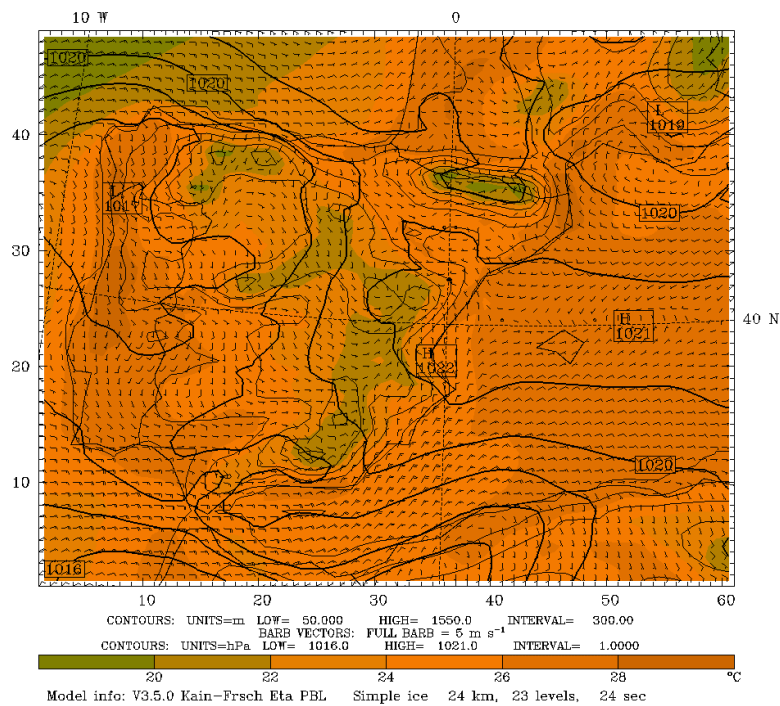
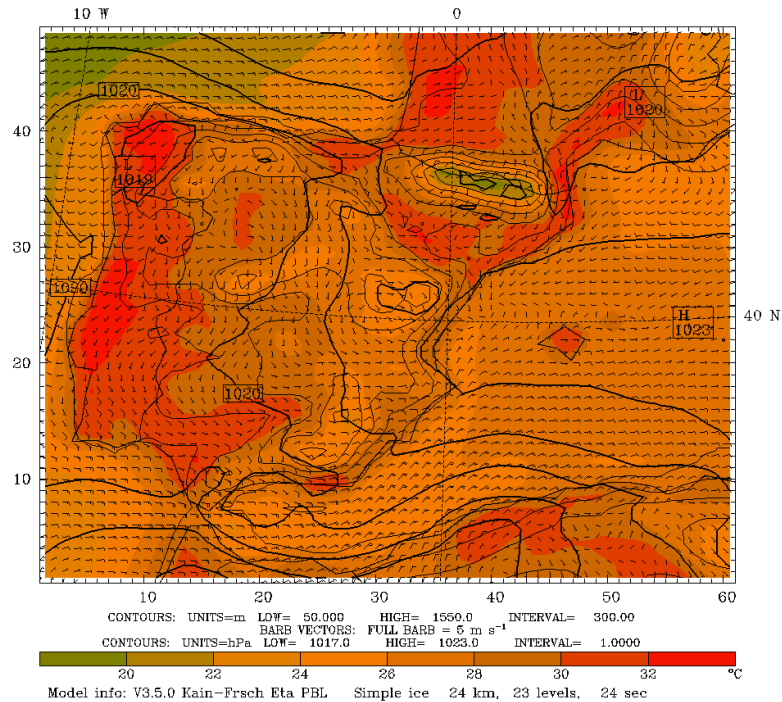


Figura 7.5.2 Evolución del campo de presión reducida a nivel del mar, temperatura y campo de vientos en la primera capa del modelo a las 4, 8, 12, 16, 20 y 24 UTC del día 12 de agosto de 2003 (Resultados del dominio D2; evolución horaria en el Anexo 1)

Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: R-RD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Tue 12 Aug 03 (1400 LST Tue 12 Aug 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: R-RD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Tue 12 Aug 03 (1800 LST Tue 12 Aug 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

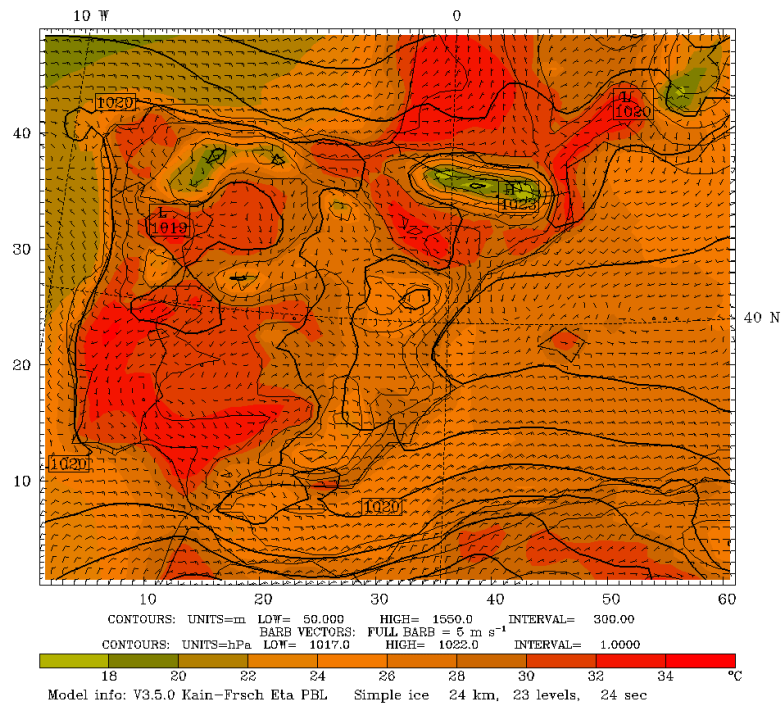
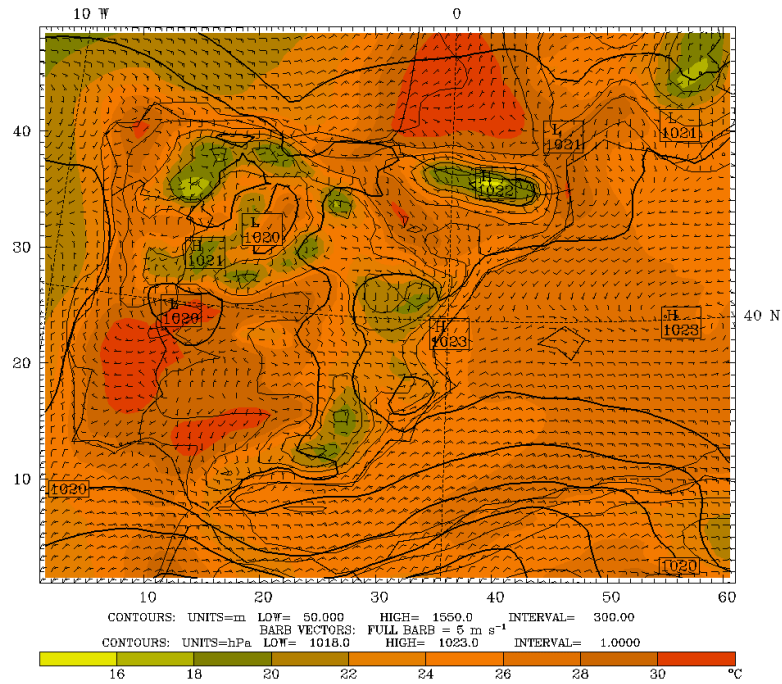


Figura 7.5.2 Cont.

# Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: R-RD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Tue 12 Aug 03 (2200 LST Tue 12 Aug 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: R-RD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Wed 13 Aug 03 (0200 LST Wed 13 Aug 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

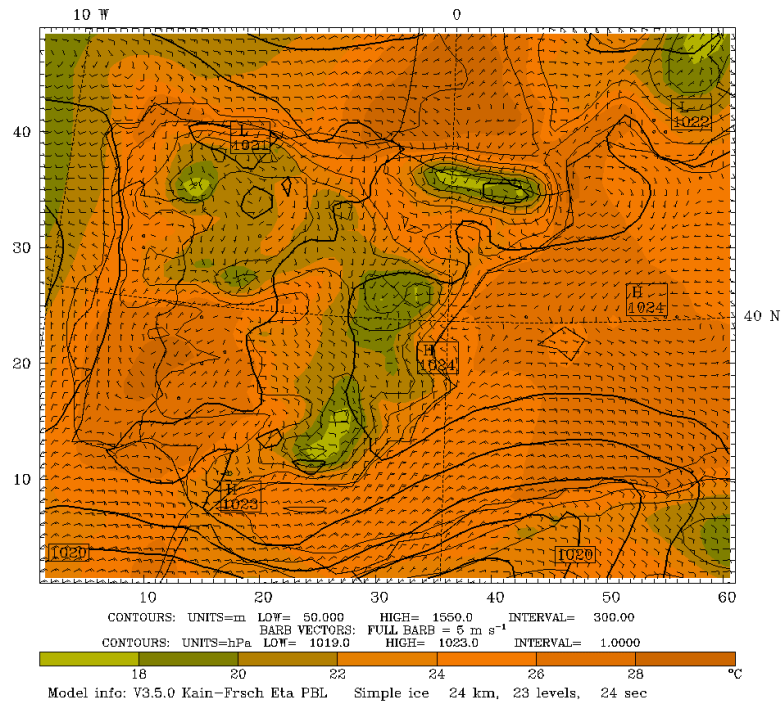
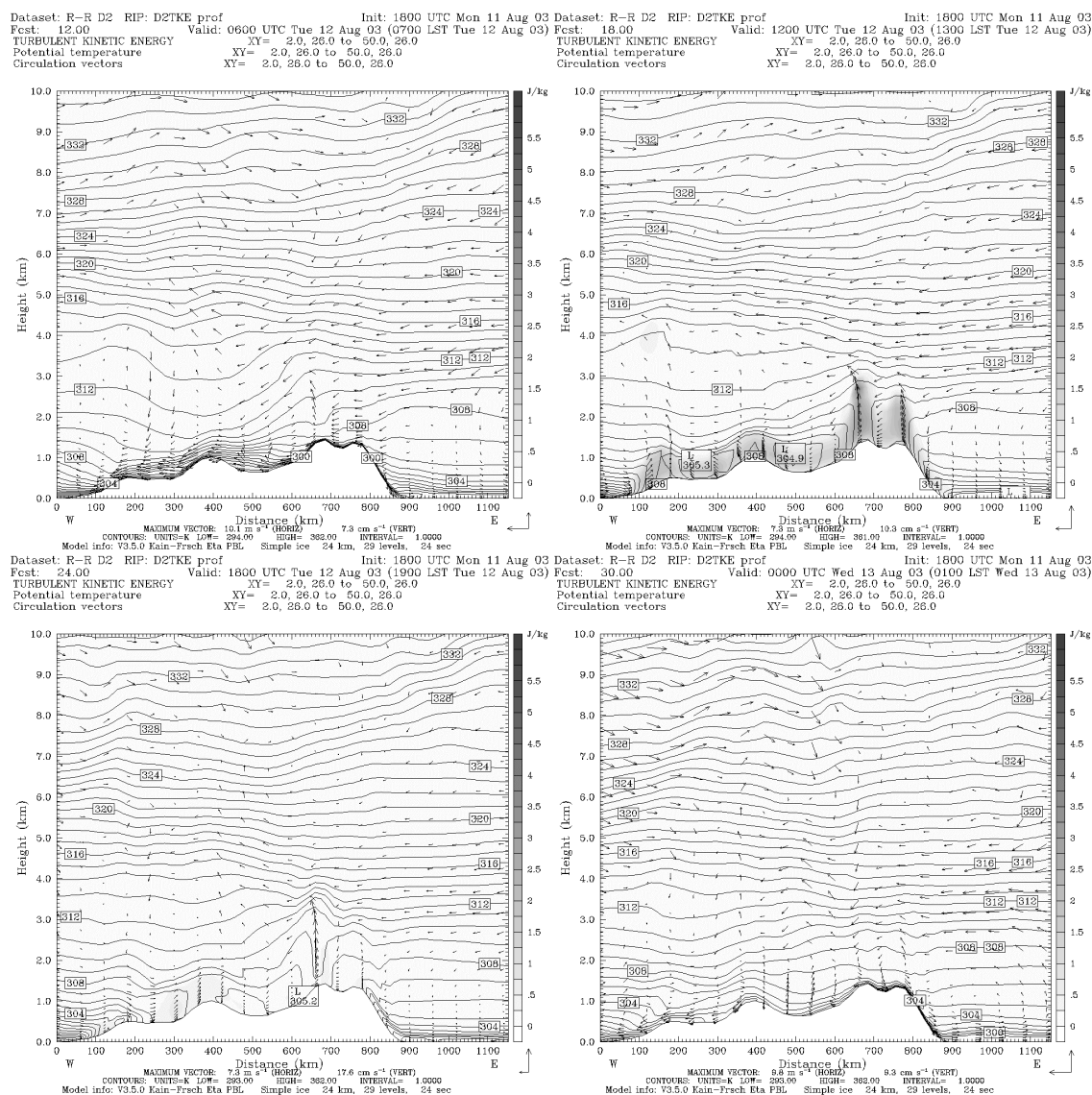


Figura 7.5.2 Cont.

### 7.5.3 Estructura vertical de la atmósfera

Las primeras horas de la simulación están caracterizadas por una fuerte estratificación estable en los niveles superficiales, con elevada subsidencia en la mitad oeste de la Península como se puede observar en la **Figura 7.5.3**. El gradiente térmico en esta primera mitad pone de manifiesto la presencia de la dorsal anticiclónica en altitud. Los flujos son débiles en todos los niveles, sin llegar a superar los 10 m/s en toda la troposfera, incluso en la troposfera alta. Sobre el Mediterráneo la subsidencia no es tan destacable.



**Figura 7.5.3** Corte vertical del campo de vientos (vectores), la temperatura potencial (líneas de contorno) y la energía cinética turbulenta (escala de grises) a las 06, 12, 18 y 24 UTC del día 12 de agosto de 2003 (La localización del corte se indica en la Figura 7.1a en color negro).

Con la salida del Sol, el calentamiento superficial empieza a inestabilizar los primeros estratos de la troposfera. El desarrollo de la ML se hace evidente a las 12 UTC, con una fuerte turbulencia y el desarrollo de ascensiones de masas de aire cálido. El desarrollo de circulaciones de origen térmico, junto con los forzamientos orográficos inducidos

por la topografía de la región producen convecciones intensas en las cimas de las montañas. En los dos litorales del corte se observa el desarrollo de una TIBL debido a la penetración de las masas más templadas marinas y atlánticas hacia el interior, en contraste con las masas cálidas del interior. Las brisas y los vientos de montaña dominan los flujos superficiales de la situación. En altitud, éstos siguen siendo muy débiles y se observa una subsidencia generalizada en capas medias.

A medida que avanza el día el calentamiento superficial empieza a perder intensidad, y la ML se va debilitando. A las 18 UTC se observa como la turbulencia en la ML ha empezado a perder intensidad. Las circulaciones térmicas, sin embargo, aún se mantienen y se observan algunas inyecciones verticales importantes. Jorba et al. (2004a) analizan estas inyecciones a lo largo del levante peninsular, viendo que pueden afectar a la media troposfera. Los flujos se han debilitado aún más, y no superan los 10 m/s en altitud. Persiste la subsidencia generalizada y es de resaltar la fuerte subsidencia en la vertiente mediterránea, asociada a la subsidencia compensatoria de la BTI siguiendo el esquema de Millán et al. (1992).

La estratificación estable se va imponiendo en capas bajas durante el atardecer y toda la noche. El corte a las 24 UTC muestra un fuerte gradiente térmico superficial indicativo de una capa estable nocturna bien desarrollada. La subsidencia generalizada sigue dominando a escala sinóptica, y los flujos se mantienen muy débiles en toda la troposfera, con circulaciones complejas.

El bajo forzamiento sinóptico de esta situación hace que dominen las recirculaciones de masas de aire en todos los niveles de la troposfera. Como se ha comentado, los débiles flujos provocan un estancamiento muy marcado de las masas de aire en la Península Ibérica.

## **7.5.4 Campo de vientos**

### **7.5.4.1 Península Ibérica**

La **Figura 7.5.2** presenta la evolución del campo de vientos de la Península Ibérica. Los vientos para esta situación vienen determinados por el bajo gradiente bórico en todos los niveles de la troposfera y la subsidencia asociada a las altas presiones. En superficie dominan los vientos débiles encalmados en la mayor parte de las regiones llanas de la Península durante la noche. Las zonas montañosas se caracterizan por el desarrollo de vientos de montaña. La fuerte insolación diurna induce el desarrollo de circulaciones térmicas como pueden ser las brisas marinas en los litorales y los vientos anabáticos en las zonas montañosas.

A las 00 UTC se observa como en todo Portugal los vientos simulados en superficie no superan los 3 m/s. Este encalmamiento se observa en todo el valle del Guadalquivir, Meseta sur y norte, valle del Ebro y sur de Francia. Las masas de aire presentan una estratificación estable en capas bajas. Los vientos más intensos se observan al noroeste de Galicia, donde los flujos del N viran a W delante la costa cantábrica. En esta región se observan velocidades de 9 m/s en superficies. Otra zona con vientos moderados se observa en el golfo de León, donde los flujos que se canalizan entre los Pirineos y el Macizo Central y entre este último y los Alpes desembocan sobre el mar. Los terrales en

la costa sur de Francia y litoral de Catalunya contribuyen en menor medida a la presencia de estos vientos moderados. Por último, en el Estrecho de Gibraltar domina el levante moderado con velocidades de 9-10 m/s a sotavento del Estrecho.

En el interior de la Península, los vientos catabáticos dominan en las zonas montañosas con velocidades de hasta 4 m/s. El flujo del N que incide sobre el País Vasco penetra tierra adentro superponiéndose al terral y canalizándose entre la cordillera cantábrica y el Sistema Ibérico hacia la Meseta norte por un lado, y por el otro hacia el valle del Ebro. El litoral cantábrico muestra la convergencia entre el flujo del norte atlántico y los vientos catabáticos de las cordilleras litorales. La costa atlántica de Portugal presenta vientos del N, y al suroeste de la Península se aprecia la circulación inducida por la BTI del día anterior.

En los grandes valles de la Península, los vientos catabáticos de las montañas convergen a lo largo del valle. El litoral de levante presenta vientos de terral que en algunos casos se ven reforzados por los vientos catabáticos de las cordilleras litorales.

Hasta las 6 UTC el régimen de vientos nocturno descrito se mantiene con pequeñas variaciones. El levante en el Estrecho se ha ido intensificando ligeramente, y en el golfo de Cádiz los vientos presentan velocidades moderadas a fuertes. La costa norte de Portugal también experimenta una aceleración de los vientos de tierra a mar. El flujo atlántico del norte que afectaba la costa cantábrica ha virado a E delante del litoral que indirectamente modifica los vientos del N que dominaban en la costa oeste peninsular. Durante este período se han establecido en Portugal unos vientos débiles del S, y hacia el norte la región está dominada por el flujo del E. Así, se aprecia una división de flujos. Al este de las cordilleras del levante litoral y el Sistema Ibérico domina un terral hacia el Mediterráneo, mientras que en el oeste los vientos de montaña y valle van induciendo los flujos hacia el interior de la Península por las Mesetas, canalizándose por los valles del Duero, Tajo y Guadalquivir hacia el Atlántico. El litoral norte presenta también un régimen de terrales bien definido, que también se observa en la Gascuña. Comentar que en la costa norte de Algeria el terral domina el régimen de vientos nocturnos.

A partir de las 8 UTC, los vientos diurnos se empiezan a desarrollar. En las vertientes de los Pirineos se aprecia como los vientos catabáticos cesan para dejar paso a los vientos anabáticos, mientras que la entrada de la brisa empieza a las 9 UTC, y a las 12 UTC se encuentra totalmente desarrollada. La brisa se desarrolla en la costa de levante, en el litoral norte, y en la costa atlántica de poniente. En la costa de Catalunya y Castellón penetra con componente del SSW, mientras que a partir de Alicante presenta una componente del E marcada. En la costa norte, la brisa se refuerza con los vientos anabáticos de las vertientes norte de las cordilleras cantábricas. El litoral de Galicia y norte de Portugal la brisa del W penetra también tierra adentro, mientras que la mitad sur de Portugal se encuentra dominada por los flujos del SE inducidos por el levante de la región del Estrecho.

El régimen de vientos se mantiene durante las horas centrales del día, y a partir de las 18 UTC las brisas empiezan a virar para tomar una componente paralela a la costa, debilitándose el régimen y pasando entre las 20-21 UTC a un régimen de terrales en la mitad norte del litoral de levante. La mitad sur aún está dominada por el levante del Mediterráneo. Los vientos en las vertientes de las montañas también han pasado a un régimen nocturno con desarrollo de vientos katabáticos. En el litoral de poniente



peninsular las brisas diurnas han inducido un flujo del S en la mitad norte del litoral y del N en la mitad sur. El terral converge con los vientos sobre el atlántico produciéndose estos dos flujos. La separación de ambos se observa aproximadamente un poco por debajo de la frontera entre Portugal y Galicia.

La estructura vertical de los vientos está claramente influenciada por la circulación anticiclónica en toda la troposfera, el bajo gradiente bórico, y la subsidencia generalizada. Sobre la Península se presentan núcleos locales de circulación anticiclónica englobados dentro de la circulación general del sur de Europa. La velocidad del viento es muy débil en los centros de las circulaciones anticiclónicas. No se observan movimientos verticales significativos, anulador por la subsidencia generalizada en toda la troposfera.

La circulación anticiclónica sobre el Mediterráneo occidental desarrollada como compensación por un lado de la BTI y por otro lado inducida por el desarrollo de brisas se refleja en altitud hasta 1600 m s.n.m. a las 12 UTC.

Los vientos moderados de levante en el Estrecho que vienen del Mediterráneo occidental por el sur están comprendidos en una capa de 1400 m de espesor. Esta circulación corresponde a la parte sur de la circulación anticiclónica general sobre el sur de Europa. En altitud, debido a que la circulación anticiclónica se ha centrado sobre la Península, los flujos presentan velocidades muy débiles en toda la troposfera con una circulación poco definida.

#### 7.5.4.2 Área geográfica de Catalunya

##### *a) Descripción general*

El bajo gradiente bórico en toda la troposfera, la fuerte insolación, y el calentamiento superficial durante el día hace que el desarrollo de fenómenos mesoscalares en el dominio de estudio sea la característica más importante del día. El desarrollo de brisas de mar a lo largo de todo el litoral, así como el establecimiento de los vientos de montaña y valle rigen las circulaciones que se producen por todo el interior del territorio.

La **Figura 7.5.4** presenta la evolución del campo de vientos superficial del AGC. A continuación se describe en detalle el campo de vientos del AGC.

Durante la noche se observa como desde las vertientes de los Pirineos y el Sistema Ibérico los vientos soplan hacia las llanuras del valle del Ebro e interior de Catalunya. Estos vientos se pueden considerar como un flujo general de montaña-valle (p.e., Whitemann, 2000). En los valles más cerrados de los Pirineos se observan también el desarrollo de vientos catabáticos que se acoplan al régimen hacia la Plana. Así, en el valle del Ebro se produce una convergencia de los vientos de las vertientes del Pirineo y el Sistema Central visto desde un modo más regional. Arriba de Zaragoza, los vientos del valle se dirigen hacia el mar Cantábrico, mientras que hacia abajo, los vientos presentan un comportamiento más complejo convergiendo con los vientos de la Depressió Central de Catalunya que se dirigen hacia Aragón. Por otro lado, el litoral mediterráneo presenta un dominio de los vientos de terral débiles. En la costa de

Narbona (sureste de Francia) drena el flujo que se canaliza entre los Pirineos y el Macizo Central. Al drenar hacia el mar se acelera ligeramente mientras vira tomando componente N. Así, se desarrolla una Tramuntana débil que no llega a afectar el litoral. Este flujo converge en el golfo de León con el que está drenando entre el Macizo Central y los Alpes de intensidad débil. En esta zona se desarrolla durante la noche una circulación ciclónica que anula la Tramontana e induce vientos de componente W sobre el golfo de León y parte del Mediterráneo occidental. En el sur de Francia, durante la noche se producen diversas líneas de convergencia de los flujos débiles asociados a los vientos de ladera de la cara norte de los Pirineos con los flujos de componente N que penetran hacia la región.

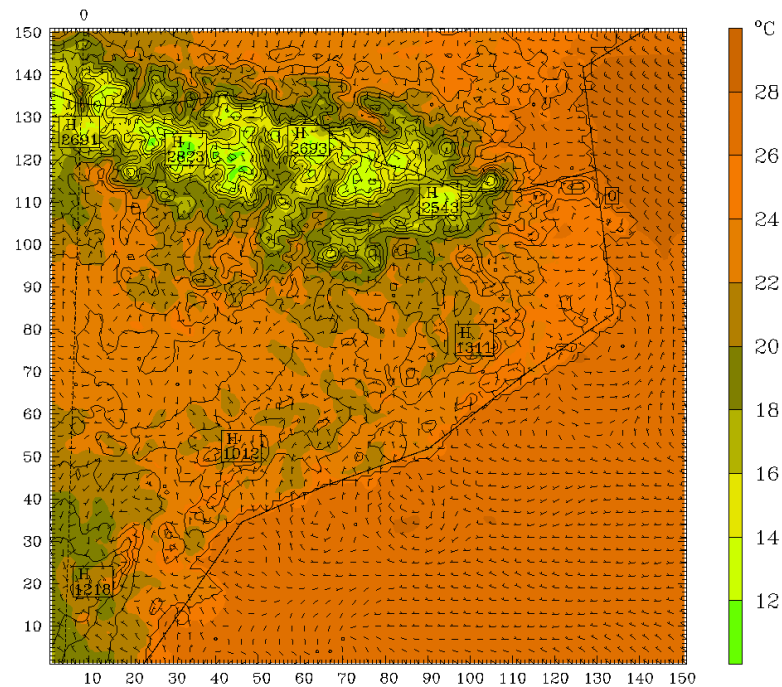
A partir de las 8 UTC se observa como en los Pirineos se desarrollan los vientos anabáticos. En el litoral, sin embargo, se mantiene el terral. Este hecho muestra como el calentamiento superficial a primeras hora del día induce primero el desarrollo de vientos de montaña en los Pirineos, antes que las brisas en el litoral. Este segundo sistema necesita más energía para empezar a desarrollarse. Una hora más tarde la brisa se empieza a establecer en el litoral central de Catalunya desde el Baix Camp hasta la Selva, y a las 10 UTC ya se puede observar en toda la costa desde el Baix Empordà hasta Valencia. La última región donde se desarrolla el régimen de brisas marinas es en la costa del Alt Empordà y sur de Francia, donde la circulación de la baja domina los vientos. Sin embargo, a partir de las 12 UTC, el calentamiento superficial en esta zona es tan elevado que los flujos cercanos al litoral viran hacia el interior formándose la celda de la brisa. Este cambio de régimen tanto en la montaña como en la costa permite que en el valle del Ebro se imponga un flujo valle-arriba débil, y que en las vertientes los vientos se dirijan hacia las cordilleras. A medida que avanza el día los vientos del S penetran hacia el interior y se canalizan con intensidad moderada siguiendo el curso del valle del río Ebro. Aunque se observa el desarrollo de las brisas en la costa sur de Francia, éstas no presentan la suficiente intensidad para superar a los vientos que se canalizan entre Pirineos y Macizo Central, y entre este último y los Alpes.

A partir de la tarde, hacia las 17 UTC, la brisa en todo el litoral va virando a SW indicativo de su debilitamiento, y a las 19 UTC se observa el cambio de régimen. Al finalizar el día la situación es muy similar a la descrita en las primeras horas de la simulación, con una débil Tramontana que sopla en la costa norte de Catalunya, reforzada por la presencia de la baja relativa del golfo de León, vientos de terral en la costa, y en el interior vientos débiles que se dirigen hacia el mar. En el valle del Ebro se mantienen los vientos hacia el Cantábrico aguas arriba de Zaragoza, y desde los Pirineos, los vientos de ladera se canalizan también aguas arriba por el valle.

La subsidencia inducida por la situación anticiclónica en la región, y la fuerte estabilidad nocturna provocan que la capa fronteriza presente un desarrollo bastante limitado en todo el territorio. Durante el día la ML no llega a desarrollarse más de 600 m s.n.t. en la mayor parte de la región, quedando más reducida aún en la costa por la subsidencia compensatoria de la baja térmica ibérica y el efecto laminador de la brisa.

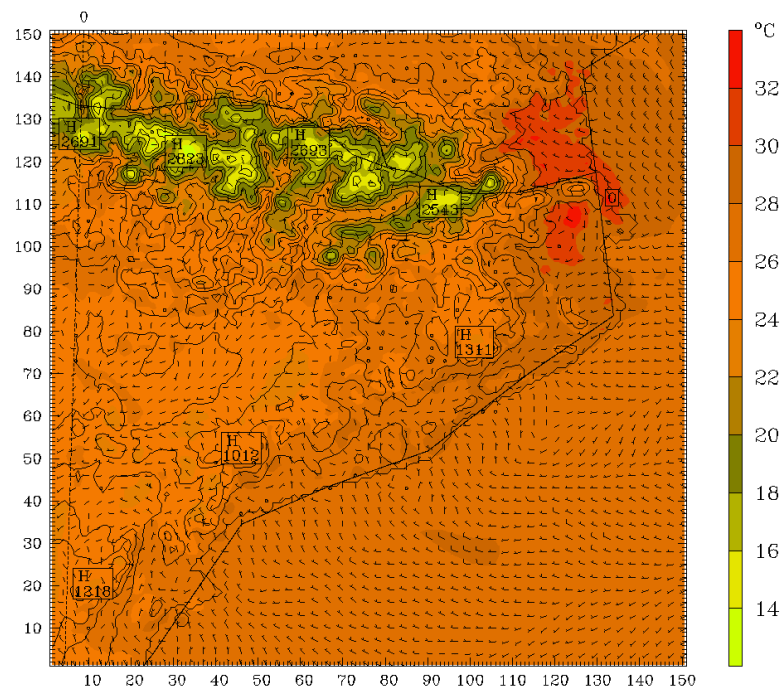
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: r-rD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 10.00 Valid: 0400 UTC Tue 12 Aug 03 (0600 LST Tue 12 Aug 03)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 29 levels, 0 sec

Dataset: r-rD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Tue 12 Aug 03 (1000 LST Tue 12 Aug 03)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL

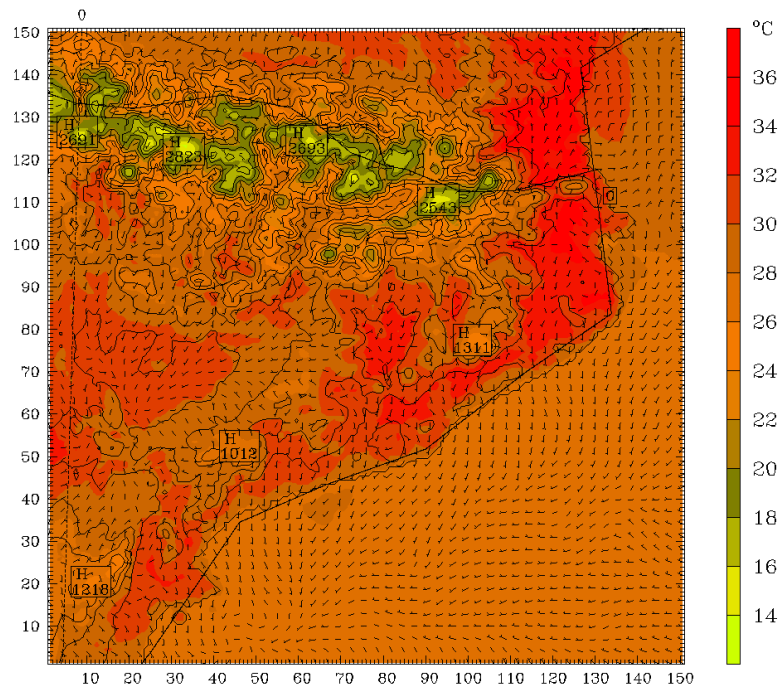


CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 29 levels, 0 sec

**Figura 7.5.4 Evolución cada cuatro horas del campo de vientos superficial y la temperatura del aire en el primer nivel del modelo con elevada resolución espacial (2 km) para el día 12 de agosto de 2003 (Resultados dominio D4; los vectores se han representado cada tres celdas; la evolución horaria se adjunta en el Anexo 1).**

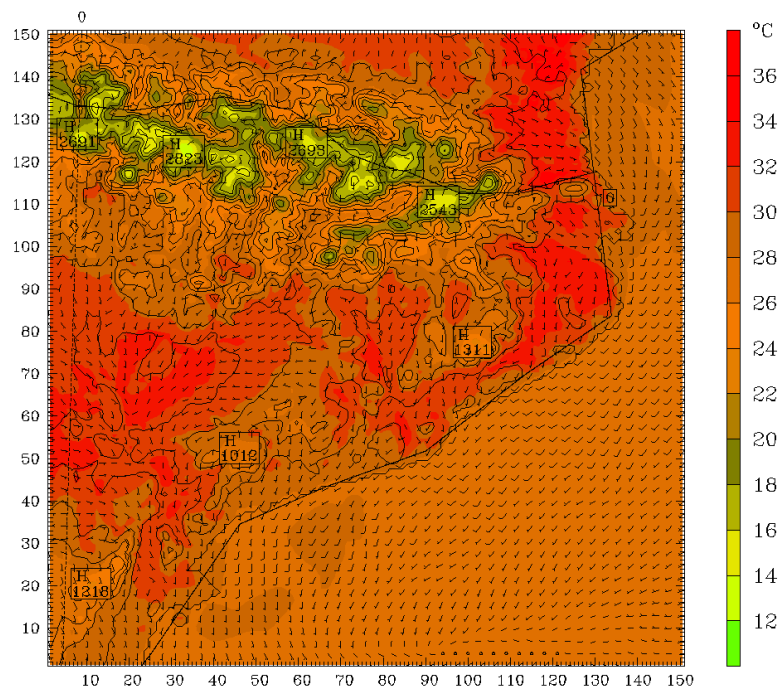
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: r-rD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Tue 12 Aug 03 (1400 LST Tue 12 Aug 03)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 29 levels, 0 sec

Dataset: r-rD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Tue 12 Aug 03 (1800 LST Tue 12 Aug 03)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL

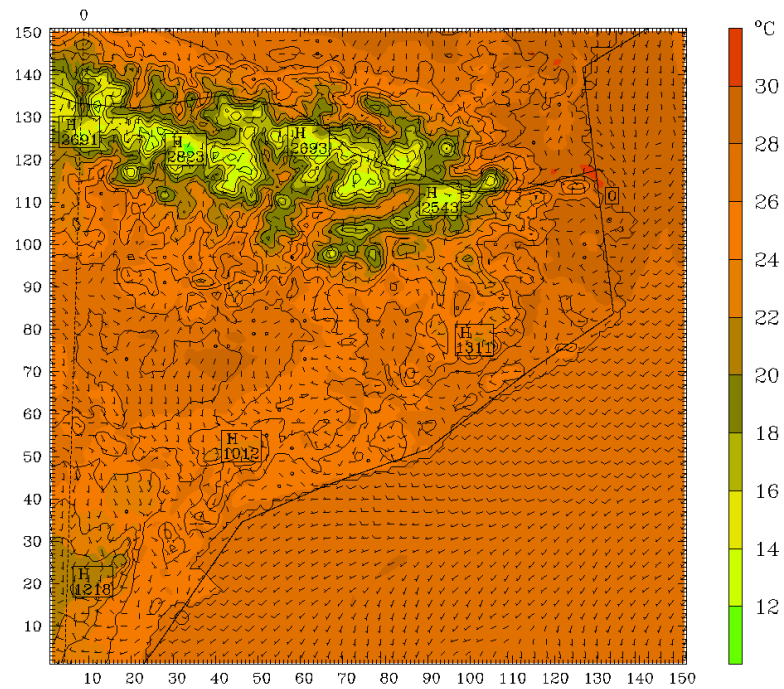


CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 29 levels, 0 sec

Figura 7.5.4 Cont.

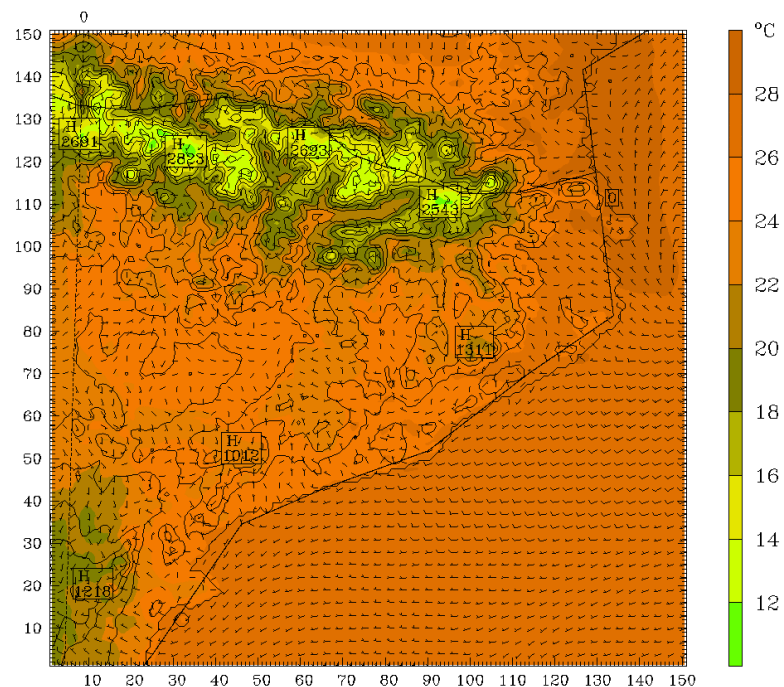
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: r-rD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Tue 12 Aug 03 (2200 LST Tue 12 Aug 03)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 29 levels, 0 sec

Dataset: r-rD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Wed 13 Aug 03 (0200 LST Wed 13 Aug 03)  
 Temperature at sigma = 0.999  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.999  
 Terrain height AMSL

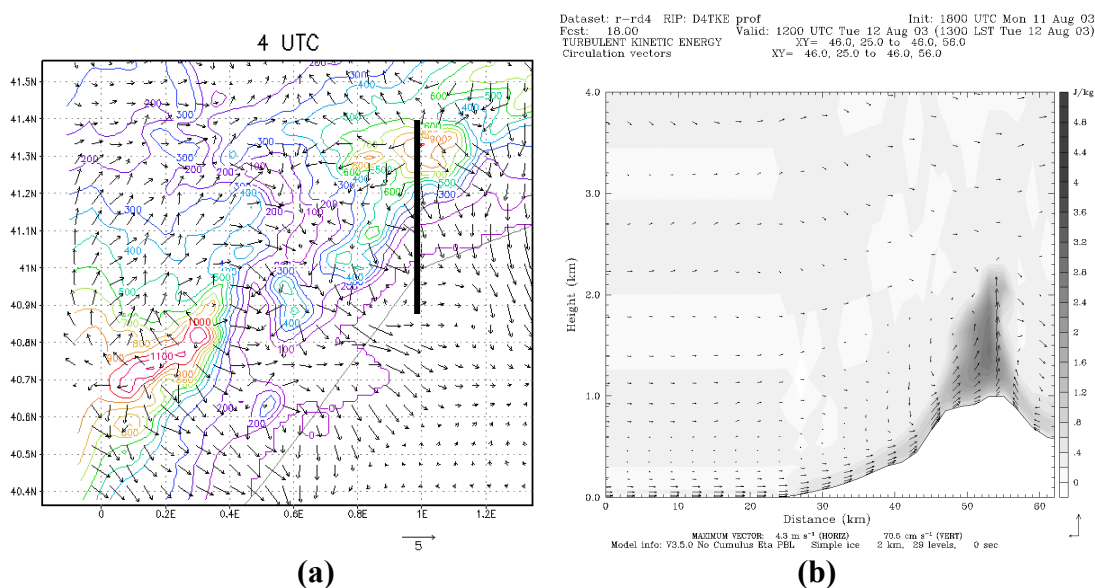


CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 29 levels, 0 sec

Figura 7.5.4 Cont.

**b) Tierras del Ebro**

Durante la madrugada los vientos catabáticos están bien establecidos en la región. La intensidad de los flujos es muy débil, con regiones encalmadas en el interior y el Delta de l'Ebre. Las vertientes de las cordilleras presentan vientos ligeramente más intensos. Siguiendo el curso del río Ebre se aprecia como los vientos catabáticos van convergiendo, y el flujo acaba drenando hacia el Mediterráneo. Durante este período se observa como en la Serra de Cardó y Tivissa los vientos se canalizan y aceleran drenando hacia la costa (**Figura 7.5.5a**). A las 6 UTC las velocidades en superficie llegan hasta los 7 m/s, contrastando claramente con el entorno donde no se superan los 2 m/s.



**Figura 7.5.5 (a) Campo de vientos superficial del subdominio de Tierras del Ebro a las 4 UTC, (b) perfil vertical del campo de vientos y la energía cinética turbulenta a las 12 UTC para el día 12 de agosto de 2003 [Corte indicado en (a) con una línea negra].**

A partir de las 8 UTC se aprecia como en las vertientes de las cordilleras Prelitorales y del interior los vientos han virado y soplan hacia las cimas, con el desarrollo de los vientos anabáticos. A esta hora la brisa marina aún no está desarrollada en el litoral. Es a partir de las 9 UTC que por la Costa Daurada se aprecia como la brisa empieza a penetrar hacia el interior. Al sur del Delta aún no se desarrolla, y los flujos que drenan entre las cordilleras de Cardó y Tivissa se mantienen con velocidades débiles de 5 m/s. Una hora más tarde la brisa ya está presente en toda la costa a excepción de la zona por donde drena el flujo sobre el Delta. La brisa es capaz de anular este drenaje a partir de las 11 UTC.

La brisa va ganando intensidad a medida que pasan las horas, con velocidades más intensas sobre el mar. Ésta se ve obstaculizada al tener que superar las cordilleras Prelitorales. Hasta las 15 UTC se observa como el frente de brisa se mantiene bloqueado en la cima de la cordillera prelitoral (véase la **Figura 7.5.5b**). A partir de las 16 UTC la intensidad de la brisa es suficiente para imponerse a los vientos de la vertiente norte y penetra hacia el interior ya sin dificultades coalesciendo con las diferentes circulaciones térmicas a sotavento. Desde las 11 UTC la brisa ha ido

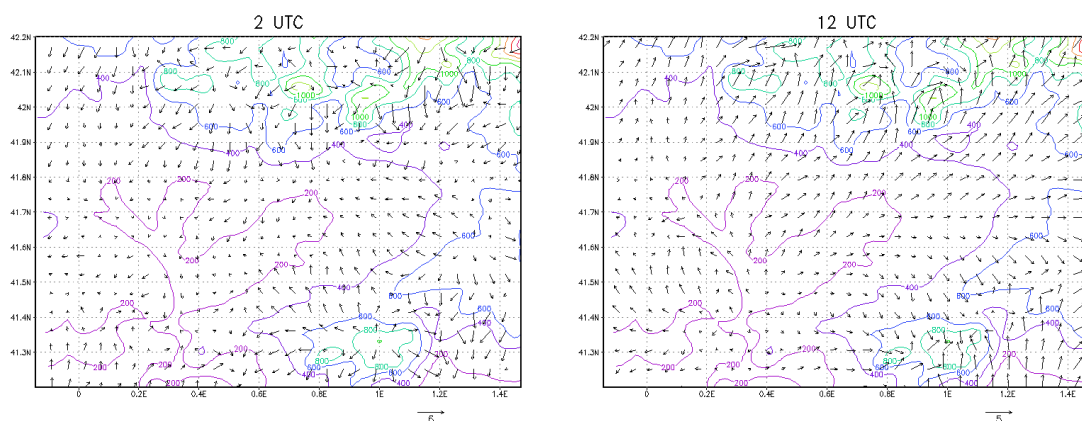
penetrando por el curso del río Ebre, y a las 16 UTC los flujos a sotavento del sistema prelitoral ya presentan una componente dominante del S. Se observa como la brisa se canaliza por el valle del Ebro, rodea las cordilleras de Cardó y Tivissa, y las Muntanyes de Prades, mientras que supera los Ports de Besseit por encima.

A partir de las 19 UTC se inicia el cambio de régimen de vientos diurnos a nocturnos. En las cordilleras se observa el desarrollo de vientos catabáticos. Por la vertiente sur de las montañas estos vientos convergen con el remanente de la brisa que ha virado a SW. Una hora más tarde el terral en el litoral empieza a ganar intensidad, mientras que sobre el Mediterráneo los vientos de SW se mantienen. El régimen nocturno queda bien establecido a las 20 UTC. Los vientos más intensos se observan en las vertientes de los Ports de Besseit, con velocidades de hasta 4 m/s. Por el valle del Ebre los vientos de las vertientes se canalizan siguiendo el curso del río hacia el mar.

### c) Depresión Central

#### i) Pla de Lleida y Plana d'Urgell

Durante la noche, las llanuras de poniente de Catalunya presentan flujos de vientos de montaña-llanura por la vertiente sur de los Pirineos hacia la Plana d'Urgell y Pla de Lleida que convergen con los flujos de las vertientes norte de las cordilleras del Sistema Prelitoral. Siguiendo las pendientes de la orografía, los flujos se desplazan y van convergiendo en las hondonadas de las llanuras o valles. También siguiendo el curso del río Segre y Cinca se van canalizando los débiles flujos superficiales desde los Pirineos hacia el Pla de Lleida. Durante la madrugada las velocidades de los vientos son muy débiles, casi encalmadas. Las vertientes sur de algunas cordilleras Prepirenaicas presentan vientos más remarcables, aunque no superan los 5 m/s.



**Figura 7.5.6 Campo de vientos superficial del subdominio de Pla de Lleida a las 2 UTC y 12 UTC para el día 12 de agosto de 2003.**

A partir de las 8 UTC el régimen de vientos diurnos se impone tanto en los complejos valles pirenaicos con vientos anabáticos como en los llanos de la Depresión Central. Por la vertiente norte del Sistema Prelitoral se han establecido los flujos de la llanura a las montañas, convergiendo con la entrada de la brisa de mar hasta las 11 UTC en las cimas. A partir de esta hora, la brisa penetra hacia la Catalunya interior por la Conca de

Barberà, y por el este debido a una coalescencia de la celda de convección de las montañas con el frente de brisa. Aunque por las Garrigas, Segriá y Pla d'Urgell se impone el régimen de S bien temprano, en el Urgell y la Segarra éste no se acaba de establecer hasta el final de la tarde a las 19 UTC. Antes dominaban flujos del SW como consecuencia del giro de la brisa que no conseguía superar las Muntanyes de Prades.

A partir de las 20 UTC los vientos de los Pirineos cambian de régimen y se desarrollan los vientos catabáticos y de valle-abajo. Por el Pla de Lleida y la Plana d'Urgell se va imponiendo un debilitamiento de los vientos superficiales, y un dominio de los vientos de montaña en las laderas y regiones circundantes.

## *ii) Pla de Bages y Plana de Vic*

Los flujos del Pla de Bages y la Plana de Vic permanecen encalmados durante la madrugada. Solo vientos de montaña y valle muy débiles se pueden observar en las vertientes de las cordilleras que miran a las llanuras. Los vientos más significativos se presentan en superficie, en la vertiente sur de las cordilleras del Sistema Prelitoral, con vientos de hasta 5 m/s. Estos flujos se van debilitando a medida que avanza la madrugada. Los débiles flujos de las llanuras se aceleran ligeramente por los congostos que van a parar a la Depressió Prelitoral por efecto Venturi (p.e., Stull, 1988; Whitemann, 2000). Por los valles de los ríos que circulan por las llanuras hacia la costa los vientos se canalizan claramente y se identifican vientos valle-abajo característicos del régimen nocturno. Es interesante destacar la circulación por el curso del río Ter hacia el Gironès desde la Plana de Vic. A las 6 UTC los vientos en todo el interior de Catalunya presentan un encalmamiento muy importante, con velocidades inferiores a 2 m/s.

A partir de las 7 UTC se empiezan a desarrollar los vientos de montaña en las sierras que rodean ambas llanuras, mientras que en la costa, la brisa aún no ha empezado a establecerse. Esta situación muestra como los vientos anabáticos son los primeros que se desarrollan en una situación regida por forzamientos térmicos y dominio de fenómenos mesoscalares como es el caso. La brisa presenta una respuesta al calentamiento superficial más lenta. Esto se puede explicar por el hecho que la masa de aire que se calienta en un valle presenta un menor volumen que la que se calienta en una zona llana de la costa, y las circulaciones térmicas empiezan a desarrollarse primero en las vertientes de la montañas que en la costa debido a la mayor superficie radiativa y al menor volumen de aire a calentar. A partir de las 8 UTC los vientos de montaña se van definiendo mejor, y la brisa empieza a imponerse. Desde las llanuras interiores los vientos de ladera se van desarrollando, dirigiéndose hacia los Prepirineos, mientras que las masas de aire de la Depressió Prelitoral aún no presentan suficiente intensidad como para superar el Sistema Prelitoral y afectar al Pla de Bages y Plana de Vic.

Es a las 12 UTC cuando la brisa, reforzada por los vientos anabáticos de las vertientes sur de la cordillera litoral y prelitoral penetra hacia el interior. El flujo del S en el Pla de Bages se acopla con los flujos anabáticos que ya se habían establecido durante las horas previas. Se aprecian distintas líneas de convergencia en las cimas de las cordilleras del Sistema Prelitoral, y entre el Pla de Bages y la Plana de Vic, indicativo de la complejidad de las canalizaciones de la región. Los flujos del sur van ganando en intensidad, y se van extendiendo por el interior de Catalunya. La intensidad de los



vientos es moderada a débil y no supera los 5 m/s.

Hasta las 17 UTC los vientos de componente S se van intensificando y penetrando hacia el interior. La disposición en el Pla de Bages sigue claramente la orografía, con los vientos del sur penetrando por el curso del Llobregat, y se separa en tres flujos siguiendo el curso del río Cardoner, el del Llobregat y por la vertiente este del mismo. El flujo por el Cardoner converge con los flujos de la Plana d'Urgell, mientras que al este del Pla de Bages, los vientos convergen con los flujos del S que han penetrado por Sant Llorenç del Munt.

Los vientos en la Plana de Lleida durante las horas centrales del día presentan un comportamiento ligeramente distinto. Primero, la brisa de componente S no consigue penetrar hacia la Plana por el Congost hasta las 13 UTC, mientras que por el Ter, a partir de las 10 UTC han ido penetrando vientos de las zonas de Girona. Así, a partir de las 14 UTC se produce una convergencia de los vientos del S con los del E a la mitad de la Plana de Vic que retarda la penetración de los flujos del S en latitudes superiores hasta las 16 UTC, cuando la mayor intensidad de estos se impone por toda la Plana.

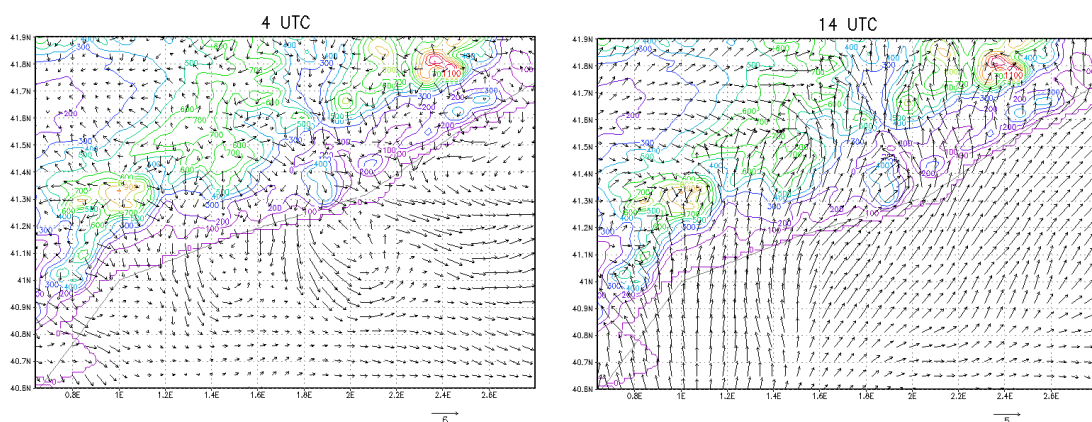
A las 18 UTC, tanto en el Pla de Bages como en la Plana de Vic los vientos del sur se han impuesto hasta el Prepirineo, mientras que por las vertientes meridionales de las cordilleras prelitorales los vientos empiezan a virar a SW, indicativo del desarrollo de vientos catabáticos. A las 19 UTC aún se observan débiles vientos de componente S en las llanuras, pero en las vertientes de las cordilleras que las imitan ya se han establecido los vientos catabáticos, convergiendo en la mitad del Pla de Bages y la Plana de Vic a las 20 UTC. Hasta media noche los vientos catabáticos dominan en todas las cordilleras de la región, canalizándose por el curso del río Llobregat. En referencia al Pla de Bages, y la Plana de Vic, los vientos de las cordilleras convergen en la región central de la llanura formando una línea de convergencia de norte a sur. Las salidas naturales de la Plana muestran como los vientos circulan siguiendo la pendiente hacia abajo, y no se produce un drenaje nocturno desde la Plana hacia el exterior.

#### ***d) Sistema litoral***

##### *i) Litoral sur y central*

Durante la madrugada el terral domina en todo el litoral central de Catalunya. En el sur los vientos catabáticos de las cordilleras litorales y prelitorales están bien establecidos. Las vertientes de mar de las Mutanyes de Prades están dominadas por los flujos catabáticos. La Conca de Barberá presenta un drenaje hacia el mar bien definido. Del mismo modo, hacia el este, la Conca d'Òdena también presenta una canalización hacia la Depressió Prelitoral. El Sistema litoral induce unas circulaciones más complejas, ya que de un lado en las vertientes de mar los vientos catabáticos refuerzan el terral que sopla hacia el mar, mientras que en las vertientes septentrionales, dominadas también por los vientos catabáticos los flujos de las cordilleras convergen en la Depressió Prelitoral formándose una canalización a lo largo de la misma. Esta circulación se refuerza con los flujos provenientes del Pla de Bages canalizados a través del curso del río Llobregat, más los que drenan de la Plana de Vic siguiendo el curso del río Congost. Así, se puede diferenciar el comportamiento entre el litoral sur de Tarragona, y el litoral central de Barcelona.

Entre las 7 y 8 UTC se empiezan a desarrollar los vientos anabáticos en las montañas del interior y del Sistema Prelitoral. El desarrollo de estos vientos modifica ciertas circulaciones del litoral como se observa a sotavento de la Sierra d'Ancora o por la Depressió Prelitoral. Es destacable también la influencia de los vientos anabáticos en el Montnegre, induciendo ya a estas horas el desarrollo de la brisa. Es a las 9 UTC que la brisa se desarrolla en toda la costa desde Tarragona hasta la Selva, por donde penetra sin dificultades hacia la Plana del Gironès. El frente de brisa es muy complejo, ya que converge por un lado con los vientos de drenaje desde la Conca de Barberà y Odena, y por el otro con los vientos anabáticos de las vertientes norte de las cordilleras litorales que impiden la penetración del frente de brisa. Este efecto obstaculizador se aprecia claramente en la Selva, donde no hay cordilleras litorales, y la brisa ha penetrado sin dificultades una hora antes.



**Figura 7.5.7 Campo de vientos superficial del subdominio del litoral sur y central a las 4 UTC y 14 UTC para el día 12 de agosto de 2003.**

La Depressió Prelitoral presenta un comportamiento interesante, con vientos que circulan hacia las vertientes, reforzando por un lado la penetración de un flujo del sur en las laderas sur, mientras que dificultan la penetración de la brisa en las laderas norte.

A las 11 UTC la brisa ha ganado la intensidad suficiente para imponerse a los vientos que drenaban hacia el mar, y a los vientos anabáticos de las vertientes norte de las cordilleras litorales. Se observan varias canalizaciones hacia el interior siguiendo el curso de los ríos más importantes. La coalescencia de la brisa con las distintas circulaciones térmicas induce la formación de una macrobrisa que se extiende tierra adentro.

A las 12 UTC los flujos de la brisa penetran hacia el interior del AGC (Pla de Bages y Plana de Vic), aunque aún no superan las Muntanyes de Prades en el sur, y no lo conseguirán ya que los flujos de la Plana d'Urgell no permiten la penetración del frente de brisa. Los vientos anabáticos de las laderas septentrionales son suficientemente intensos para contrarrestar el empuje de la brisa de mar.

Es importante destacar que a medida que avanza el día las canalizaciones hacia el interior se intensifican y viran ligeramente hacia el este. Así, las masas de aire de Barcelona y Badalona se ven advectadas directamente hacia el Congost y la Plana de

Vic. Muchos de los problemas de contaminación fotoquímica que se producen en la Plana de Vic durante los meses de verano se pueden describir a partir de la formación de estas circulaciones desde la costa hacia el interior. Las masas con contaminantes atmosféricos de las grandes ciudades del litoral son transportadas hacia el interior donde reaccionan fotoquímicamente produciendo fotooxidantes como el ozono (p.e., Jiménez y Baldasano, 2004).

A partir de las 16 UTC los vientos delante de la costa empiezan a virar a SW debilitando la intensidad de la brisa. Este hecho, juntamente con el desarrollo de vientos catabáticos a las 19 UTC en las cordilleras litorales y prelitorales producen la desaparición de la brisa y el paso a un régimen de terrales en la costa. La Depressió Prelitoral presenta vientos catabáticos en las vertientes de las cordilleras que la conforman, aunque en el interior aún dominan los flujos del S. A las 20 UTC el régimen de vientos nocturnos ya se ha establecido desde la costa hacia el interior. Los vientos marítimos delante la costa soplan aún de componente SW, y en el interior se van desarrollando canalizaciones desde el Pla de Bages y Plana de Vic hacia la Depressió Prelitoral, y desde la Conca de Barberà hacia la costa. Otra vez el litoral sur presenta un régimen de terrales menos complejo que el litoral central, donde la presencia de las cordilleras litorales inducen canalizaciones a lo largo de la Depressió Prelitoral, con la convergencia de los vientos de ladera de las montañas que la conforman.

#### *ii) Litoral norte*

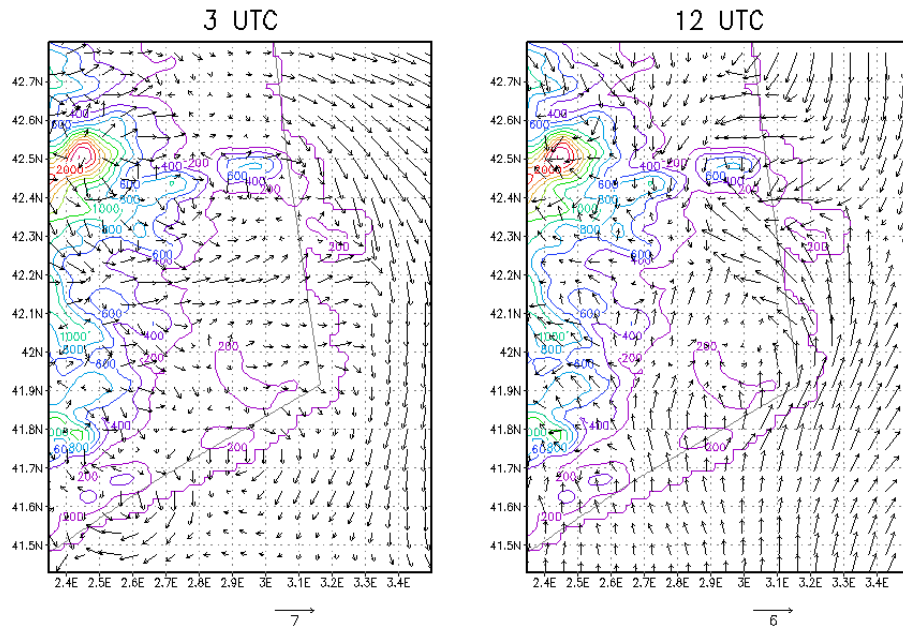
La región del nordeste del AGC presenta unos vientos superficiales con un comportamiento diferenciado al descrito en el litoral central. El flujo de drenaje del este de los Pirineos afecta a la región en altitud, sin embargo, en superficie toda la zona del Pla de l'Empordà presenta vientos muy débiles. Solo el Cap de Creus se ve afectado por los vientos de N. Sobre el mar se presentan las velocidades en superficie más importantes, con vientos de 6-7 m/s.

Todas las cordilleras y montañas de la región presentan vientos catabáticos débiles. Desde la Serralada Transversal estos vientos producen un débil flujo que penetra por la Plana de l'Empordà hasta el mar. Este flujo converge con los vientos catabáticos de la Serra de l'Albera o los de las Gavarres. A las 6 UTC se ha establecido un flujo de componente S por la Selva formado por los vientos catabáticos que viran al llegar al llano hacia el norte. Durante este periodo la Tramontana que se observaba delante el litoral de l'Empordà ha virado hacia el W por la influencia de la circulación ciclónica desarrollada en el golfo de León comentada anteriormente.

A las 8 UTC, las vertientes de las cordilleras presentan ya vientos anabáticos bien establecidos. Los flujos del S que dominaban durante la madrugada por todo el litoral y la Plana de l'Empordà se definen con mayor intensidad y contribuyen a un desarrollo de la brisa de mar más ágil. Así, a las 9 UTC el flujo del S está bien establecido afectando a todo el nordeste de Catalunya. Solo la entrada de la brisa por la costa del Alt Empordà converge con este flujo limitando su avance. La línea de convergencia de los dos frentes se localiza en el medio de la Plana de l'Empordà de sureste a noroeste.

El desarrollo de la brisa por el S converge con los flujos del N del golfo de León. A medida que el flujo de brisa gana intensidad se va extendiendo por la costa sur francesa,

aunque por el Rosselló no se empieza a desarrollar hasta las 11 UTC, los vientos del S se van imponiendo por todo el golfo de León. Las velocidades más elevadas en superficie se observan a las 16 UTC, aunque no superan los 4 m/s. Sobre el mar las velocidades llegan hasta los 7 m/s.



**Figura 7.5.8** Campo de vientos superficial del subdominio del litoral norte a las 3 UTC y 12 UTC para el día 12 de agosto de 2003.

A partir de la tarde la brisa va perdiendo intensidad. Los flujos que penetran por el Golf de Roses se van imponiendo hacia el sur. A las 19 UTC ya se empiezan a desarrollar los vientos catabáticos en las montañas de la Serralada Transversal y Pirineos. En pocas horas la Plana de l'Empordà pasa de un régimen de vientos del E al desarrollo de terrales débiles reforzados por los vientos catabáticos. A últimas hora del día se establece un flujo de NW hacia el mar por el nordeste de Catalunya.

Durante buena parte del día los vientos presentan una intensidad débil, solo observándose velocidades moderadas durante las horas centrales del día en el interior. Sobre el mar dominan los vientos moderados durante toda la simulación.

#### *e) Pirineos*

Los vientos superficiales en los Pirineos presentan un régimen característico de vientos de montaña, típico de las situaciones con débil forzamiento sinóptico. Para estas situaciones, los vientos de montaña se desarrollan debido a los forzamientos térmicos que se producen durante el día con el calentamiento superficial del suelo durante las horas centrales del día, y el enfriamiento durante la noche.

Así durante la noche, se observa en todas las montañas y valles pirenaicos la presencia y desarrollo de vientos catabáticos en las laderas y vientos montaña o valle-abajo en el interior del valle. Las velocidades de los primeros son de 3-4 m/s, mientras que los segundos son más débiles con magnitudes entre 1 y 2 m/s. A las 6 UTC se aprecia como

se debilitan dichos flujos, indicativo del cambio de régimen asociado al calentamiento de las vertientes de las montañas pirenaicas. La orientación de las mismas rige la evolución horaria del desarrollo de los vientos anabáticos. A las 7 UTC se observan los primeros vientos anabáticos en vertientes orientales, mientras que en la mayoría de laderas occidentales aún presentan vientos catabáticos. De 8 a 17 UTC se establece y mantiene el régimen diurno de vientos anabáticos y de valle-arriba. Los primeros con velocidades de hasta 4 m/s y los segundos no llegan a superar los 2 m/s. A partir de las 18 UTC se empiezan a debilitar los flujos, y una hora después se produce el cambio de régimen con el desarrollo de los primeros vientos catabáticos.

Las circulaciones que se producen en los Pirineos siguen estrictamente la orografía de la región, con canalizaciones de los débiles flujos por las valles pirenaicas. Destacan las canalizaciones nocturnas desde la Cerdanya (extenso valle interno de los Pirineos) hasta la Depresión Central siguiendo el valle del río Segre, o la que sigue el valle del río Noguera Pallaresa hacia la Depressió Mitjana. Otra canalización importante es la que desde la región central de los Pirineos sigue el curso del valle del río Llobregat. Las canalizaciones nocturnas se mantienen durante el día, pero con el sentido invertido facilitando la penetración de los flujos del sur.

#### *f) Recirculaciones de masas de aire por el AGC*

Diversos estudios han analizado las recirculaciones de masas de aire en el nordeste peninsular (p.e., Baldasano et al., 1994; Soriano et. al, 2001; Pérez et al., 2004). Estas situaciones se caracterizan por un dominio de los fenómenos mesoscales y un forzamiento sinóptico débil. La situación del 12 de agosto de 2003 presenta estas características, tal y como se ha ido describiendo hasta el momento. Las brisas conducen a la penetración de masas de aire del litoral hacia el interior, que pueden inyectarse en altitud en la cordillera litoral o prelitoral debido a los forzamientos orográficos, y se pueden producir recirculaciones de las masas por el AGC.

Para describir estos procesos se presenta la **Figura 7.5.9** donde se han representado dos trayectorias. La primera (color rojo) tiene su origen en Tarragona y la segunda (color azul) en Barcelona. Ambas trayectorias se han calculado con el origen en el segundo nivel del modelo, equivalente a 36 m s.n.m., y para el período entre las 11 a 24 UTC.

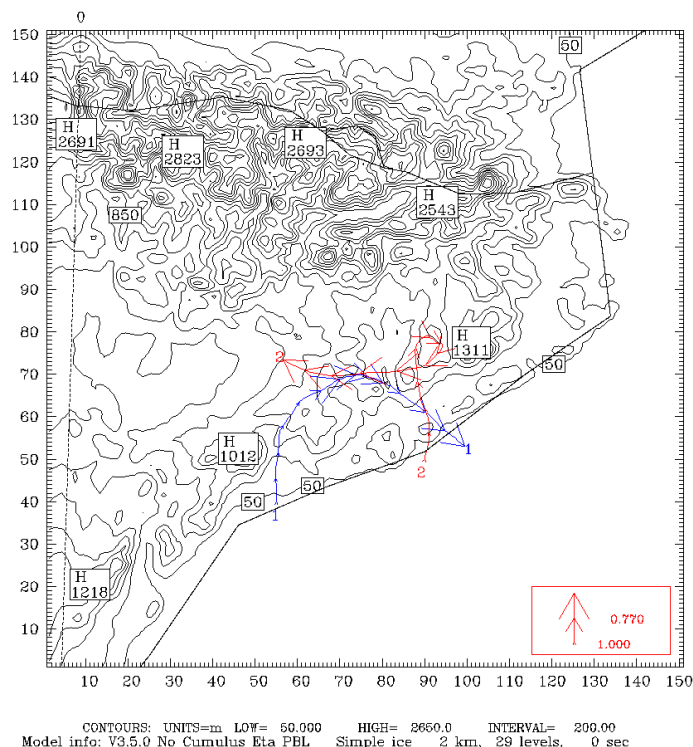
Las masas de aire en la región de Tarragona son advectadas por la brisa hacia la cordillera Prelitoral, penetrando por la Conca de Barberà y se inyectan en altura en las montañas de la cordillera prelitoral hasta unos 2500 m s.n.t. a las 18 UTC, virando a NW y dirigiéndose hacia el litoral central. La influencia de la subsidencia generalizada se nota en la evolución de la trayectoria, que desciende ligeramente al dirigirse al litoral. Al finalizar el día, la masa de aire que se situaba sobre Tarragona a las 11 UTC en superficie se encuentra sobre Barcelona a unos 1500 m s.n.m.

Por su parte, la trayectoria de Barcelona presenta un comportamiento aún más complejo. Se observa como otra vez, la brisa es la responsable de advectar las masas costeras hacia el interior, llegando hasta la Depressió prelitoral casi en superficie. Éstas se inyectan en altura debido al forzamiento orográfico ejercido por la cordillera prelitoral hasta unos 3000 m s.n.m., y recirculan entre el Pla de Bages y la Plana de Vic para dirigirse hacia la Plana de Lleida en altitud. Al finalizar el día, las masas de aire

que se localizaban en Barcelona a las 11 UTC se encuentran sobre la zona de Lleida, habiendo circulado por buena parte del interior de Catalunya.

Como se vio en la situación W-wR, y se acaba de ver ahora, las situaciones de bajo gradiente bórico, muy típicas para la región de estudio (véase **Capítulo 5**) provocan unos movimientos de las masas de aire por el AGC muy complejos. Por los resultados del modelo se puede intuir que estas recirculaciones pueden durar varios días, si la situación sinóptica es favorable. Los problemas de calidad del aire en el AGC vienen muy condicionados por este tipo de situación, donde se producen unos movimientos de aire muy estancados dentro de la región.

Dataset: R-RD4 RIP: D4 traj Init: 1800 UTC Mon 11 Aug 03  
 Fcst: 6.00 Valid: 0000 UTC Tue 12 Aug 03 (0100 LST Tue 12 Aug 03)  
 Trajectories from hour 17.000 to 30.000  
 Trajectories from hour 17.000 to 30.000  
 Terrain height AMSL



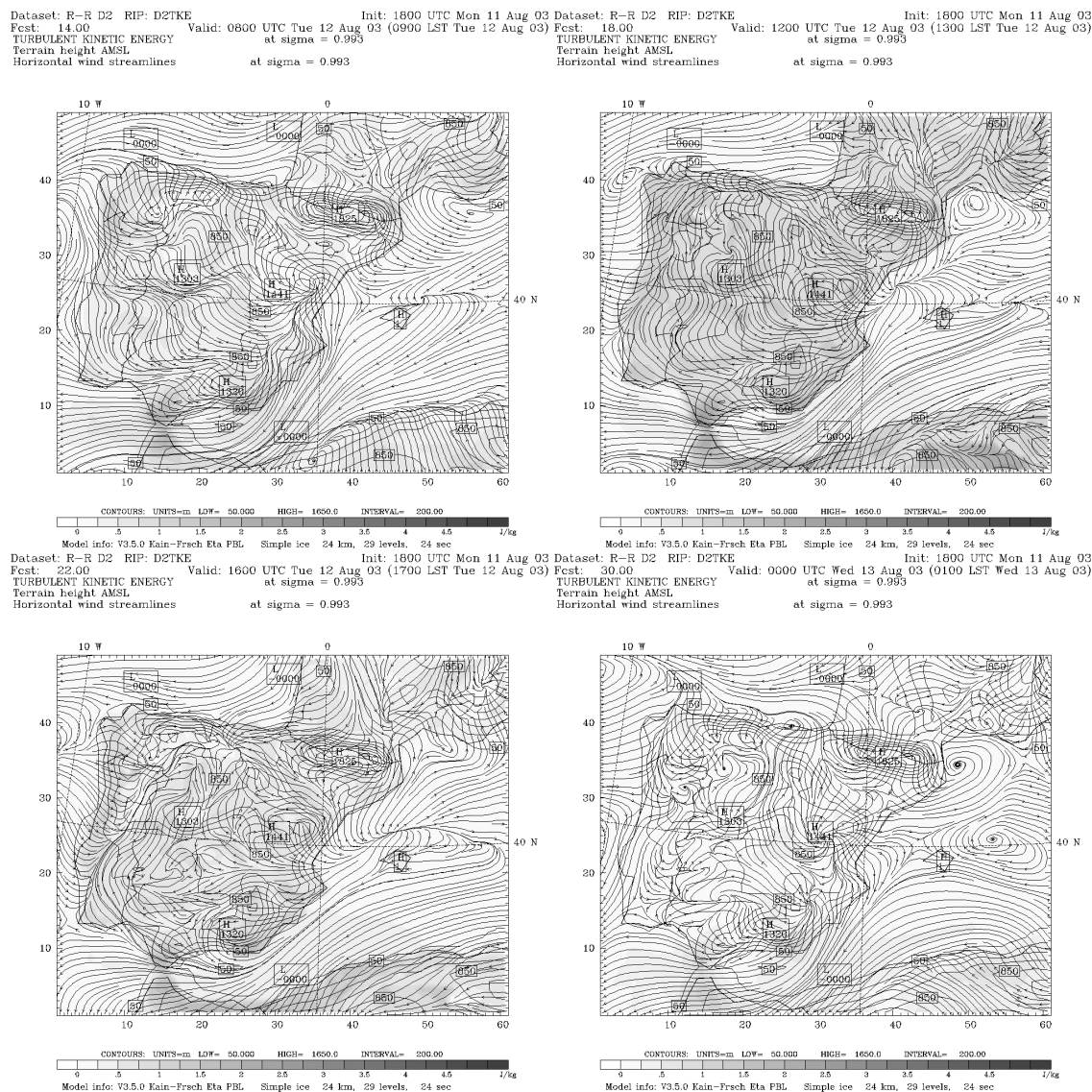
**Figura 7.5.9 Trayectorias de masas de aire con origen en Tarragona (azul) y Barcelona (rojo) a 36 m s.n.m. para el período 11 a 24 UTC (Cada flecha en la trayectoria indica un paso de tiempo de una hora; la altitud se indica con el tamaño de la flecha; la leyenda de la altitud de la trayectoria se adjunta en coordenadas sigma en la parte inferior derecha en rojo).**

## 7.5.5 Energía cinética turbulenta

### 7.5.5.1 Península Ibérica

La producción de la TKE para el día 12 de agosto de 2003 está regida básicamente por los procesos radiativos entre el suelo y la atmósfera, y las circulaciones térmicas que se desarrollan durante las horas centrales del día.

## Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas



**Figura 7.5.10** Energía cinética turbulenta y líneas de corriente superficial a las 8, 12, 16 y 24 UTC del día 12 de agosto de 2003 en el quinto nivel del dominio D2.

Como se observa en la **Figura 7.5.3** sólo durante las horas con irradiación solar se genera TKE con niveles significativos. Los débiles flujos nocturnos, y la fuerte estabilidad son condiciones no propicias para la generación de TKE. Los niveles durante las horas centrales del día no superan los 4 J/kg, indicativo de una producción exclusiva de origen térmico, comparando con otras situaciones meteorológicas analizadas. Sin embargo, se observan forzamientos orográficos con fuertes convecciones en las cimas de las montañas durante el mediodía y la tarde con transporte de turbulencia a capas más elevadas. Este comportamiento se va debilitando a medida que el calentamiento superficial va cediendo y se empiezan a estabilizar los estratos superficiales. A partir de las 18 UTC no se observan niveles significativos de TKE en el corte vertical.

La **Figura 7.5.10** presenta la distribución espacial de la TKE. Durante la noche la producción de TKE no es significativa, a partir de las 8 UTC, se empieza a producir TKE con el calentamiento superficial del suelo, la entrada del frente de brisas y el desarrollo de los flujos de montaña. A esta hora las zonas con niveles superiores de

TKE son el estrecho de Gibraltar, el norte de Portugal y Galicia, y el nordeste de Catalunya. Con la salida del Sol se produce una generación de TKE de origen térmico en todo el territorio con niveles similares. A partir de las 16 UTC se observa una disminución de la producción de TKE asociada al menor calentamiento superficial. Esta tendencia se mantiene ya durante el resto de la simulación, observándose niveles poco significativos de TKE en todo el territorio. Solo en el estrecho de Gibraltar, se siguen manteniendo valores de turbulencia significativos durante la noche debido al viento de levante que ha estado presente durante todo el día en esta región. La cizalla vertical del viento en la zona del Estrecho es el mecanismo principal para la generación de la TKE observada.

### 7.5.5.2 Área geográfica de Catalunya

La **Figura 7.5.11** presenta un corte vertical de la TKE para el AGC. Durante las primeras horas de simulación la producción de TKE es nula, incluso en las zonas montañosas de los Pirineos. Los débiles flujos superficiales y sinópticos de la situación de estudio no contribuyen a la generación de TKE durante estas horas. A partir de las 9 UTC se observa como se empieza a desarrollar la ML. En primer lugar lo hace en las zonas más elevadas de las montañas, debido al mismo mecanismo de desarrollo de los vientos anabáticos. El interior de Catalunya, en la Depresión Central también se ha empezado a desarrollar con vigor. Destacar como la costa es la región con un desarrollo más tardío de la ML debido al efecto del mar. De hecho en la región litoral se desarrolla una TIBL debido a la penetración de masas más templadas marítimas con la entrada de la brisa marina (p.e., Pérez et al., 2004).

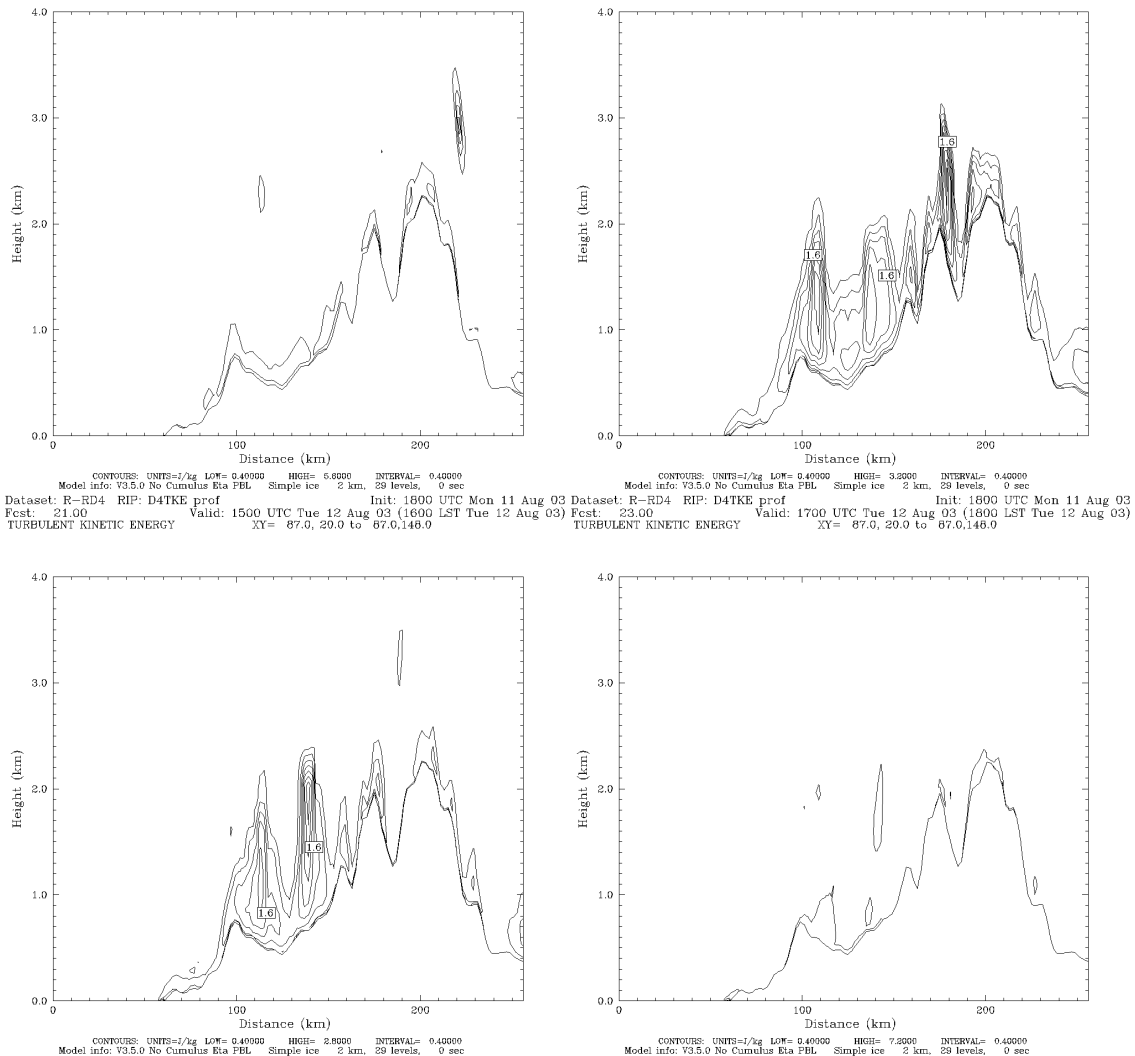
A las 13 UTC la ML se encuentra con el máximo desarrollo. Los niveles de TKE son los más elevados. En la cordillera prelitoral se observan fuertes convecciones que llegan a 2500 m s.n.m. asociadas a la penetración de la brisa y a su coalescencia con los flujos anabáticos de la ladera meridional, que convergen con los vientos anabáticos de la cordillera septentrional produciendo fuertes inyecciones verticales de masas de aire. Estas convecciones también se observan en los Pirineos. En este caso, las convecciones se producen por el forzamiento orográfico y el desarrollo de los vientos anabáticos de la zona. Es destacable la menor intensidad de la convección en los Pirineos comparado con la de la cordillera prelitoral. La Depresión Central presenta la ML de mayor espesor.

A partir de las 14 UTC se empieza a debilitar la ML debido a la disminución de la irradiación que incide en superficie. A las 15 UTC los niveles de TKE ya no son tan importantes, y la ML empieza a hundirse en la Depresión Central, y desaparece en valles de los Pirineos. Aún se observan convecciones importantes en el interior del AGC asociadas al desarrollo de nubes convectivas de tarde típicas de los períodos estivales de la región. A las 17 UTC la troposfera se ha estabilizado, y ya no se observan niveles significativos de TKE. En el interior del AGC aún quedan restos de turbulencia generada durante el día, que se destruye con la estabilización de las masas de aire superficiales.



## Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: R-RD4 RIP: D4TKE prof Init: 1600 UTC Mon 11 Aug 03 Dataset: R-RD4 RIP: D4TKE prof Init: 1600 UTC Mon 11 Aug 03  
Fest: 15.00 Valid: 0900 UTC Tue 12 Aug 03 (1000 LST Tue 12 Aug 03) Fest: 19.00 Valid: 1300 UTC Tue 12 Aug 03 (1400 LST Tue 12 Aug 03)  
TURBULENT KINETIC ENERGY XY= 87.0, 20.0 to 87.0,146.0 TURBULENT KINETIC ENERGY XY= 87.0, 20.0 to 87.0,146.0



**Figura 7.5.11** Corte vertical de la energía cinética turbulenta a las 9, 13, 15 y 17 UTC para el día 12 de agosto de 2003 (Resultados del dominio D4; corte vertical indicado en color negro en la Figura 7.1b).

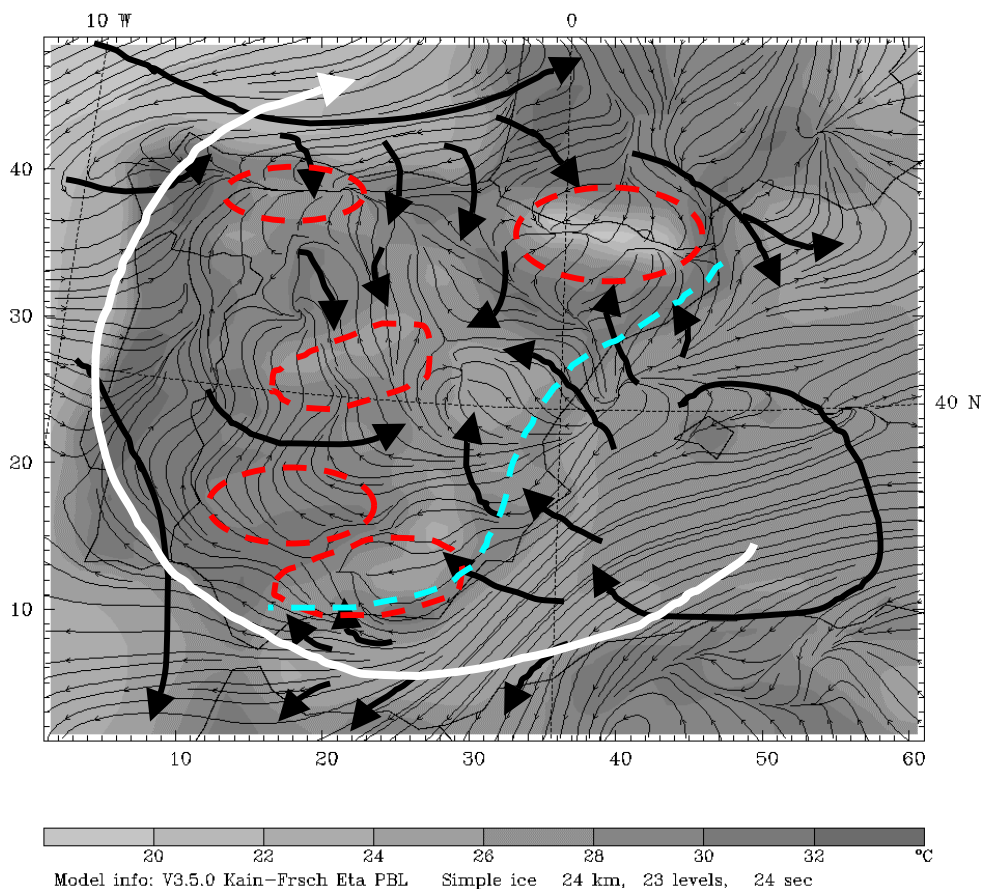
### 7.5.6 Modelo conceptual de las circulaciones que se acontecen en una situación de R-eR

Con la descripción presentada se pueden ver muchos puntos similares con la situación W-wR descrita. El bajo gradiente bórico en ambas situaciones contribuye a un desarrollo de fenómenos mesoscales que dominan la situación durante todo el día. Para el caso de R-eR este dominio es aún más importante, al caracterizarse la situación por unos gradientes bóricos tanto en superficie como en altitud muy débiles. Es por eso, que las características o patrones generales asociados a esta situación son muy similares a la situación W-wR. Las diferencias se centran en los débiles flujos en altitud que presenta este día a diferencia del otro.

### a) *Península Ibérica*

A partir de los resultados de la simulación W-wR del 14 de agosto de 2000 se extraen los siguientes patrones generales de circulación para la Península Ibérica.

- Dominio de los fenómenos mesoscalares debido al débil forzamiento sinóptico en superficie
- Desarrollo de la BTI, circulación anticiclónica sobre el Mediterráneo occidental como extensión de la dorsal anticiclónica atlántica y compensación de la BTI.
- Elevada estabilidad nocturna inducida por la subsidencia generalizada dominante. Fuerte desarrollo de la ML durante el día en el interior, desarrollo de una TIBL en el litoral de menor extensión limitada por la subsidencia generalizada, la subsidencia compensatoria de la BTI y la entrada de la brisa.



**Figura 7.5.12** Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en la Península Ibérica durante una situación de W-wR en régimen diurno. Líneas de corriente y temperatura en superficie a las 12 UTC del 14 de agosto de 2000 [Línea blanca: circulación a 500 hPa; Línea negra: circulación en superficie; Línea roja: zona con desarrollo de vientos de montaña; Línea azul: zona con forzamientos orográficos induciendo recirculaciones de masas de aire].

- Dominio de las circulaciones de origen térmico en niveles superficiales: brisas de mar y montaña.
- Drenajes nocturnos por el valle del Ebro, valle del Ródano, y valle del

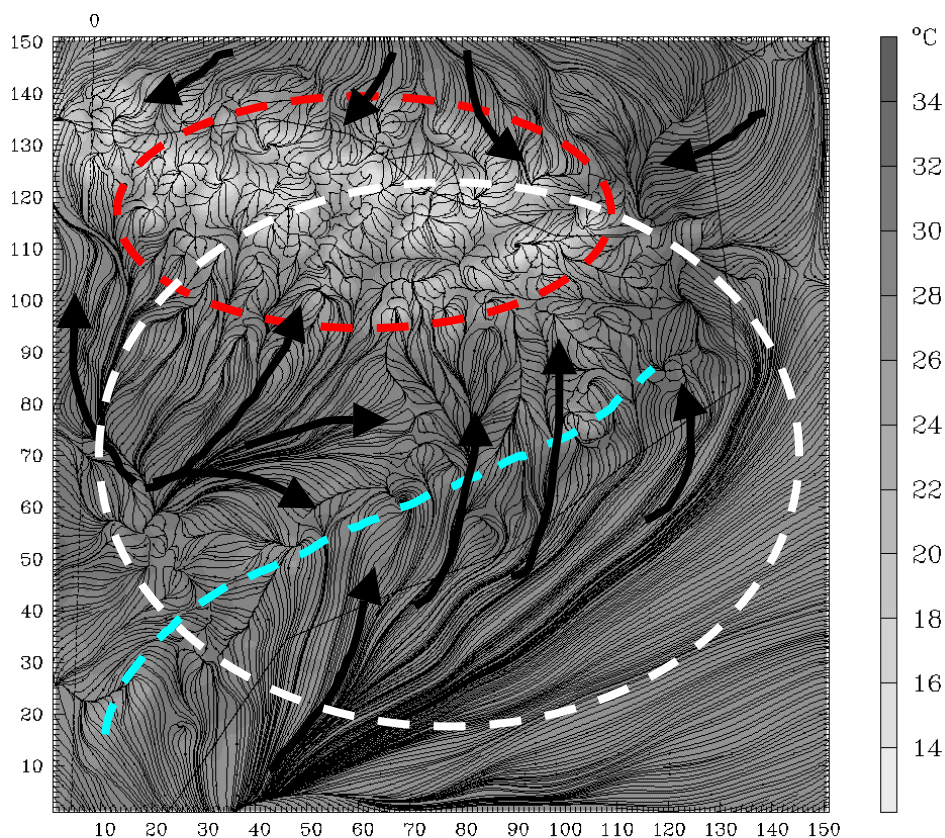
Guadalquivir.

- Fuertes inyecciones verticales a lo largo de las cordilleras del litoral de levante debido a las circulaciones térmicas reforzadas por los forzamientos orográficos.
- Vientos débiles en toda la troposfera.
- Índice de circulación muy bajo en la troposfera alta.

### b) Área geográfica de Catalunya

Los resultados del dominio D3 y D4 permiten describir el comportamiento de los flujos en una situación de W-wR.

- Dominio de los fenómenos mesoscales: brisas de mar y montaña.
- Régimen nocturno caracterizado por vientos de montaña y drenajes nocturnos.
- Desarrollo de brisas de mar con posibles inyecciones en altitud de masas de aire en la cordillera prelitoral. Recirculaciones de masas de aire en el interior y sobre el Mediterráneo.
- Recirculaciones de masas de aire por la región.



**Figura 7.5.13** Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en la Península Ibérica durante una situación de W-wR en régimen diurno. Líneas de corriente y temperatura del aire en superficie a las 12 UTC del 14 de agosto de 2000 [Línea blanca: circulación a 500 hPa; Línea negra: circulación en superficie; Línea roja: zona con desarrollo de vientos de montaña; Línea azul: zona con forzamientos orográficos induciendo recirculaciones de masas de aire].

- Desarrollo de una macrobrisa debido a la coalescencia de circulaciones térmicas desde el litoral con la brisa de mar hacia los Prepirineos.
- Dominio de los vientos de montaña en los Pirineos con vientos débiles a moderados.
- Generación de TKE durante las horas centrales del día de origen térmico. Poca producción debido a origen mecánico.
- Desarrollo de la ML con alturas hasta 1.5 km en el interior, e inferiores hacia la costa y laderas de las montañas. Las cimas de las montañas se caracterizan por presentar una ML con un desarrollo temprano y muy significativo.
- Régimen nocturno caracterizado por la estratificación estable.
- Desarrollo de circulaciones a lo largo de las canalizaciones más importantes del AGC. Durante el día, transporte de masas de aire del litoral hacia el interior a lo largo del valle del río Llobregat, Besós, Ebro.
- Flujos en el litoral e interior de Catalunya dominados por la macrobrisa diurna, y por los vientos nocturnos catabáticos y de montaña.
- La región de la Plana de Vic se caracteriza por unos flujos débiles debido a su situación respecto a los Pirineos y a la penetración de los vientos de brisa.
- Drenaje nocturno del golfo de León con el desarrollo de una Tramontana moderada.

### 7.5.7 Situación R-eR: 12 de agosto de 2003

#### 7.5.7.1 Dominio D2: Península Ibérica

Para la situación del 12 de agosto de 2003 no se dispone de información de estaciones en superficie para la Península Ibérica. La validación de los resultados del dominio D2 se realizará con las observaciones de los radiosondeos europeos.

##### *a) Radiosondeos europeos*

A partir de la información de temperatura y viento proporcionadas por los radiosondeos se han calculado los estadísticos RMSE, MAE, NMAE y BIAS para tres capas de la troposfera: superficie – 1200 m s.n.m., 1200 m – 5000 m, y 5000 m – 10000 m. Esta división permite analizar el comportamiento del modelo en la baja, media y alta troposfera. Los estadísticos se han calculado para los radiosondeos disponibles a las 0, 12 y 24 UTC del día de estudio.

Las estaciones de radiosondeo utilizadas en el cálculo de estos estadísticos han sido: Gibraltar, La Coruña, Madrid, Murcia, Palma, Santander y Zaragoza.

La **Tabla 7.5.1** presenta los valores de los estadísticos para la temperatura (°C), la velocidad del viento (m/s) y la dirección del viento (°). El modelo subestima la temperatura del aire en la media y baja troposfera. Los errores más importantes se producen en las capas bajas, no llegando a superar los 3°C en el MAE. La capa fronteriza del modelo presenta mayores problemas durante el mediodía, mientras que en niveles superiores el modelo presenta una tendencia a incrementar ligeramente el MAE durante el día.

**Tabla 7.5.1 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la verificación de los resultados del dominio D2 a partir de radiosondeos para el día 12 de agosto de 2003.**

Temperatura (°C)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	0.81	0.97	1.26	0.64	0.75	0.93	0.04	0.04	0.04	0.04	0.09	-0.17
1200/5000	1.34	1.48	2.35	1.04	1.12	1.90	0.18	6.99	0.49	-0.65	-0.63	-1.65
<1200	2.82	3.27	2.92	2.32	2.71	2.52	0.09	0.10	0.09	-0.93	-1.45	-1.95
Velocidad del viento (m/s)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	2.84	3.26	3.02	2.24	2.37	2.38	1.11	1.14	1.15	-1.49	-1.52	-1.29
1200/5000	3.69	1.85	3.08	2.97	1.49	2.31	1.12	1.09	1.27	-1.39	-0.25	-1.93
<1200	2.43	2.11	3.01	2.00	1.70	2.27	0.89	0.92	0.95	1.08	0.26	0.85
Dirección del viento (°)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	46.19	23.64	41.37	25.36	15.42	26.8	---	1.27	1.64	-2.07	6.21	-3.28
1200/5000	61.12	56.15	47.78	39.16	40.74	33.94	0.84	1.54	1.15	8.54	-5.13	-7.30
<1200	52.22	57.07	71.92	39.22	35.61	51.01	1.93	1.80	1.59	22.62	-0.87	23.09

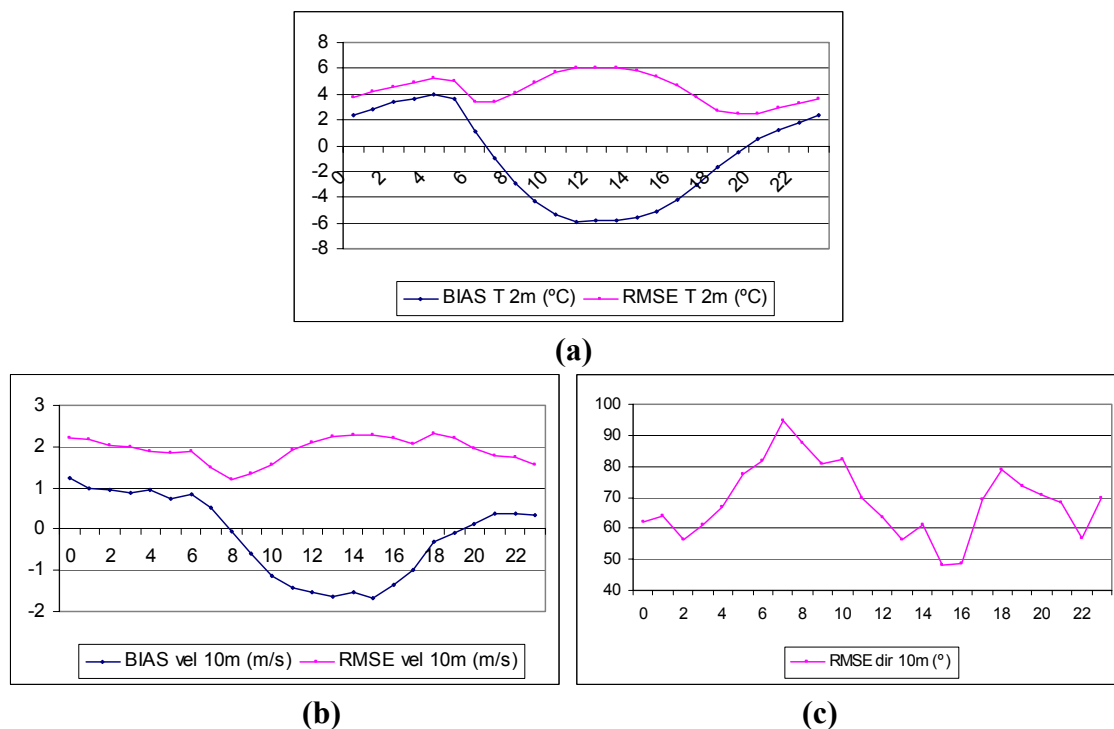
El modelo simula en termino medio vientos más intensos en capas bajas, mientras que por encima de 1200 m los subestima. Los errores no superan los 3 m/s en ningún nivel, ver MAE, y presentan un peso superior por sobre de 1200 m respecto de las velocidades observadas. Para esta situación, los errores más importantes se producen en la media y alta troposfera, con un comportamiento aceptable en niveles bajos.

Los estadísticos de la dirección del viento muestran como la baja y media troposfera presentan un MAE entre 51° y 34°, mientras que se reduce hasta 15° en la alta troposfera. Al igual que la simulación W-wR, al tratarse de una situación de bajo gradiente bórico sin un forzamiento sinóptico importante, el modelo presenta mayores dificultades para capturar con detalle la dirección de las circulaciones de la región. Sin embargo, se puede considerar que los resultados en término medio son aceptables.

### 7.5.7.2 Dominio D4: Área geográfica de Catalunya

#### a) Temperatura y viento en superficie

Para la validación del dominio D4 se ha calculado el RMSE, y el BIAS de la temperatura del aire a 2 m, y la velocidad del viento y dirección a 10 m. La **Figura 7.5.14** presenta la evolución temporal de estos estadísticos.

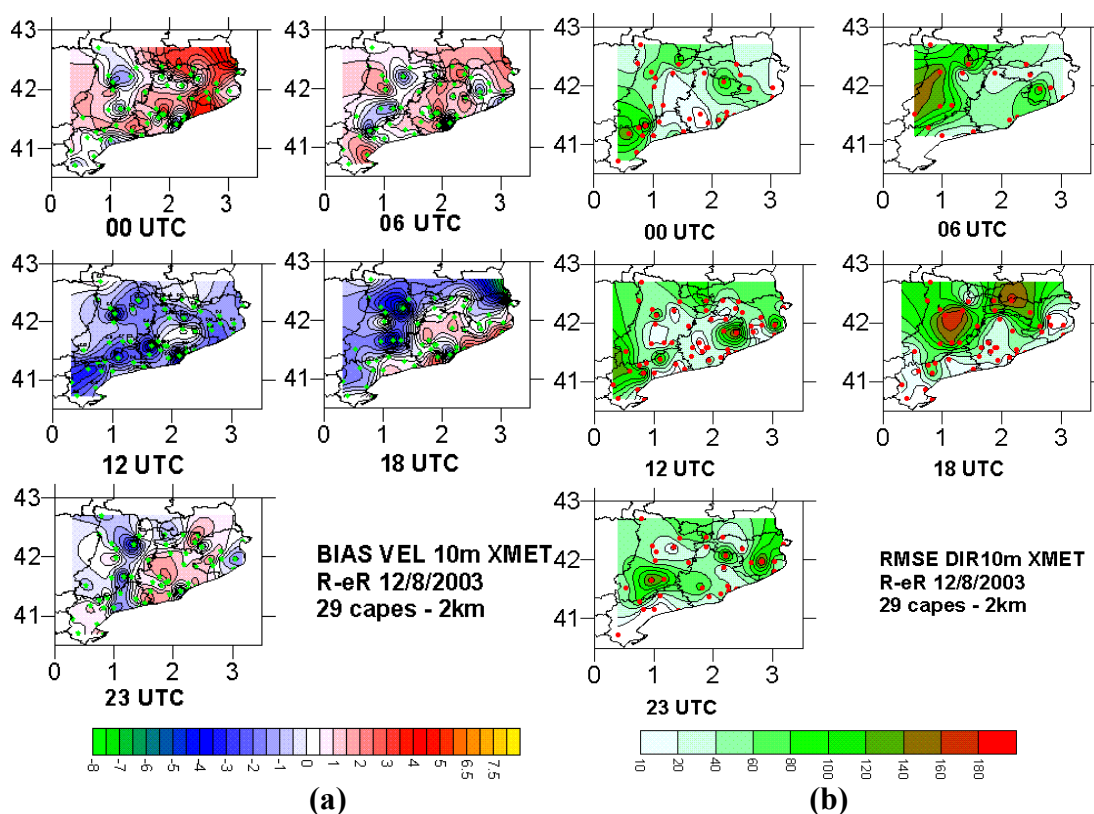


**Figura 7.5.14 Evolución del BIAS y RMSE para (a) la temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m, y (c) RMSE de la dirección horizontal del viento a 10 m para el 12 de agosto de 2003.**

El comportamiento de la temperatura presenta una tendencia similar a la observada en anteriores situaciones. Durante las horas nocturnas el modelo tiende a sobrestimar la temperatura, mientras que durante las horas centrales del día el comportamiento se invierte, y se simulan temperaturas más frías que las observadas.

Los resultados con los vientos superficiales se pueden considerar aceptables, con errores en la magnitud en término medio por debajo de los 2.5 m/s. Entre las 8 UTC y las 19 UTC el modelo subestima ligeramente la intensidad del flujo. La dirección del viento presenta mayores problemas entre las 5 y las 10 UTC. Debido a los débiles vientos registrados durante este período, y la incapacidad del modelo de capturar estos flujos tan débiles el error es más elevado en este periodo. Durante el mediodía mejora significativamente el comportamiento del modelo. Estos errores elevados se atribuyen al hecho que la situación R-eR se caracteriza por un dominio de los fenómenos mesoscalares con desarrollo de débiles circulaciones por la región. Esto dificulta la correcta simulación de la dirección de los flujos. Teniendo en cuenta este aspecto, se puede considerar que el modelo presenta un buen comportamiento en la simulación de los flujos en superficie.

Para tener una imagen espacial del error, la **Figura 7.5.15** presenta la distribución espacial del BIAS de la velocidad del viento y el RMSE de la dirección del viento a 10 m a las 0, 6, 12, 18 y 23 UTC.



**Figura 7.5.15 (a) BIAS de la dirección del viento a 10 m y (b) RMSE de la dirección del viento a 10 m interpolado entre estaciones para el dominio de Catalunya a las 0, 6, 12, 18 y 23 UTC (Las estaciones utilizadas se han marcado con un punto verde para la velocidad y rojo para la dirección).**

Durante la madrugada el modelo simula unos vientos excesivamente intensos en comparación con las medidas de las estaciones de los Pirineos orientales. También se observa un comportamiento similar en el litoral norte y en mayor grado al suroeste de la Depresión Central. Al mediodía la tendencia a subestimar la intensidad del viento se impone. La dirección de la entrada de la brisa queda bien capturada, tal y como muestra el error en el litoral, tanto a las 12 como a las 18 UTC. Las estaciones del Sistema Prelitoral presentan mayores problemas. A las 18 UTC hay algunas regiones donde el modelo no consigue reproducir con exactitud el flujo, presentando vientos mucho más débiles de los reales y con direcciones casi opuestas a las observadas. El régimen nocturno se captura con un nivel de aceptabilidad importante, teniendo en cuenta la dificultad mostrada por el modelo en simular las débiles circulaciones nocturnas. La dirección de los flujos también se captura correctamente.

El índice de ajuste de la velocidad del viento en superficie para esta situación es de 0.57. Este índice pone de manifiesto las dificultades del modelo en capturar los débiles vientos nocturnos, obteniéndose uno de los IOA más bajos de las simulaciones realizadas.

**b) Radiosondeo de Barcelona**

La **Tabla 7.5.2** presenta los estadísticos evaluados para analizar el comportamiento del modelo en altitud. Para esta situación, solo se dispone de los radiosondeos a las 0 y 12 UTC. El modelo subestima la temperatura durante la noche, manteniéndose esta

tendencia a las 12 UTC por debajo de 5000 m s.n.m. Los errores son reducidos, incluso dentro de la capa fronteriza, donde se ha observado que el modelo presenta las mayores dificultades. Tanto el RMSE y MAE como el NMAE presentan valores correctos por debajo de 2 °C en la mayoría de los casos.

**Tabla 7.5.2 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la verificación de los resultados del dominio D4 a partir del radiosondeo de Barcelona para el día 12 de agosto de 2003.**

<b>Temperatura (°C)</b>								
	<b>RMSE</b>		<b>MAE</b>		<b>NMAE</b>		<b>BIAS</b>	
<b>Capa (m)</b>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>
<b>5000/10000</b>	0.74	0.68	0.55	0.60	0.03	0.04	-0.10	0.28
<b>1200/5000</b>	0.48	0.49	0.42	0.37	0.17	0.17	-0.29	-0.03
<b>&lt;1200</b>	1.65	2.52	1.00	2.27	0.03	0.07	-0.26	-2.27
<b>Velocidad del viento (m/s)</b>								
	<b>RMSE</b>		<b>MAE</b>		<b>NMAE</b>		<b>BIAS</b>	
<b>Capa (m)</b>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>
<b>5000/10000</b>	1.91	0.81	1.29	0.64	1.11	0.81	-1.15	0.64
<b>1200/5000</b>	0.83	2.70	0.66	2.12	1.01	1.32	-0.27	-2.05
<b>&lt;1200</b>	3.99	1.95	3.68	1.80	1.16	1.37	0.74	-1.80
<b>Dirección del viento (°)</b>								
	<b>RMSE</b>		<b>MAE</b>		<b>NMAE</b>		<b>BIAS</b>	
<b>Capa (m)</b>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>	<i>00 UTC</i>	<i>12 UTC</i>
<b>5000/10000</b>	52.58	22.22	39.76	20.43	1.44	0.78	36.64	14.97
<b>1200/5000</b>	46.77	22.16	39.31	18.61	2.27	0.87	39.31	7.02
<b>&lt;1200</b>	86.90	29.63	80.69	26.30	1.59	0.90	80.69	-14.56

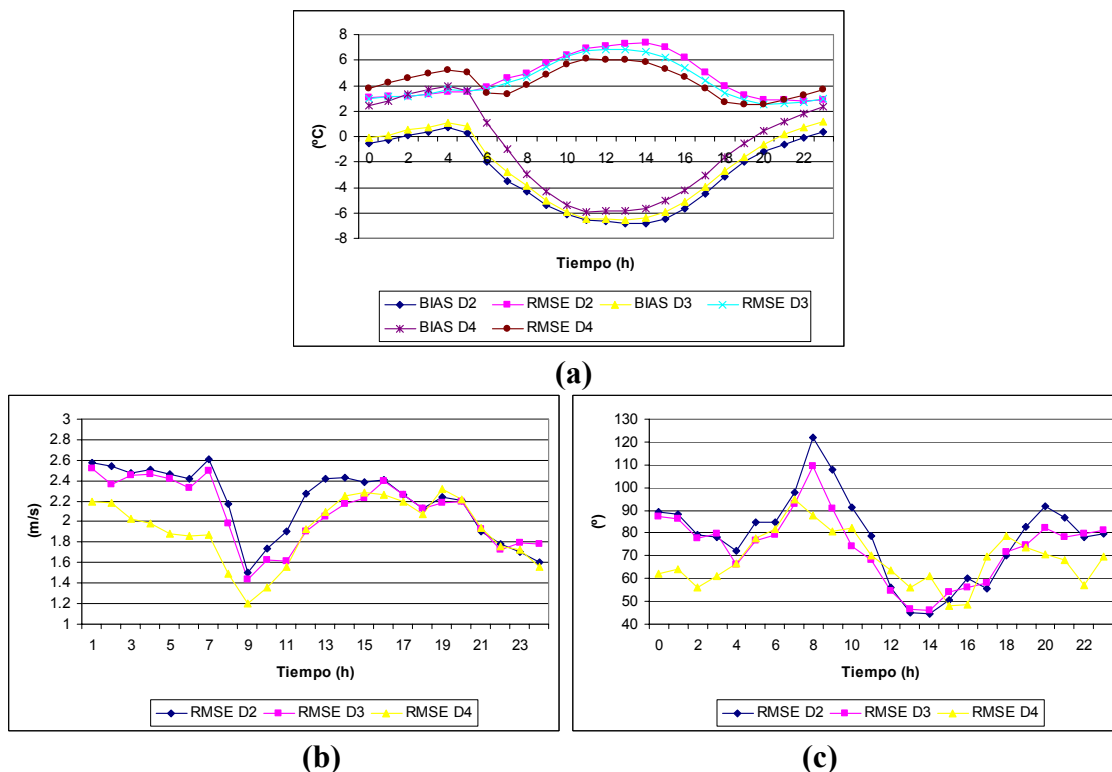
La velocidad del viento muestra como el modelo presenta los mejores estadísticos durante el mediodía, con los peores resultados a las 00 UTC. Queda claro que la configuración utilizada presenta dificultades para simular los débiles vientos de la capa fronteriza, mientras que las brisas las reproduce con un elevado grado de satisfacción. Los errores por encima de la capa fronteriza no superan los 3 m/s en ningún caso.

La dirección presenta un comportamiento similar al descrito en los resultados del dominio D2. Los errores más importantes se presentan en la ABL a las 00 UTC, con una clara tendencia a simular la dirección a la derecha de la observación. El MAE para esta hora es muy elevado. Se debe tener en cuenta que los débiles vientos nocturnos dificultan una buena reproducción de la dirección del viento. La media y la alta troposfera presentan unos resultados más satisfactorios, sin embargo, la alta troposfera presenta los errores más elevados de todas las simulaciones realizadas, indicativo de los débiles vientos en altitud de esta situación, y la dificultad de capturar con detalle la dirección del viento.

### 7.5.7.3 Comparación entre las distintas resoluciones: D2-D3-D4

La situación del 12 de agosto de 2003 se caracteriza por un dominio de los fenómenos mesoscalares. Así, es de esperar que el comportamiento del modelo mejore con la resolución, al caracterizar mejor las propiedades topográficas del suelo, tanto por lo que refiere a orografía como a usos del suelo y caracterización geofísica del mismo.





**Figura 7.5.16** Evolución del BIAS y RMSE para (a) la temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m, y (c) dirección horizontal del viento a 10 m para el 12 de agosto de 2003.

La **Figura 7.5.16** muestra una mejora de la temperatura simulada con la resolución de 1 a 2°C durante las horas centrales del día. Por la noche, las diferencias no son tan importantes. De hecho, con la simulación de mayor resolución se observa como por la madrugada es la que presenta un peor comportamiento, aunque mejora sustancialmente durante la evolución del día.

La mejora de los resultados con la resolución queda clara con los vientos a 10 m. La intensidad se mejora sustancialmente durante la madrugada con la resolución más fina (2 km). A partir de las 11 UTC el comportamiento es muy similar entre D3 y D4, y al anochecer las tres configuraciones presentan errores en la velocidad similares.

La dirección del viento por su parte presenta un comportamiento diferenciado con la resolución de 2 km. Se observan los mejores resultados durante las horas nocturnas, y una mayor dificultad entre las 12 y las 16 UTC.

## 7.6 Situación SW-eR: 20 de diciembre de 2002

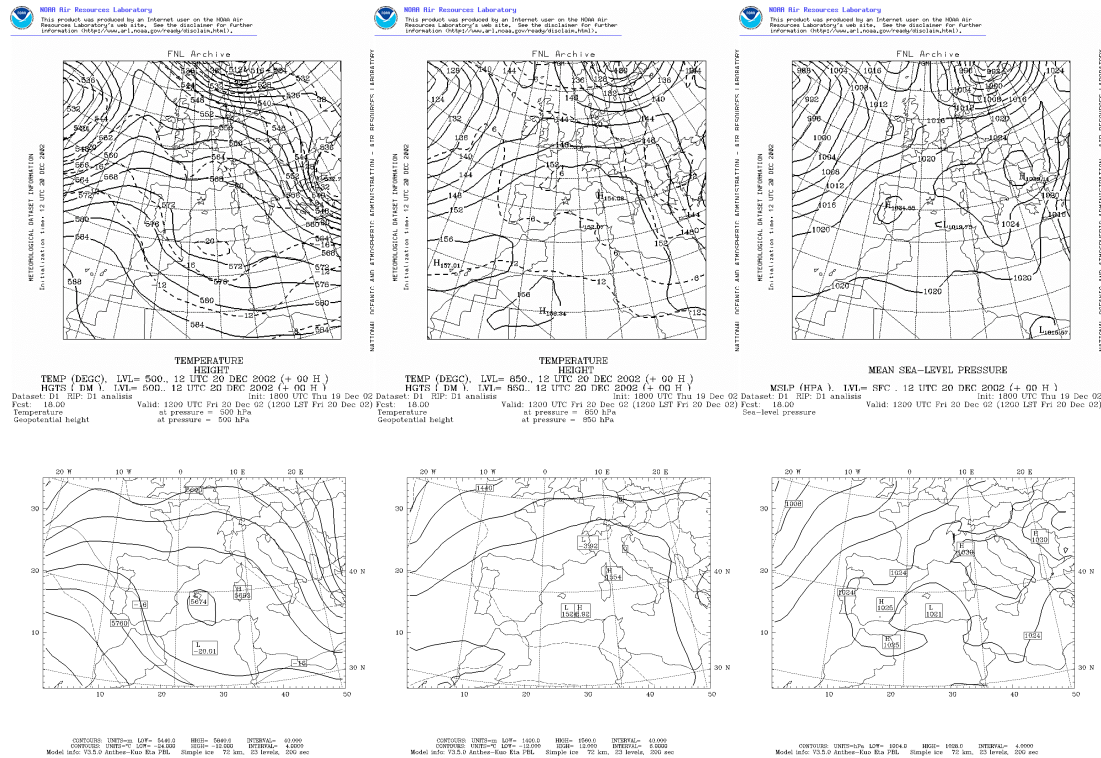
La situación del 20 de diciembre de 2002 se caracteriza por la influencia del anticiclón continental invernal centrado sobre los países del este. Según el análisis de cúmulos presentado en el **Capítulo 5**, este día corresponde a una situación de SW-eR. Este día se puede clasificar como una situación de anticiclón térmico según Martín-Vide (1984, 1991), y anticiclón centrado invernal según Clavero et al. (1996). La atmósfera está dominada por las altas presiones inducidas por la presencia del anticiclón continental. Para estas situaciones las precipitaciones son poco significativas debido a los movimientos descendientes dominantes en la troposfera. La amplitud térmica es elevada, con máximas y mínimas más extremas. La velocidad del viento es inferior al comportamiento medio observado. Se acostumbra a formar una inversión térmica a pocos centenares de metros del suelo que impide los movimientos ascendentes, con un incremento significativo de los contaminantes en niveles superficiales.

### 7.6.1 Situación sinóptica: análisis y validación del dominio europeo

La **Figura 7.6.1** presenta los análisis a las 12 UTC del día de estudio y los resultados del modelo para el dominio D1. La situación sinóptica se caracteriza por la presencia del anticiclón continental invernal centrado sobre los países del este con un núcleo de acción de 1032 hPa. La localización del anticiclón obliga a las depresiones atlánticas a circular por latitudes superiores. Al oeste de Irlanda, centrada sobre el océano Atlántico se observa la presencia de una profunda depresión. La disposición de los núcleos de acción induce flujos de SW en altitud, y en superficie vientos débiles sobre la Península Ibérica de dirección variable. En la mitad oeste peninsular presentan una componente del SW más marcada, mientras que sobre el Mediterráneo los vientos superficiales presentan componente ESE débil. Durante el día, el anticiclón continental se desplaza hacia el SE dirección a Grecia.

La presencia del anticiclón superficial se evidencia en altitud, donde la circulación sobre el Mediterráneo presenta un índice de circulación muy bajo, con un gradiente bórico también muy bajo. Esta disposición en altitud hace que los flujos del SW que afectan al oeste peninsular se debiliten y presenten una dirección variable sobre el Mediterráneo occidental. Esta conformación se observa desde 850 a 300 hPa. Las temperaturas en la región de estudio son moderadas para la época del año, ya que, la circulación anticiclónica advecta masas de aire marítimo tropical templadas e húmedas.

Los resultados del dominio D1 muestran como en la topografía de 300 hPa presenta un índice de circulación bajo sobre la Península Ibérica (no se muestra). Los flujos del W sobre el Atlántico se ven obstaculizados por la presencia de una cresta sobre el Mediterráneo. Esto produce que la corriente en chorro circulen por latitudes superiores y baje sobre los países del este de norte a sur. La troposfera media presenta una concordancia con la alta troposfera. El índice de circulación es bajo debido a la moderada cresta anticiclónica con el ápice a 5680 m. Esta disposición de las isohipsas a 500 hPa muestra como los vientos sobre la Península Ibérica y el Mediterráneo occidental son muy débiles, y se produce una subsidencia generalizada sobre la región. La isoterma de  $-18^{\circ}\text{C}$  dibuja claramente la entrada de las masas de aire marítimo tropical hacia el nordeste peninsular. Los flujos del W van ganando terreno e intensidad a medida que avanza el día.



**Figura 7.6.1** Análisis a 500, 850 y superficie a las 12 UTC del día 20 de diciembre de 2002 (arriba) y resultados correspondientes del dominio D1 (abajo).

A 850 hPa la disposición es muy concordante con la media troposfera, y en superficie, la presencia del anticiclón frío destaca como núcleo principal de acción del dominio. Las altas presiones y la subsidencia generalizada son la principal característica en superficie, junto con el bajo gradiente bórico desde la Península y por todo el Mediterráneo. Los resultados del modelo se ajustan satisfactoriamente a los análisis del día de estudio. Tanto las isohipsas, isóbaras como isotermas presentan una buena similitud a los de los análisis. El radiosondeo de Barcelona para el día de estudio confirma los flujos tanto en superficie como en altitud modelados.

### 7.6.2 Campo de presión y temperatura de la Península Ibérica

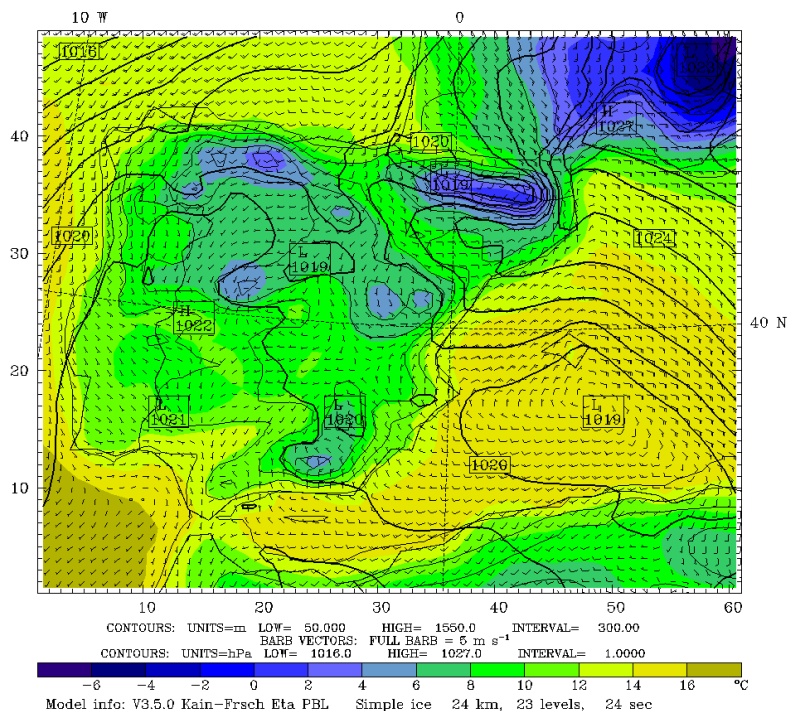
La situación SW-eR se caracteriza por un bajo gradiente bórico en superficie como muestra la **Figura 7.6.2**. En el noroeste peninsular la disposición de las isóbaras de suroeste a nordeste caracteriza el campo de presión de aquella región, sólo sobre el Atlántico. Sobre la Península, el bajo gradiente bórico domina, con presiones de 1020 hPa. Las isóbaras siguen la orografía sobre la Península. Sobre el Mediterráneo se desarrolla una débil baja relativa que induce flujos del E sobre la mitad norte del levante peninsular a primeras horas del día. A medida que avanza el día, ésta se desplaza ligeramente hacia el norte quedando bien definida.

Las temperaturas en superficie son moderadas para la época del año. Así, durante la madrugada las zonas más frías se encuentran en la Meseta norte y en el interior de Catalunya, especialmente en las regiones de alta montaña de los principales sistemas orográficos (Cordilleras cantábricas, sistema Central, sistema Ibérico, Pirineos y sistema

Bético). Por otro lado, el valle del Guadalquivir presenta las temperaturas más templadas, al igual que el litoral de levante. La amplitud térmica en toda la Península Ibérica es poco destacable, sin llegar a superar los 4°C de diferencia entre máximas y mínimas. Sobre el Mediterráneo occidental el aire presenta temperaturas de 14°C, más frías en el golfo de León. El mar Cantábrico presenta temperaturas alrededor de los 12°C. La región más cálida se encuentra en el golfo de Cádiz, llegándose a los 16°C, debido a la advección de masas de aire templadas del sur. La baja relativa formada sobre el Mediterráneo occidental no contribuye a una penetración de masas cálidas del norte de África, manteniéndose las temperaturas en esta zona más frías que en el oeste del Estrecho de Gibraltar.

Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: sw-rD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Thu 19 Dec 02  
 Fcst: 10.00 Valid: 0400 UTC Fri 20 Dec 02 (0500 LST Fri 20 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: sw-rD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Thu 19 Dec 02  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Fri 20 Dec 02 (0900 LST Fri 20 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

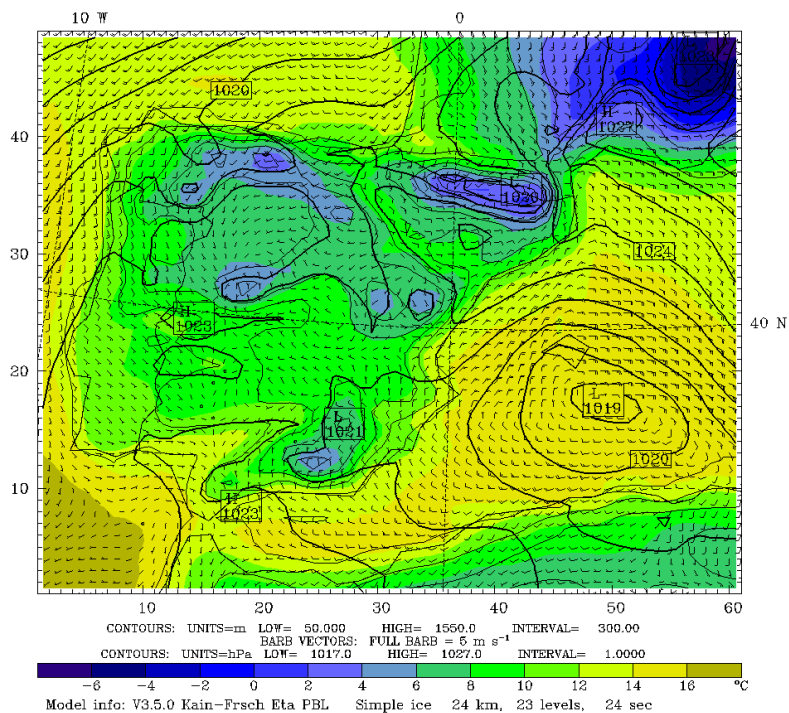
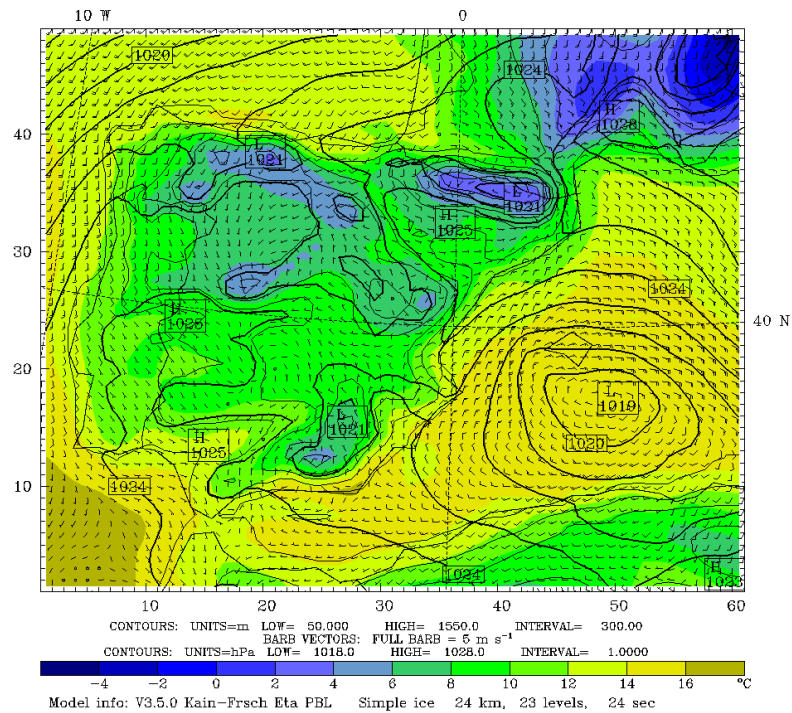


Figura 7.6.2 Evolución del campo de presión reducida a nivel del mar, temperatura y velocidad del viento en la primera capa del modelo a las 4, 8, 12, 16, 20 y 24 UTC del día 20 de diciembre de 2002 (Resultados del dominio D2; evolución horaria en el Anexo 1).

# Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: sw-rD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Thu 19 Dec 02  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Fri 20 Dec 02 (1300 LST Fri 20 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: sw-rD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Thu 19 Dec 02  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Fri 20 Dec 02 (1700 LST Fri 20 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

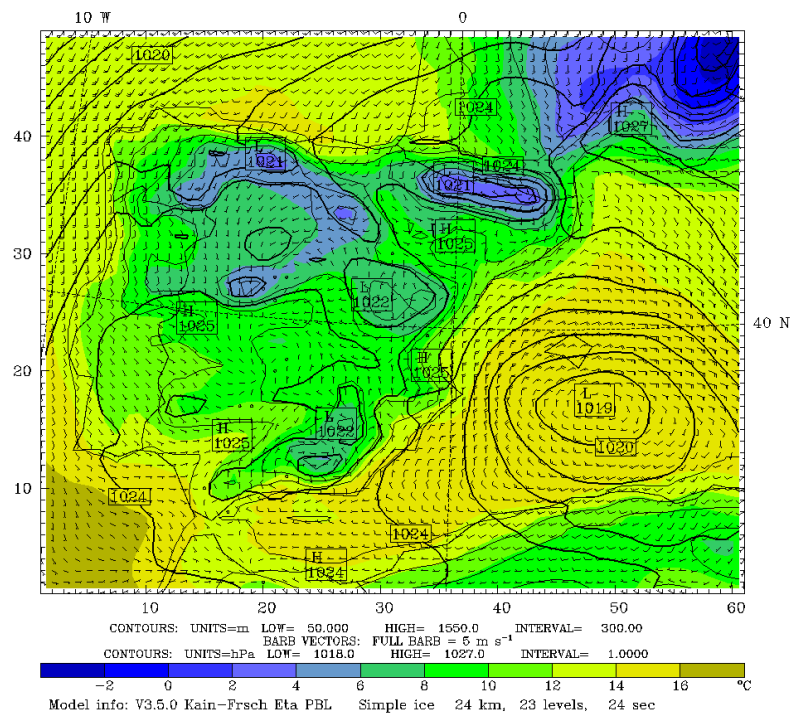
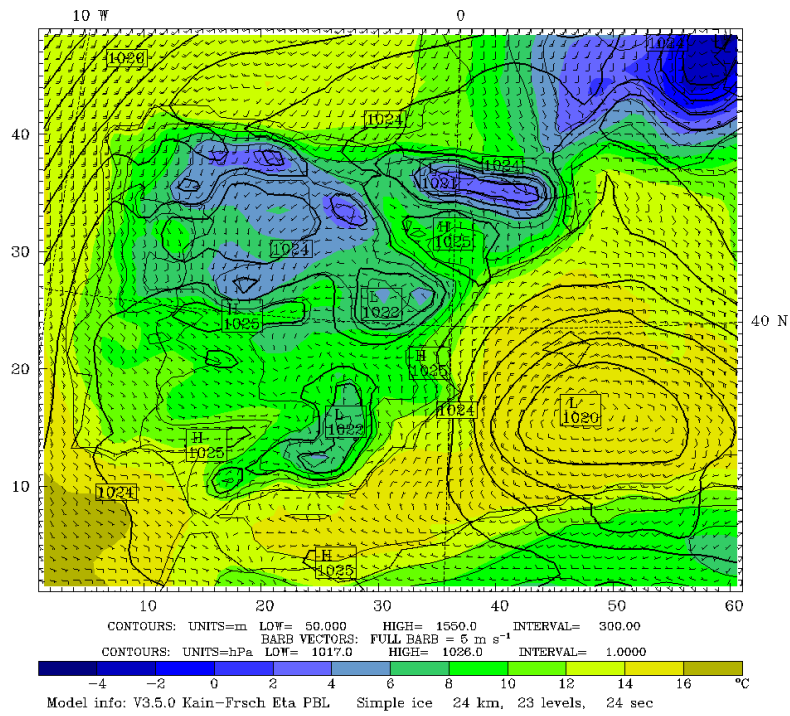


Figura 7.6.2 Cont.

Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: sw-rD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Thu 19 Dec 02  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Fri 20 Dec 02 (2100 LST Fri 20 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Dataset: sw-rD2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Thu 19 Dec 02  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Sat 21 Dec 02 (0100 LST Sat 21 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

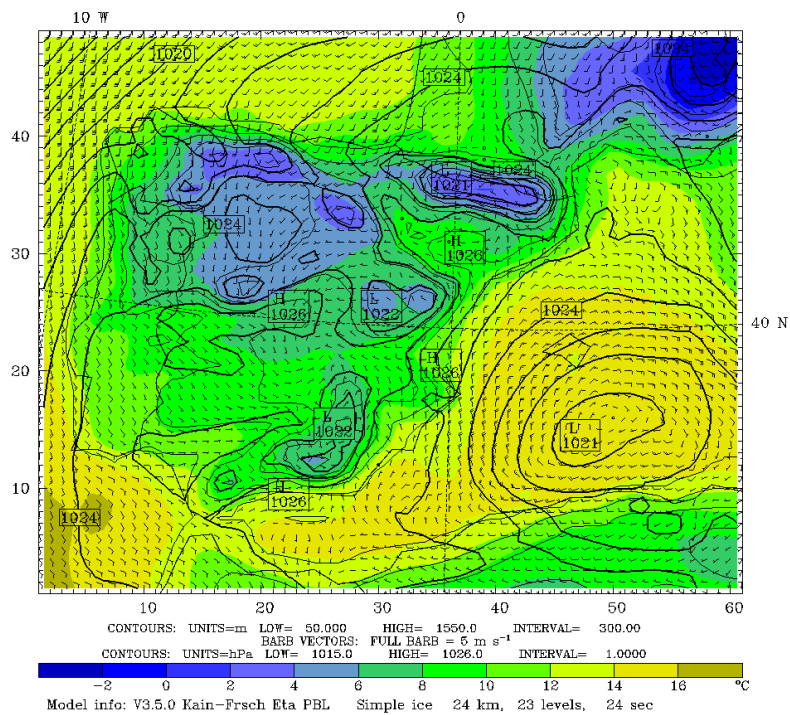
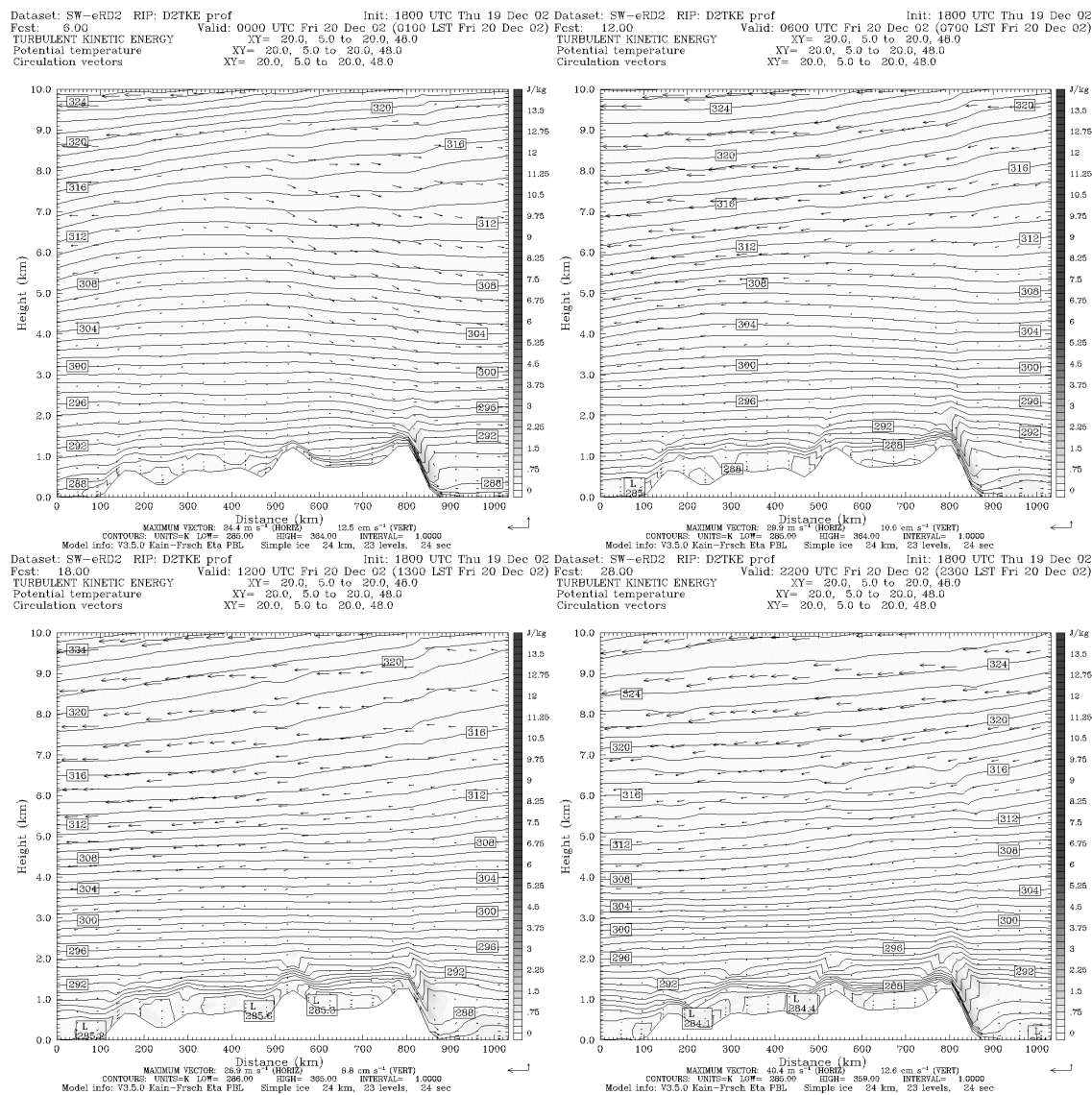


Figura 7.6.2 Cont.

### 7.6.3 Estructura vertical de la atmósfera

La situación se caracteriza por una fuerte estratificación estable durante las horas nocturnas y una elevada subsidencia generalizada inducida por el anticiclón continental europeo. La **Figura 7.6.3** muestra un corte vertical norte sur del campo de temperatura, vientos y energía cinética turbulenta de la Península Ibérica. Se observa como la mitad norte peninsular, por encima del Sistema Central, la estratificación estable nocturna es más intensa que en la mitad sur. También, la inversión térmica se presenta con mayor intensidad. Las masas sobre el mar Cantábrico presentan una fuerte estabilidad comparada con las del Estrecho.



**Figura 7.6.3** Corte vertical del campo de vientos (vectores), la temperatura potencial (líneas de contorno) y energía cinética turbulenta (escala de grises) a las 00, 6, 12 y 22 UTC del 20 de diciembre de 2002 (La localización del corte se indica en la Figura 7.1a en color rojo).

Con el avance del día, los estratos superficiales se empiezan a inestabilizar, pero se mantiene una fuerte inversión a 500-600 m s.n.t que limita el desarrollo de la ML. Precisamente, la ML no presenta demasiada turbulencia inhibida por la subsidencia



generalizada inducida por el anticiclón. En el litoral cantábrico se mantiene la fuerte estratificación estable durante el día, y no se observa un desarrollo de la ML, a diferencia del litoral sur, donde las temperaturas más elevadas, y la menor estratificación estable de las masas de aire permiten un desarrollo más importante. Durante las horas nocturnas se mantiene una ABL neutra en el interior de la Península, y estable en el litoral norte.

## 7.6.4 Campo de vientos

### 7.6.4.1 Península Ibérica

La **Figura 7.6.2** presenta el campo de vientos para la Península Ibérica. Durante todo el día se observa la presencia de una baja relativa débil en el Mediterráneo occidental induciendo vientos de componente NE a lo largo de la costa de levante de la Península. Durante las primeras horas del día, sin embargo, los flujos de levante dominan en la costa de Valencia. Por otro lado, los flujos del atlántico afectan al litoral de poniente con componente SSW, y en el litoral norte dominan los vientos de SW. Las velocidades de los flujos superficiales son débiles en el interior de la Península. No se observa el desarrollo de fenómenos mesoscalares, quedando la situación dominada por la influencia del anticiclón y los flujos del SW en altitud, y la baja relativa del mediterráneo en superficie.

Los vientos del sur penetran con componente SW por la Península. Solo en el valle del Guadalquivir se observa como el flujo marítimo estable se ve obligado a rodear la cordillera de Sierra Morena. Su débil velocidad y su estratificación estable son los factores que inducen este comportamiento. Sólo en Galicia, litoral norte y en el valle del Ebro se observan vientos de intensidad moderada, siendo débil en el resto del territorio.

La Meseta norte está dominada por vientos débiles de componente S que convergen con los flujos marítimos que penetran por el sur del Sistema Ibérico desde Valencia. Por el valle del Ebro los vientos presentan un comportamiento diferenciado. Los flujos del mediterráneo inducen vientos de componente NE en el litoral de Catalunya. En el golfo de León, sin embargo, los vientos de levante son dominantes. Estos se bifurcan al encontrarse con los Pirineos, desarrollándose dos flujos. Por el norte entre los Pirineos y el Macizo Central se establecen vientos del SE que se aceleran al pasar entre ambos macizos debido al efecto Venturi (p.e., Whitemann, 2000). Por otro lado, al sur de los Pirineos se establece un flujo de componente E a NE. Éste contribuye a la canalización observada por el valle del Ebro de vientos del SE. La baja relativa del mediterráneo contribuye también al establecimiento de un flujo del W en la zona del Estrecho de Gibraltar y litoral sur peninsular.

Durante la madrugada los vientos más intensos se producen en las costas gallegas, el litoral norte de levante y en el golfo de León, con velocidades de hasta 12 m/s. A medida que avanza la madrugada, la baja relativa mediterránea se va definiendo con mayor claridad, haciendo virar a NE los vientos que afectan al litoral norte del levante peninsular, mientras que la mitad sur domina la componente NW y W en el estrecho.

La situación general se mantiene similar durante el mediodía. Los vientos del mediterráneo siguen presentando el mismo comportamiento, con mayor intensidad

delante del litoral de Valencia. En el interior de la Península, Meseta sur, los débiles vientos han virado a componente NW. El norte continúa dominado por los flujos de S. Al noroeste de los Pirineos converge el flujo que se ha canalizado por el Ebro y el que ha vehiculado por la ladera norte de los mismos.

A partir de la tarde, los vientos de componente E de Catalunya y Aragón viran a N, debilitándose la canalización del valle del Ebro. Este flujo refuerza los vientos de NE marítimos. En el golfo de Cádiz, los vientos han virado a SE facilitando que en el valle del Guadalquivir se haya establecido un flujo de drenaje hacia el golfo. Éste presenta un espesor de unos 400 m, por encima dominan los vientos sinópticos de componente NW. La situación en el resto de la Península se mantiene similar a la observada durante las horas centrales del día. El litoral de levante presenta varias canalizaciones por donde drenan los vientos del interior de la Península hacia el mar. Así, por Valencia, entre el Sistema Ibérico y Subbético, parte de las masas de aire de la Meseta sur encuentran un paso para dirigirse hacia el mar. Análogamente se observa entre el Sistema Subbético y Penibético.

Al finalizar el día, por todo el litoral de levante dominan los vientos de componente N. El interior de la Península presenta el establecimiento de vientos de componente S, virando de E a S desde el sur hacia el norte. Durante todo el día, los vientos del interior no han superado los 10 m/s, y en término general se han mantenido por debajo de 4 m/s.

En altitud se observan también vientos débiles, con velocidades que no superan los 10 m/s por debajo 3000 m s.n.m sobre la Península. En el Mediterráneo, coincidiendo con la localización de la zona de bajas presiones relativas, las velocidades débiles se observan hasta 11000 m s.n.m. A medida que la cresta atlántica va penetrando hacia la Península Ibérica las velocidades en altitud van intensificándose, pero en el Mediterráneo se mantienen los vientos débiles.

Las masas de aire durante la noche presentan una estratificación estable. Sólo durante el día, y en algunas zonas del suroeste peninsular se desarrolla una capa superficial adiabática de poco espesor, indicativo del desarrollo de la ML. La poca irradiación solar y la subsidencia generalizada no contribuyen al desarrollo de la ML.

Los movimientos verticales en la Península están bastante inhibidos por la influencia del anticiclón continental y la estratificación estable dominante. Se observan algunos forzamientos orográficos de baja magnitud.

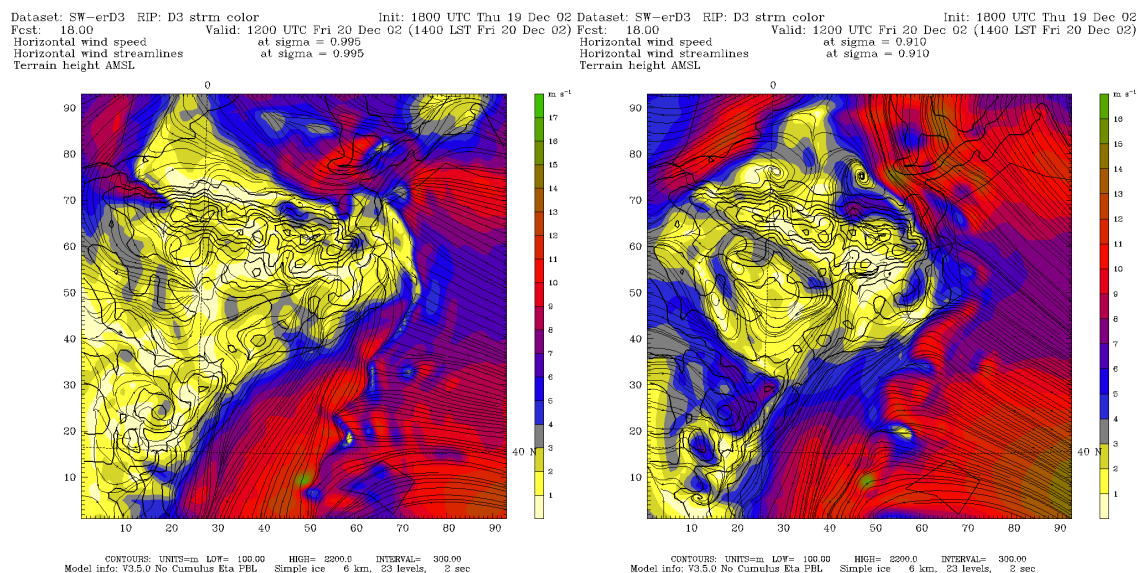
#### **7.6.4.2 Área geográfica de Catalunya**

##### ***a) Descripción general***

La situación sinóptica induce unos vientos débiles desde la superficie hasta la alta troposfera sobre el AGC. La circulación sobre el Mediterráneo está dominada por la baja relativa como se ha comentado. Ésta induce flujos del E hacia el litoral sur de Francia, mientras que en el litoral del AGC dominan los vientos de NE. En el interior, la estratificación estable de las masas de aire, junto con los débiles vientos en altitud provocan que los flujos de componente S que se observan en la media troposfera sobre el territorio no sean capaces de superar los Pirineos, y por debajo de 3000 m s.n.m se

establece un flujo débil de componente N. A parte, el débil forzamiento sinóptico provoca que la cizalla vertical sea importante, aunque los vientos presentan velocidades muy bajas.

Como se ha comentado anteriormente, y como muestra la **Figura 7.6.4** el flujo del E del mediterráneo noroccidental al incidir sobre los Pirineos se bifurca. Por una parte se canaliza por la región de Narbonee, y el flujo se acelera superada la canalización Pirineos-Macizo Central. En superficie se adquieren velocidades de hasta 10 m/s, mientras que a 700 m s.n.m presenta velocidades de hasta 20 m/s. Este viento presenta un espesor de 800 m. Por las características que presenta se puede tratar del Autan, viento regional que afecta al sureste de Francia. Este viento regional es seco y cálido, con velocidades elevadas. Por la situación del día de estudio parece que no se trata de un episodio de desarrollo del Autan que se establece durante varios días, sino más bien el establecimiento de un Autan débil que se desarrolla durante la madrugada hasta el mediodía.



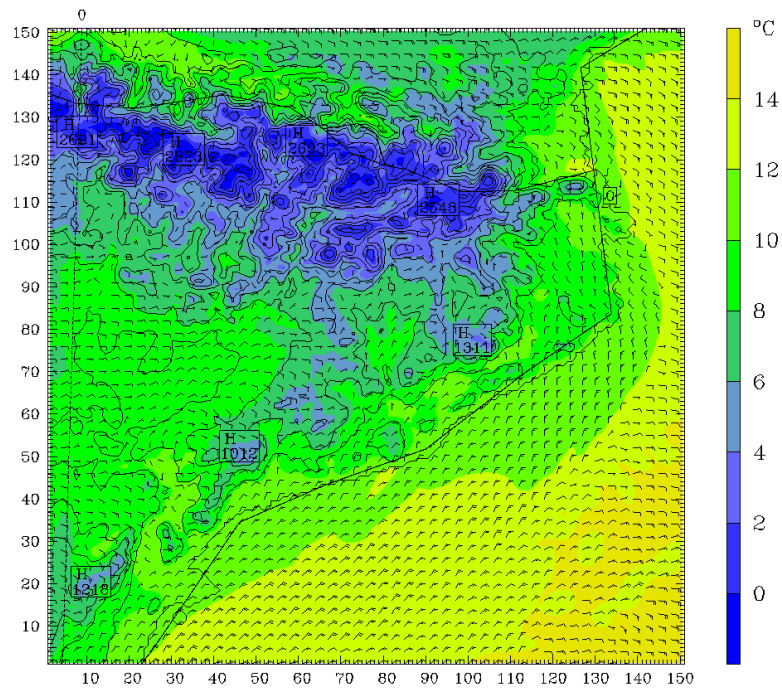
**Figura 7.6.4** Flujos a 72 (izquierda) y 750 m s.n.t.(derecha) a las 12 UTC para el día 20 de diciembre de 2002 (Resultados dominio D3).

Por otro lado, parte del flujo del levante rodea los Pirineos por su vertiente sur. Así, domina en el interior del AGC flujos de componente E a NE durante las primeras horas de la madrugada. La canalización por el Ebro se hace más evidente algunos metros en altitud, más que en superficie, como muestra la **Figura 7.6.4**. Esta canalización se mantiene hasta las 16 UTC, hora a partir de la cual, los flujos de N se imponen por la mitad sur del valle del Ebro, y debilitan la canalización.

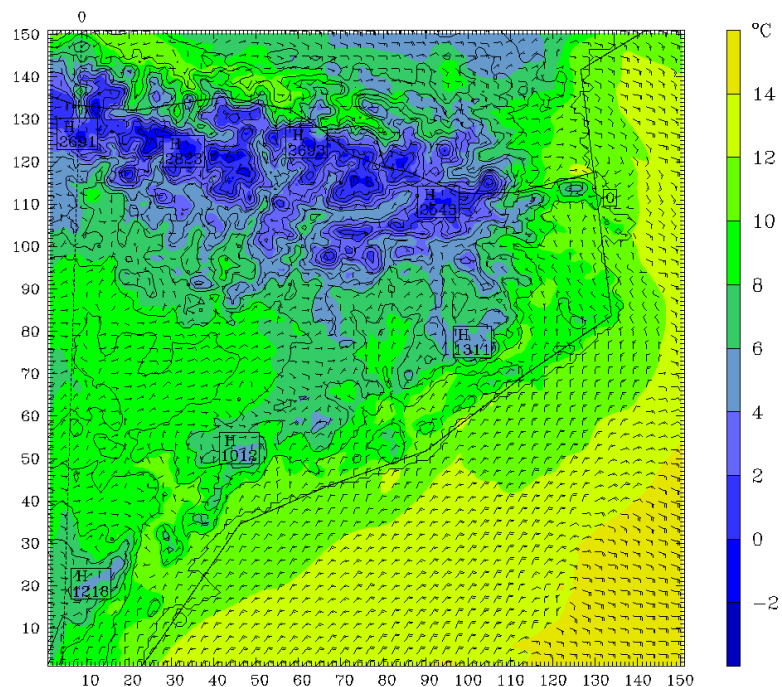
La situación en el interior del AGC se mantiene bastante constante durante todo el día, con el dominio de vientos débiles de componente N hacia la costa que convergen sobre el mar con el levante dominante en el noroeste del Mediterráneo. Aunque la situación no está dominada por el desarrollo de fenómenos mesoscalares se observan algunos vientos de montaña débiles en algunos valles pirenaicos.

Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: sw-erD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Thu 19 Dec 02  
 Fcst: 10.00 Valid: 0400 UTC Fri 20 Dec 02 (0600 LST Fri 20 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec  
 Dataset: sw-erD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Thu 19 Dec 02  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Fri 20 Dec 02 (1000 LST Fri 20 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

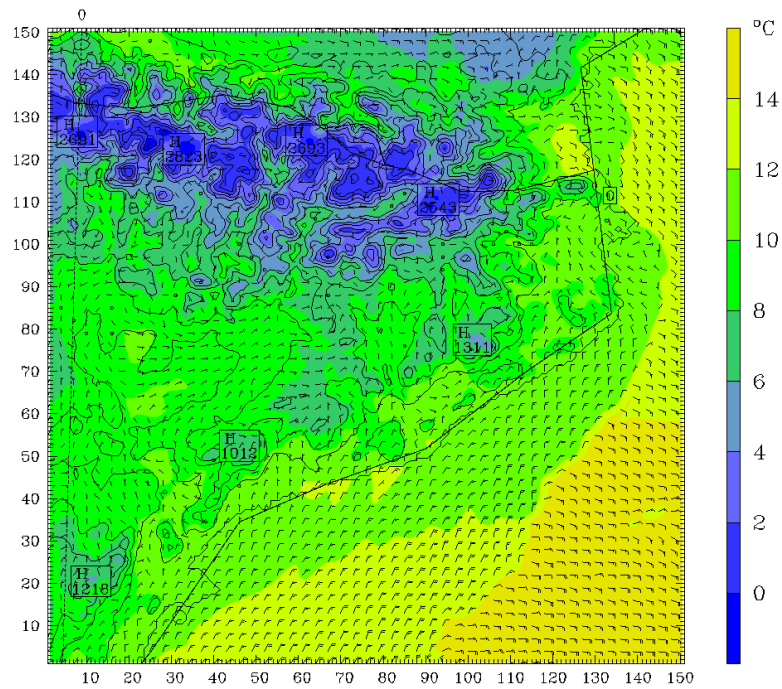


Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Figura 7.6.5 Campo de vientos superficial y temperatura del aire en el primer nivel del modelo a las 4, 8, 12, 16, 20 y 24 UTC para el día 20 de diciembre de 2002 (Evolución horaria en el Anexo 1).

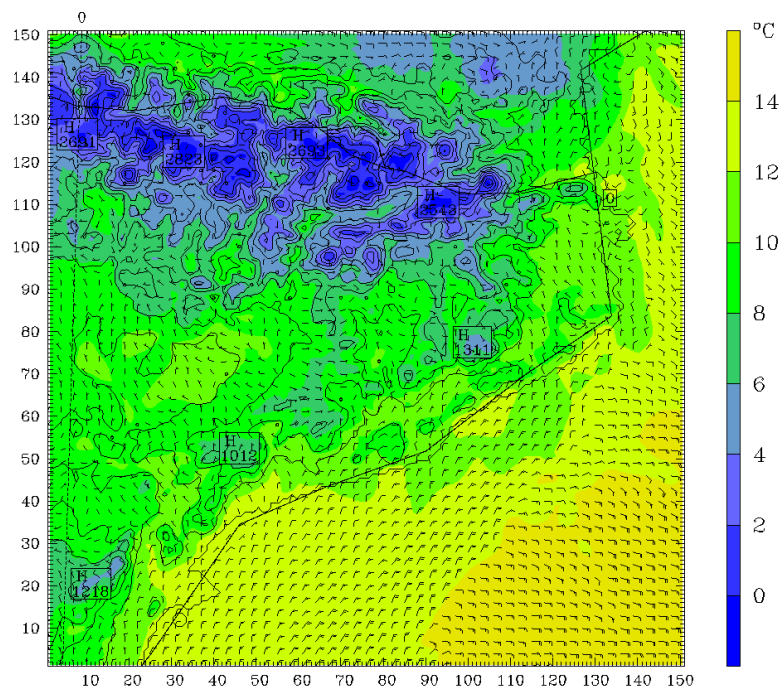
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: sw-erD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Thu 19 Dec 02  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Fri 20 Dec 02 (1400 LST Fri 20 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Dataset: sw-erD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Thu 19 Dec 02  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Fri 20 Dec 02 (1800 LST Fri 20 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

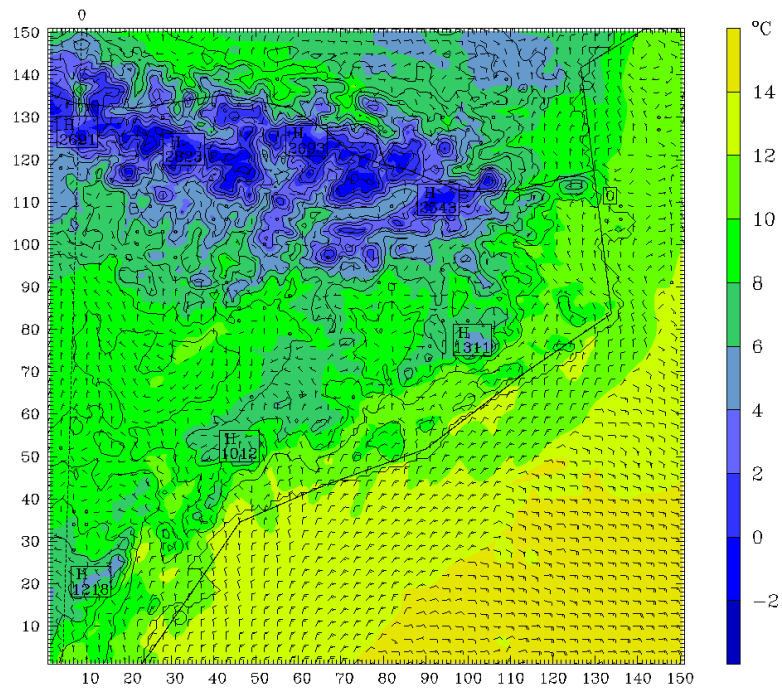


CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Figura 7.6.5 Cont.

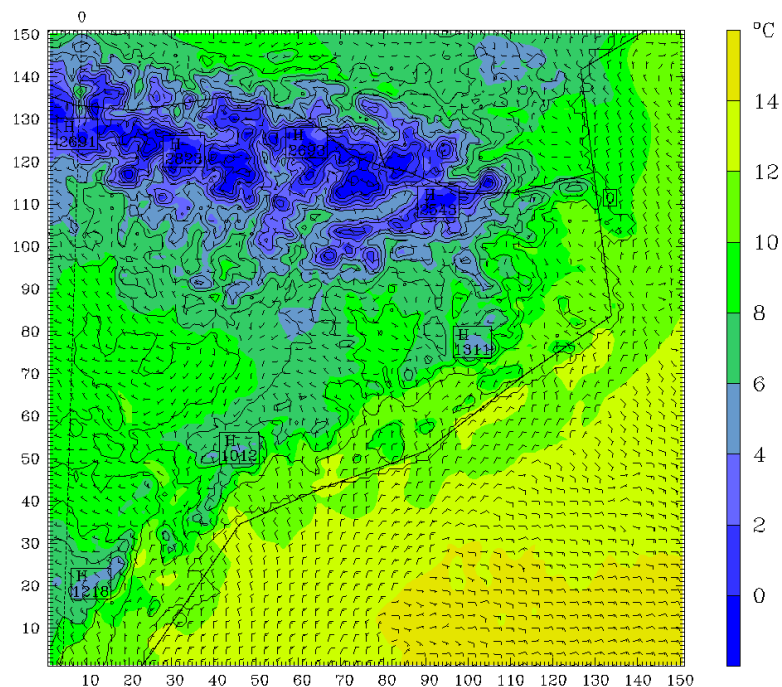
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: sw-erD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Thu 19 Dec 02  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Fri 20 Dec 02 (2200 LST Fri 20 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Dataset: sw-erD4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Thu 19 Dec 02  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Sat 21 Dec 02 (0200 LST Sat 21 Dec 02)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

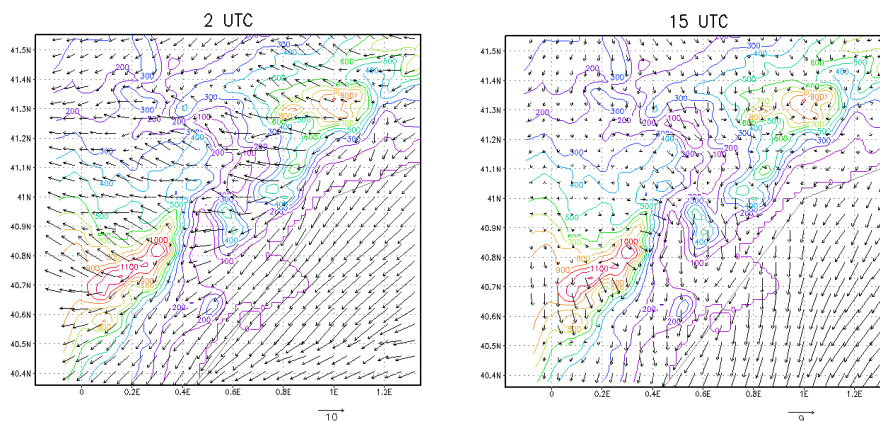


CONTOURS: UNITS=m LOW= 0.0000 HIGH= 2750.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Figura 7.6.5 Cont.

**b) Tierras del Ebro**

El comportamiento de los vientos durante la madrugada se caracteriza por unos flujos de NE sobre el Delta de velocidad moderada. Mientras, por el curso del río Ebro se observa un debilitamiento progresivo de los vientos, con el desarrollo de un drenaje hacia el mar débil. La zona de Ports de Beseit y regiones septentrionales están dominadas por vientos de componente E, sin embargo, la ladera sur de Ports de Beseit está dominada por el flujo de NE dominante sobre el litoral. La fuerte estabilidad, y la presencia de una fuerte inversión térmica en altura dificultan los movimientos verticales, de ahí, que no se produzcan forzamientos orográficos significativos. La **Figura 7.6.6** muestra este comportamiento.



**Figura 7.6.6** Campo de vientos a las 2 UTC (izquierda) y 15 UTC (derecha) para el subdominio de Tierras del Ebro del día 20 de diciembre de 2002.

Durante las horas diurnas el subdominio tiende a estar dominado por los flujos de componente N. Se debe destacar las velocidades débiles de los vientos para esta situación durante el día. Por el valle del río Ebro sigue drenando el flujo de componente N. La fuerte estabilidad nocturna se mantiene durante el día, con la persistencia de una SBL. En las zonas donde se observa el desarrollo de la ML, ésta no presenta un espesor importante al estar limitada por una fuerte inversión térmica a pocos centenares de metros del suelo. Esta situación contribuye a los débiles vientos y a la inhibición de los movimientos verticales. Los vientos a las 15 UTC se muestran en la **Figura 7.6.6**.

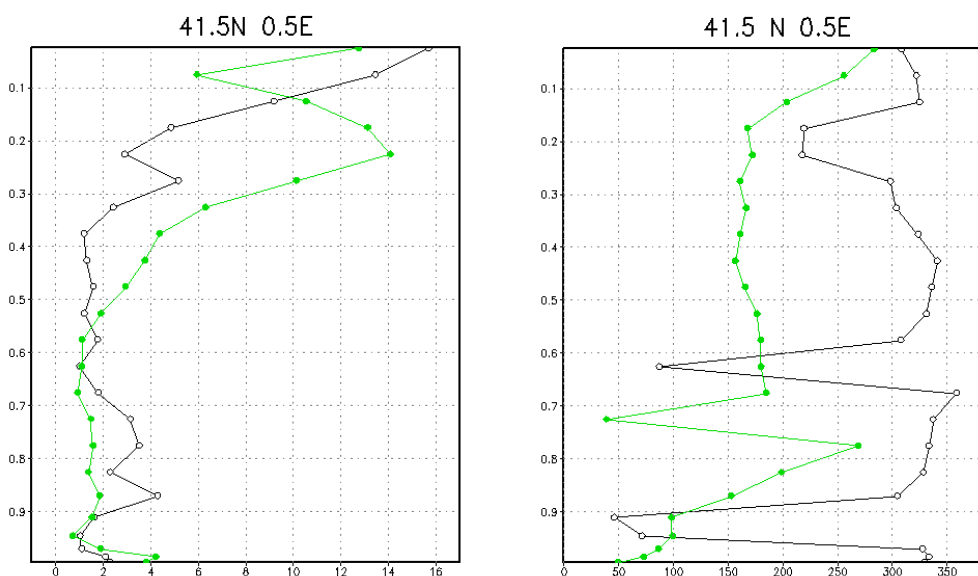
Al finalizar el día los vientos de componente N de intensidad débil se mantienen en el Delta del Ebro y siguiendo el curso del río. La región al norte de Ports de Beseit está dominada por vientos del W débiles, mientras que al sur domina un régimen de vientos de componente N débil.

**c) Depresión Central**

*i) Pla de Lleida*

La zona de Pla de Lleida está dominada en superficie durante la madrugada por flujos del E débiles. Esta circulación se produce en superficie con un espesor de 500 m. Por encima dominan un régimen de calmas o vientos muy débiles hasta la media troposfera,

donde se imponen flujos moderados a débiles del E otra vez, y por encima de componente S. La inversión térmica desacopla la circulación superficial de las calmas de la troposfera baja a media. Durante las horas centrales del día la situación no varía demasiado, con el flujo superficial del E débil y las calmas en casi el resto de la troposfera. Con la evolución de la situación sinóptica y el establecimiento de vientos del NW en altitud la circulación en superficie cambia hacia el atardecer imponiéndose un régimen de vientos de componente W de intensidad débil. Hasta la troposfera media los vientos presentan velocidades débiles o encalmadas, a partir de ésta, los vientos de NW moderados a débiles se imponen. La inversión térmica y la fuerte estratificación estable en capas superficiales se mantienen durante todo el día. La **Figura 7.6.7** muestra los perfiles verticales de la velocidad y la dirección del viento a las 2 y 14 UTC donde se puede observar el comportamiento descrito de los flujos.



**Figura 7.6.7 Perfil de la velocidad (izquierda) y dirección (derecha) del viento a las 2 UTC (línea verde) y 14 UTC (línea negra) para el día 20 de diciembre de 2002 en el punto 41.5N 0.5E [Coordenada vertical sigma].**

*ii) Pla de Bages y Plana de Vic*

Los vientos en el Pla de Bages y Plana de Vic presentan una intensidad débil durante todo el día. Durante las primeras horas del día dominan los flujos de componente N superficial y calmas hasta la media troposfera donde se observan los flujos de SW débiles. Las cordilleras que rodean ambas llanuras presentan flujos del E moderados a débiles. Los flujos en las dos llanuras se mantienen de componente N durante todo el día, con intensidad débil a moderada, y con períodos de calmas. Del Pla de Bages se puede observar la circulación que siguiendo el curso del río Llobregat va drenando hacia el mar. La estratificación estable se mantiene durante todo el día, con una fuerte inversión térmica en altitud.



#### ***d) Sistema litoral***

##### *i) Litoral sur y central*

El litoral sur y central están dominados durante la madrugada por los vientos de NE inducidos por la circulación sobre el Mediterráneo occidental. Este flujo se imponen también por la Depresión Prelitoral a lo largo de toda la costa hasta pasado el Delta del Ebro. La estratificación estable y la inversión térmica en altitud son características también comunes para esta región durante todo el día. Durante las horas centrales del día se van imponiendo los vientos de componente N, de manera más clara en el litoral sur, mientras que el central se observan las canalizaciones que desde el interior drenan flujos hacia el mar. La particular orografía del litoral central, con la cordillera Litoral, la Depresión Prelitoral y la cordillera Prelitoral contribuye a una mayor complejidad de los flujos, aunque éstos presentan una intensidad débil significativa. La situación se mantiene muy similar hasta finalizar el día, con una SBL que se ha mantenido durante todo el día, debido a la fuerte subsidencia y a la penetración de masas marítimas con una estratificación estable.

##### *ii) Litoral norte*

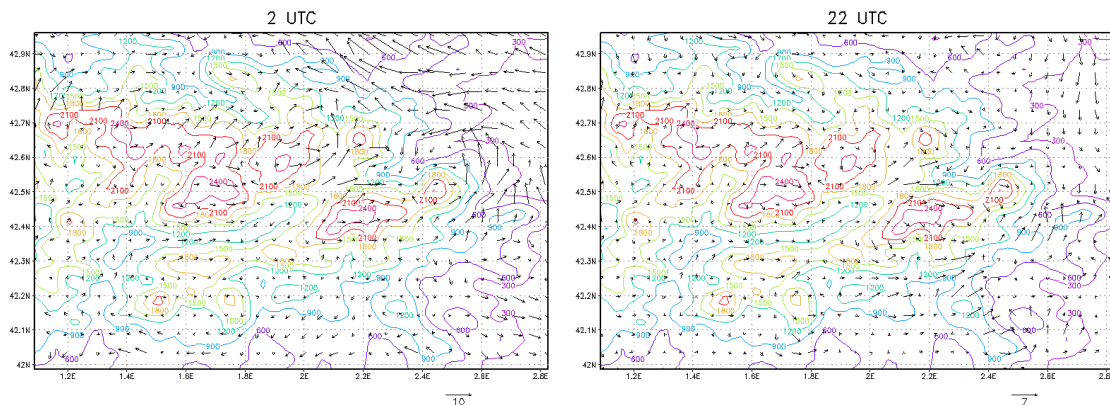
El litoral norte presenta vientos de componente NNW durante las primeras horas del día de intensidad moderada a débil. Estos flujos se presentan en las capas superficiales drenando desde las cordilleras de poniente hacia las llanuras del Empordà. Pocos metros en altitud, entre 500 y 1400 m s.n.t, desacoplado con el flujo superficial se observan vientos de componente SE que se pueden atribuir a la circulación dominante sobre el Mediterráneo. Por encima de la ABL dominan los vientos débiles hasta la troposfera media. Con el avance de las horas se va imponiendo en superficie la componente N sobre la W. Durante las horas centrales del día domina en todo el subdominio unos flujos de componente N de intensidad débil. A partir de las 21 UTC se debilitan los vientos en superficie y se mantiene un régimen de vientos débiles de dirección variable hasta las últimas horas del día. Sobre el mar dominan los vientos del N moderados. La fuerte estratificación estable es la responsable del fuerte desacoplamiento de los vientos superficiales observados en esta región.

#### ***e) Pirineos***

En las cimas de las montañas más elevadas se observan vientos de componente SW durante las primeras horas del día. En los valles dominan los drenajes nocturnos y se observan también vientos catabáticos por las laderas de las montañas. La elevada estabilidad y las bajas temperaturas contribuyen al desarrollo de estos drenajes de aire frío. La zona nororiental de los Pirineos está más influenciada por los flujos de componente E que van circulando desde el mar hacia el interior. Los valles de esta zona presentan flujos de componente E.

Con el avance del día, y la evolución de los flujos en altitud los vientos superficiales en las cimas de las montañas pirenaicas van virando de componente SW a W con intensidad débil a moderada. En los valles se observan algunos vientos anabáticos débiles durante las horas centrales del día, pero que se ven inhibidos por las canalizaciones forzadas producidas por los flujos sinópticos sobre los valles. Toda la región presenta flujos de intensidad débil sin observarse drenajes hacia el interior del

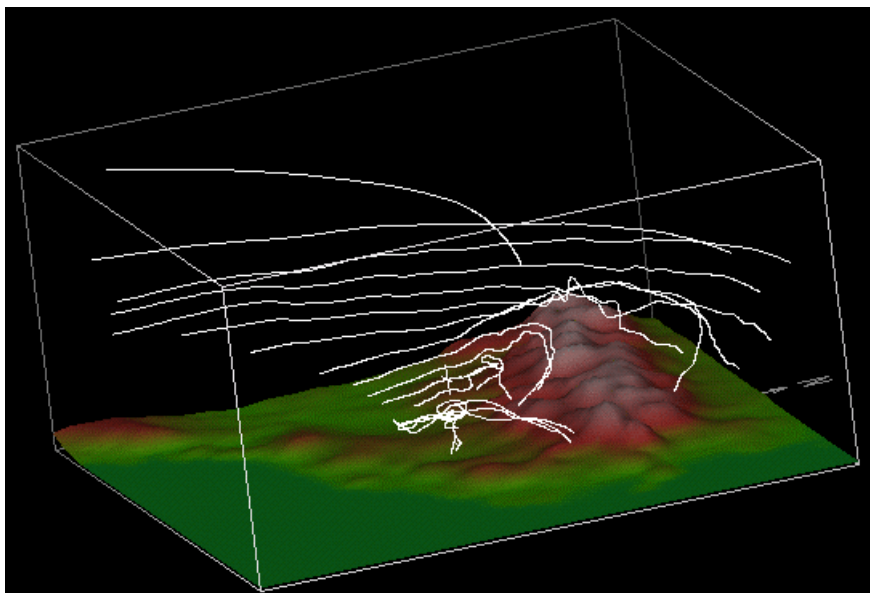
AGC significativos. La **Figura 7.6.8** muestra el comportamiento descrito.



**Figura 7.6.8** Campo de vientos a las 2 UTC (izquierda) y 22 UTC (derecha) para el subdominio de los Pirineos del día 20 de diciembre de 2002.

### *f) Trayectorias*

La **Figura 7.6.9** presenta una columna de trayectorias que permite escenificar de una forma cualitativa el comportamiento de los flujos en el AGC. En altitud los flujos dominantes de SW se ven con claridad afectando la troposfera media alta. A medida que nos acercamos a los Pirineos, la presencia de los mismos perturba el flujo induciendo algunas ondas de gravedad débiles, que quedan muy inhibidas por la subsidencia generalizada. Debajo de los 3000 m se observa con claridad como las trayectorias son muy lentas, y como las masas de aire superficial pueden recircular por la región. La complejidad orográfica, junto con los débiles vientos del día estudiado contribuyen a una compleja distribución de los flujos por la zona, con una clara diferencia entre la baja y media troposfera.

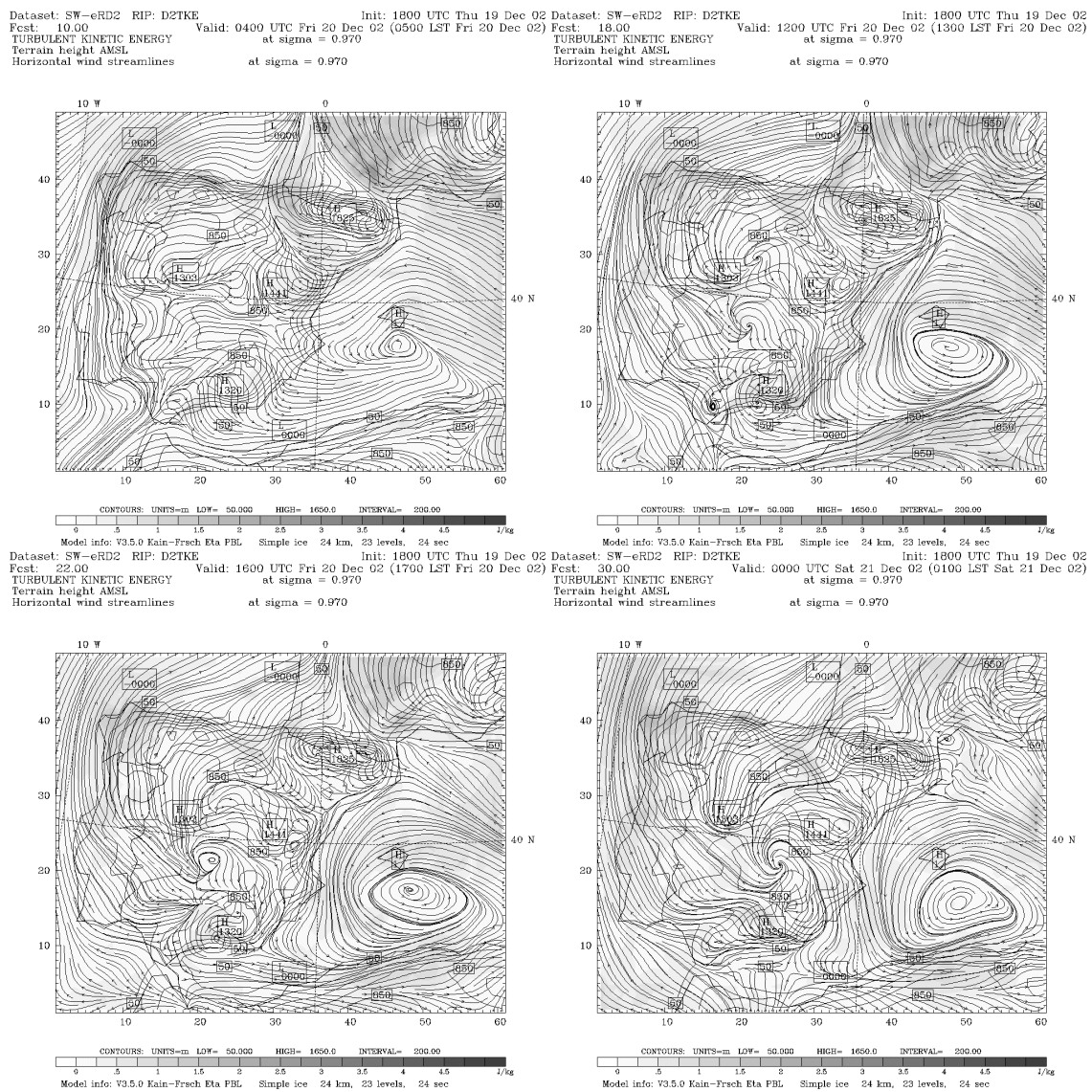


**Figura 7.6.9** Columna de trayectorias de masas de aire que pasan a las 00 UTC por 41.781°N 1.727°E para el día 20 de diciembre de 2000.

## 7.6.5 Energía cinética turbulenta

### 7.6.5.1 Península Ibérica

La TKE se ha representado en la **Figura 7.6.10** para la tercera capa del modelo a las 4, 12, 16 y 24 UTC. Como se puede observar, durante las horas nocturnas, la cizalla vertical del viento, junto con la rugosidad orográfica contribuyen a la producción de TKE de origen mecánico. Las regiones donde la TKE producida es significativa se localizan en Galicia, donde los flujos de componente S de intensidad moderada a fuerte generan turbulencia al vehicular sobre la compleja orografía de la zona. Siguiendo el litoral norte peninsular se observan también niveles significativos, atribuibles a los forzamientos orográficos inducidos por las cordilleras cantábricas. Los flujos que rodea los Pirineos presentan niveles de TKE destacables también, al igual que en toda la región sureste de Francia.



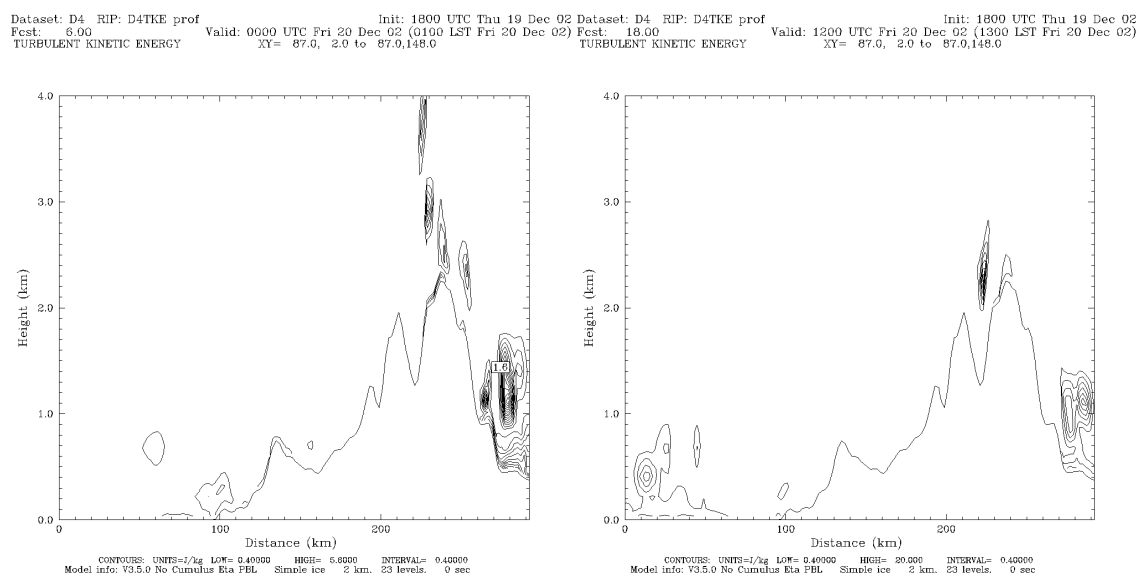
**Figura 7.6.10** Energía cinética turbulenta y líneas de corriente a las 4, 12, 16 y 24 UTC del día 20 de diciembre de 2002 en la tercera capa del modelo (Resultados dominio D2).

La subsidencia generalizada del día de estudio contribuye a inhibir la generación de TKE en todo el dominio. Solo en las regiones donde se presentan flujos de intensidad fuerte, la producción de TKE es significativa. Con el avance del día, y durante las horas diurnas no se aprecia un incremento de la turbulencia en la ABL. La generación de TKE de origen térmico es poco significativa para esta situación. La influencia del anticiclón y las altas presiones asociadas no contribuyen a la generación de *thermals* que contribuyan al aumento de TKE. En cambio, sobre el Mediterráneo occidental, la presencia de la baja relativa contribuye con niveles de TKE significativos asociados a la cizalla vertical del viento.

La situación se mantiene similar durante todo el día, y entrada la noche, con el reforzamiento del flujo del S sobre Galicia aumentan los niveles de TKE en esa región. Destaca también la canalización del valle del Ebro, con producción de turbulencia por cizalla vertical importante. Al finalizar el día, los niveles de TKE disminuyen en el sur de Francia con el viraje a SW de los vientos dominantes en esta región.

### 7.6.5.2 Área geográfica de Catalunya

El comportamiento en el AGC se puede analizar con los resultados del dominio D4. La **Figura 7.6.11** muestra un corte vertical de la TKE. Durante todo el día los niveles de TKE son muy bajos en el interior del AGC, mientras que sobre el mar, sobre los Pirineos y en la ladera norte de los mismos se pueden observar valores de TKE más importantes. Éstos se atribuyen a la cizalla vertical de los flujos que se desarrollan en estas zonas. Las ondas de montaña inducen la generación de TKE por efecto mecánico. Por su parte, el Autan presenta unos niveles de TKE elevados en su núcleo central debido a la cizalla vertical de este flujo. La situación no presenta demasiadas diferencias entre las horas nocturnas y las diurnas. La elevada estratificación estable, y la subsidencia generalizada no ayudan a una producción térmica de TKE.



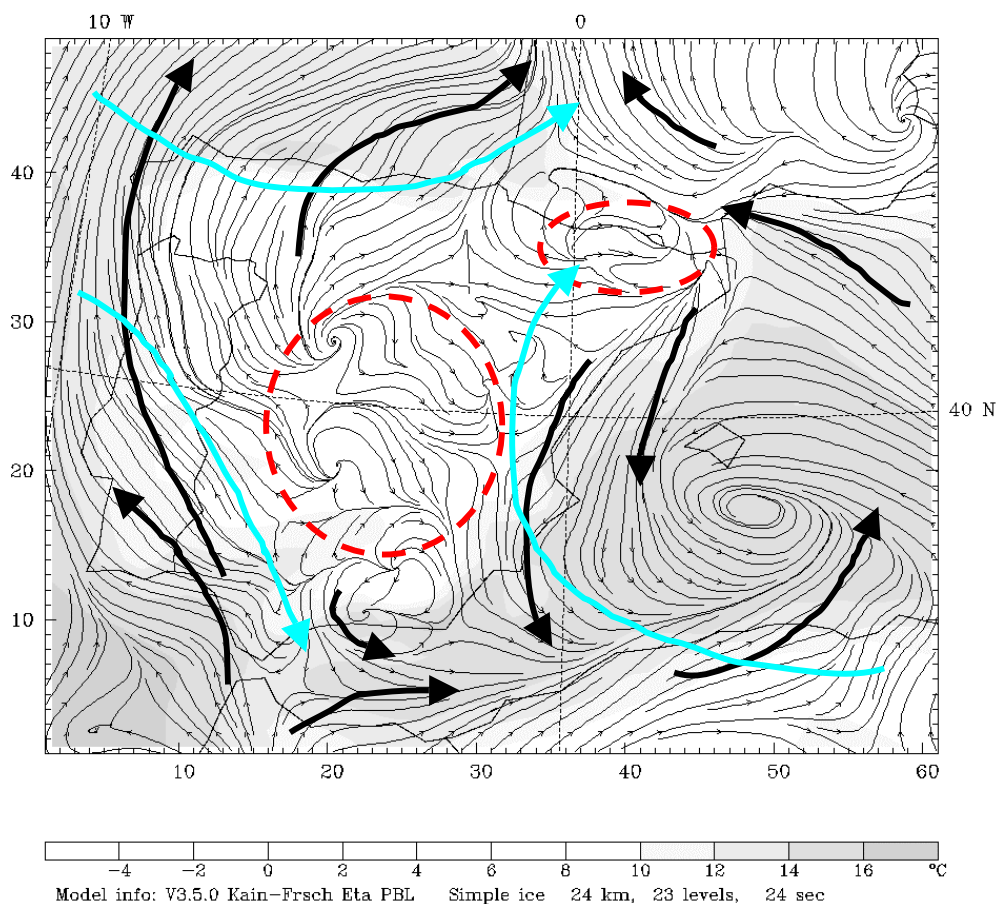
**Figura 7.6.11** Corte vertical de la energía cinética turbulenta a las 00 y 12 UTC para el día 20 de diciembre de 2002 (Resultados dominio D4; corte vertical indicado en color negro en la Figura 7.1b).

### 7.6.6 Modelo conceptual de una situación de SW-eR

#### a) Península Ibérica

La simulación del día 20 de diciembre de 2002 permite extraer unas características básicas de una situación de SW-eR.

- Elevada influencia del anticiclón frío continental.
- Altas presiones sobre la Península Ibérica.
- Elevada subsidencia generalizada en toda la región.
- Estratificación estable dominante durante todo el día.
- Inversión térmica a pocos centenares de metros limitando los movimientos verticales.



**Figura 7.6.12 Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en la Península Ibérica durante una situación de SW-eR. Líneas de corriente y temperatura del aire en superficie a las 12 UTC del 20 de diciembre de 2002 [Línea roja discontinua: zonas con circulaciones en superficie débiles; Línea azul claro: circulación a 500 hPa; Línea negra: circulación en superficie].**

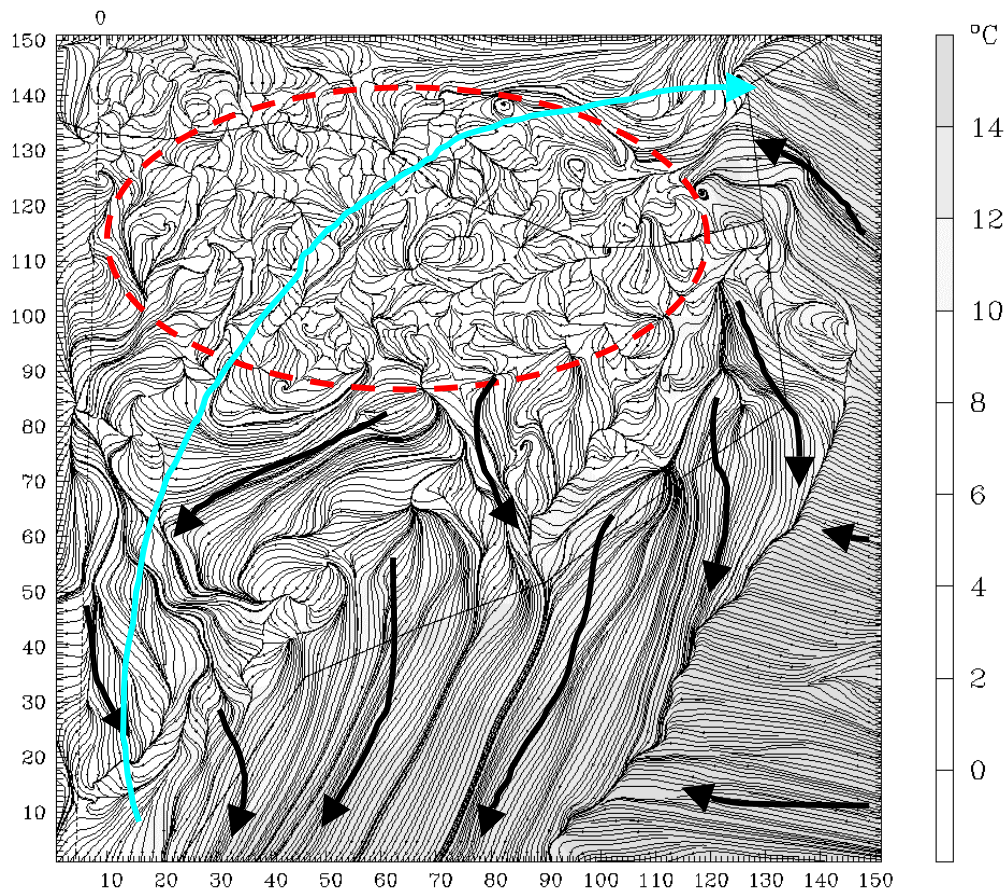
- Débiles vientos superficiales de componente variable.
- En altitud, flujos del SW moderados inducidos por la disposición del anticiclón y su reflejo en niveles medios y bajos.
- Desacoplamiento de los flujos por debajo de 3500 m s.n.m, con débiles vientos,

con velocidades inferiores a 5 m/s. Sobre el mar Mediterráneo, se observan débiles vientos hasta la troposfera alta, exceptuando los niveles superficiales cercanos a la baja relativa.

- Movimientos verticales inhibidos por las altas presiones. Velocidades verticales inferiores a 0.3 m/s.
- Generación de TKE de origen mecánico debido a la cizalla vertical de los flujos moderados a fuertes que se observan por la Península.
- La elevada subsidencia generalizada inhibe la producción de TKE de origen térmico durante las horas centrales del día.
- Niveles de TKE débiles de todas las situaciones analizadas.

### b) Área geográfica de Catalunya

- La troposfera baja y media presenta vientos débiles a muy débiles, especialmente durante la primera mitad del día. Con el atardecer se van incrementando las velocidades con la penetración del flujo del NW.
- Dominio de los vientos moderados del NE en el litoral durante todo el día. En el interior se establecen vientos débiles de componente N.



**Figura 7.6.13** Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en el área geográfica de Catalunya durante una situación de SW-eR. Líneas de corriente y temperatura del aire en superficie a las 12 UTC del 20 de diciembre de 2002 [Línea roja discontinua: zona con circulaciones locales débiles; línea azul claro: circulación a 500 hPa; línea negra: circulación en superficie].

- Generación de TKE de origen mecánico. La subsidencia generalizada no contribuye a la producción de TKE de origen térmico. Niveles bajos.
- Presencia de una SBL durante todo el día en la mayor parte del territorio.
- Inversión térmica por debajo de 1 km.
- Situación con características dispersivas bajas asociada a problemas de calidad del aire.

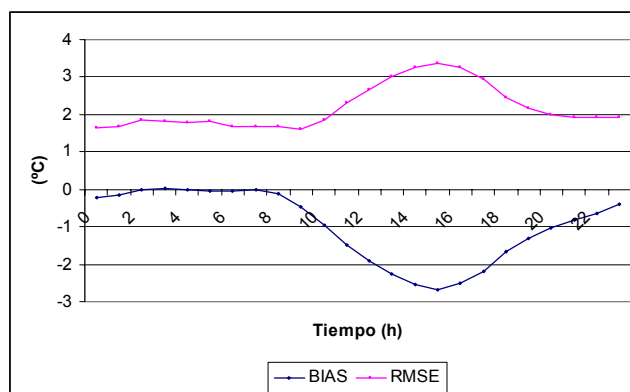
## 7.6.7 Situación SW-eR: 20 de diciembre de 2002

### 7.6.7.1 Dominio D2: Península Ibérica

A partir de las estaciones en superficie del INM se han validado los resultados de la temperatura del aire en superficie. Los radiosondeos europeos han permitido analizar el comportamiento del modelo en altitud para esta situación.

#### a) Temperatura a 2 m

La **Figura 7.6.14** presenta la evolución del RMSE y el BIAS de la temperatura del aire a 2 m para el día 20 de diciembre de 2002. El comportamiento para esta situación es similar al observado en anteriores simulaciones, con una subestimación de la temperatura del aire, especialmente durante las horas centrales del día. Sin embargo, el error para esta situación se sitúa debajo de 2°C durante casi toda la simulación, excepto el período central que aumenta hasta 3.3°C. Esta es la simulación con un menor error en la temperatura de las distintas situaciones atmosféricas simuladas.



**Figura 7.6.14 Evolución temporal del RMSE y BIAS de la temperatura a 2 m de los resultados del dominio D2 para el día 20 de diciembre de 2002 calculados a partir de las estaciones INM.**

La distribución espacial del error se presenta en la **Figura 7.6.15**. Durante las primeras horas del día el modelo presenta un comportamiento cálido en el litoral de levante y suroeste de la Península. Esta tendencia se remarca más a las 6 UTC. Sin embargo, durante el mediodía y la tarde, el modelo no consigue calentar suficientemente la temperatura del aire, presentando valores 2.5°C por debajo de las observaciones. A las 18 UTC se aprecia como por la mitad este se vuelve a invertir el comportamiento, y a las 23 UTC se modelan temperaturas más cálidas. El modelo presenta un comportamiento en término medio más frío en el litoral norte y parte central de la Península, mientras que al nordeste la tendencia es a sobrestimar las temperaturas.

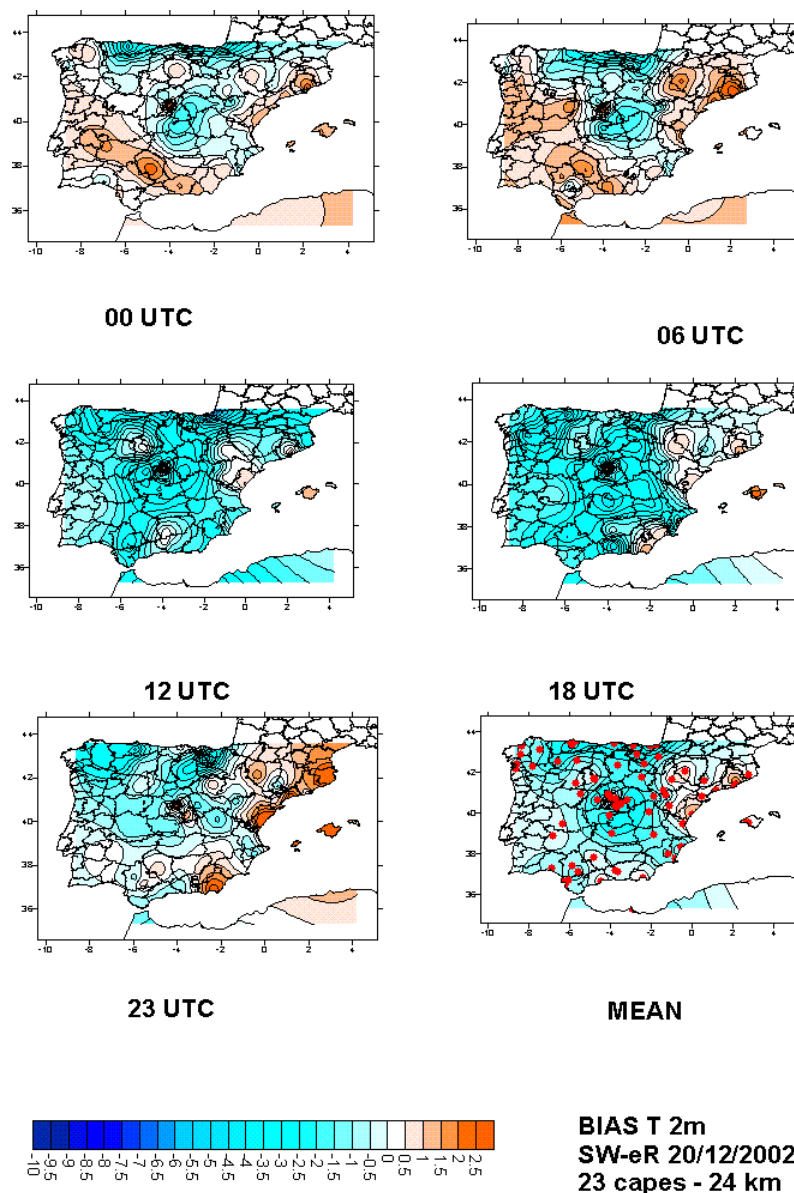


Figura 7.6.15 BIAS de la temperatura a 2 m interpolado entre estaciones para el dominio de la Península Ibérica a las 0, 6, 12, 18 y 23 UTC, y el valor medio para toda la simulación (Las estaciones utilizadas se indican marcan en color rojo en el panel inferior derecho).

**b) Radiosondeos europeos**

A partir de la información de temperatura, y viento proporcionadas por los radiosondeos se han calculado los estadísticos RMSE, MAE, NMAE, y BIAS para tres capas de la troposfera: superficie – 1200 m, 1200 m – 5000 m, y 5000 m – 10000 m. Esta división permite analizar el comportamiento del modelo en la baja, media y alta troposfera. Los estadísticos se han calculado para los radiosondeos disponibles a las 0, 12 y 24 UTC del día de estudio. Las estaciones de radiosondeo utilizadas en el cálculo de estos estadísticos han sido: Gibraltar, La Coruña, Madrid, Murcia, Lisboa, Palma y Santander.



La **Tabla 7.6.1** presenta los valores de los estadísticos para la temperatura (°C) y la velocidad del viento (m/s). El modelo presenta un comportamiento frío en la capa fronteriza y media troposfera, aunque los errores están muy acotados por debajo de 3°C. La troposfera alta presenta temperaturas ligeramente superiores a las observadas. En término general, el modelo presenta errores absolutos superiores en la capa fronteriza y la troposfera alta en comparación con la troposfera media.

**Tabla 7.6.1 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la verificación de los resultados del dominio D2 a partir de radiosondeos para el día 20 de diciembre de 2002.**

Temperatura (°C)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	1.25	1.29	1.05	1.01	1.07	0.79	0.03	0.03	0.02	0.56	0.39	0.48
1200/5000	1.13	1.12	1.34	0.91	0.90	1.02	0.40	0.37	0.33	-0.40	-0.24	-0.49
<1200	1.80	2.29	2.48	1.44	1.98	2.05	0.11	0.16	0.17	-1.29	-1.68	-1.98
Velocidad del viento (m/s)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	3.36	6.61	5.26	2.62	4.62	3.71	0.99	1.14	1.02	-0.39	-0.37	-1.49
1200/5000	1.36	2.59	1.98	1.13	2.18	1.57	1.01	1.20	1.16	-0.10	-1.01	-1.00
<1200	1.73	2.36	3.26	1.41	2.05	2.51	0.89	0.87	1.03	0.31	0.48	1.05
Dirección del viento (°)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	43.98	33.94	20.44	27.07	20.58	12.68	1.30	4.35	1.24	11.69	6.41	9.89
1200/5000	35.34	42.07	39.70	21.98	29.89	28.55	1.12	4.74	4.04	5.01	8.52	9.05
<1200	65.13	69.03	96.36	50.20	47.92	77.46	1.40	1.25	1.87	10.65	-25.33	-6.40

La velocidad se sobrestima en la capa fronteriza durante todas las horas de simulación, en cambio, por encima presenta una tendencia a subestimarla, especialmente durante el mediodía. Los errores absolutos no superan los 3 m/s por debajo la troposfera media, siendo más significativos en niveles medios y altos como muestra el NMAE.

La dirección presenta unos errores superiores a 20° en todas las capas, especialmente en la ABL donde el MAE presenta valores de 77°. Durante el mediodía se produce una ligera mejora, y en la troposfera alta se tiende a ir corrigiendo el error. Por encima de 1200 m la dirección simulada se presenta a la derecha de la observada, mientras que a las 12 y 24 UTC en la ABL a la izquierda.

Los estadísticos del dominio D2 muestran como para esta situación el comportamiento del modelo es muy correcto, con una mejor precisión en la simulación de la temperatura en comparación con situaciones anteriores. Los vientos presentan un comportamiento aceptable, aunque se tiene errores más importantes en la dirección del viento.

Esta mejora en el comportamiento del modelo se puede atribuir a la calidad de los datos de inicialización y al hecho de tratarse de un día de invierno. Como se ha visto en

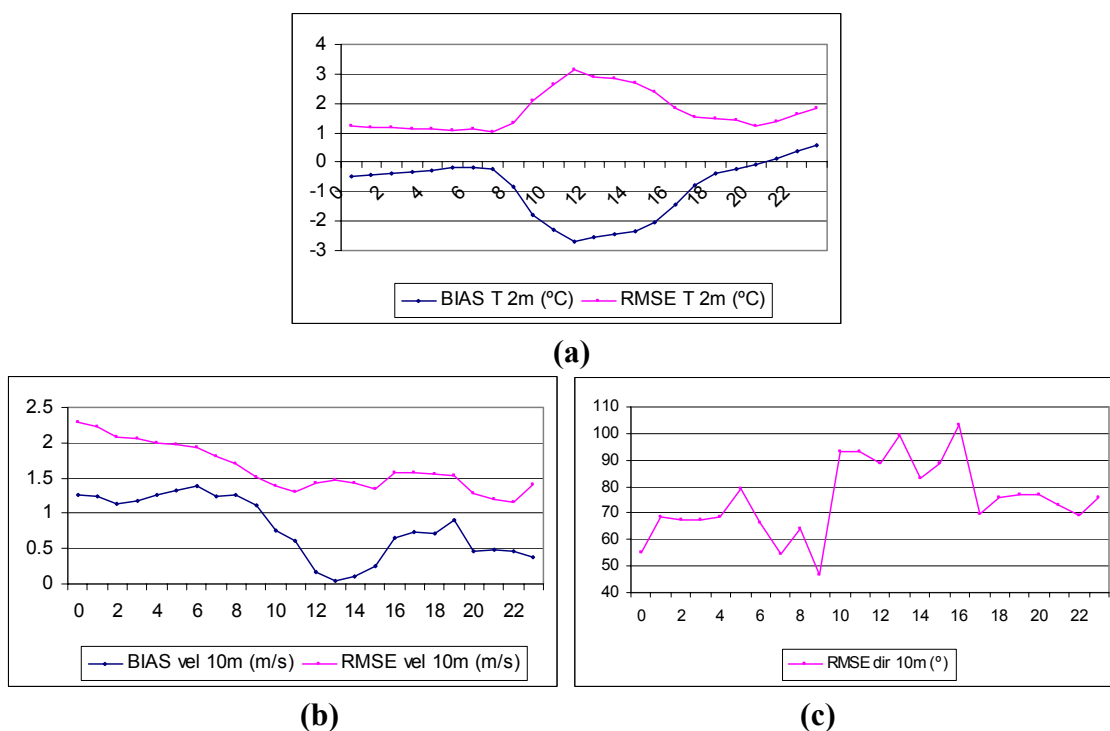
anteriores simulaciones, el modelo presenta importantes dificultades en simular el calentamiento superficial de la Península Ibérica en verano, sin embargo, por lo que se observa en esta situación, en invierno presenta un mejor comportamiento precisamente porqué el calentamiento superficial no es tan importante.

### 7.6.7.2 Dominio D4: Área geográfica de Catalunya

#### a) Temperatura y viento en superficie

Para la validación del dominio D4 se ha calculado el RMSE y el BIAS de la temperatura a 2 m y de la velocidad del viento a 10 m. Para la dirección del viento a 10 m solo se ha calculado el RMSE. La **Figura 7.6.16** presenta la evolución temporal de estos estadísticos.

Como se ha observado en el dominio D2, para esta situación sinóptica el modelo presenta un comportamiento en la temperatura más correcto que en las otras simulaciones. La temperatura sigue presentando los errores mayores durante las horas centrales del día, con la subestimación asociada a la dificultad de calentar la temperatura del aire en estratos superficiales.

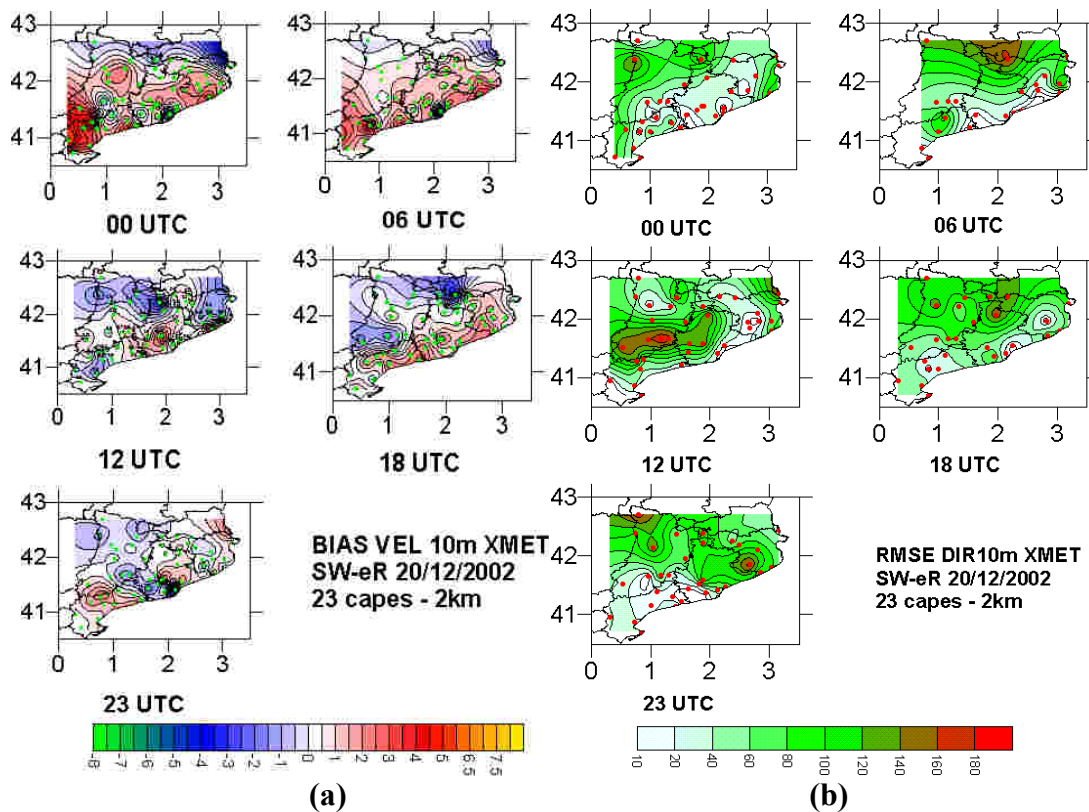


**Figura 7.6.16** Evolución del BIAS y RMSE para (a) la temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m y (c) RMSE de la dirección horizontal del viento a 10 m para el 20 de diciembre de 2002 calculado a partir de las estaciones XMET.

Los errores en la velocidad del viento se mantienen por debajo de 2.5 m/s durante todo el día con una clara tendencia a disminuir. El modelo subestima la intensidad del viento en termino medio durante todo el día. La dirección presenta un comportamiento

aceptable, con mayores problemas durante las horas centrales del día, donde parece que el modelo no consigue reproducir con fidelidad los flujos observados.

Para poder analizar espacialmente el error, la **Figura 7.6.17** muestra la distribución espacial del BIAS de la velocidad del viento y del RMSE de la dirección del viento a 10 m a las 0, 6, 12, 18 y 23 UTC.



**Figura 7.6.17 (a) BIAS de la dirección del viento a 10 m y (b) RMSE de la dirección del viento a 10 m interpolado entre estaciones para el dominio de Catalunya a las 0, 6, 12, 18 y 23 UTC (Las estaciones utilizadas se marcan con un punto verde para la velocidad y rojo para la dirección).**

Durante la madrugada el modelo sobrestima la intensidad de los flujos en casi todo el dominio, a excepción de algunas estaciones del norte. Los errores más significativos se producen al suroeste y en el litoral. A las 6 UTC disminuye el error, aunque se mantiene la sobrestimación de la intensidad de los flujos en buena parte del territorio. Para este período, la dirección presenta un comportamiento correcto en el litoral, mientras que los problemas más importantes se presentan en los Pirineos. Al mediodía el comportamiento ha variado, y el modelo ya no es capaz de modelar los intensos vientos observados, pero éstos no superan los 2 m/s. A las 12 UTC se observan problemas significativos con la dirección del viento en la Depresión Central. El flujo que afecta a la parte central de Catalunya durante el mediodía no se consigue reproducir con satisfacción. Este comportamiento se corrige, y a las 18 UTC ya no se observan errores tan importantes en esta zona. A las 23 UTC el modelo subestima la intensidad de los vientos en el cuadrante noroeste, mientras que en el litoral los sobrestima. La dirección en la mitad sur se reproduce con un grado elevado de detalle, y aparecen mayores dificultades al noroeste y en algunas estaciones del litoral norte.

Se ha calculado el índice de ajuste (IOA) para la velocidad del viento a 10 m. El valor para esta situación meteorológica es de 0.56. La simulación de la intensidad del viento es aceptable, aunque no es lo buena que se podría esperar teniendo en cuenta el buen comportamiento con la temperatura. El dominio de la situación sinóptica influye en la simulación de los vientos, y el régimen débil de los mismos dificulta su correcta modelización.

**b) Radiosondeo de Barcelona**

La **Tabla 7.6.2** presenta los estadísticos evaluados para analizar el comportamiento del modelo en altitud. Para esta situación, solo se dispone de los radiosondeos a las 0 y 12 UTC. Hasta la troposfera media se subestima la temperatura, aunque, los errores están muy acotados. Las comparaciones con el radiosondeo de Barcelona muestran como el MAE no supera 1°C en ninguna de las capas.

Para esta situación, el comportamiento del modelo en la simulación de la temperatura es muy correcto, presentando estadísticos mejores en comparación con las otras simulaciones.

**Tabla 7.6.2 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la verificación de los resultados del dominio D4 a partir del radiosondeo de Barcelona para el día 20 de diciembre de 2002.**

Temperatura (°C)								
	RMSE		MAE		NMAE		BIAS	
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC
5000/10000	0.69	1.34	0.36	0.77	0.01	0.02	0.30	0.30
1200/5000	1.14	0.91	0.94	0.72	0.31	0.40	-0.91	-0.70
<1200	0.86	0.83	0.69	0.74	0.08	0.09	-0.57	-0.03
Velocidad del viento (m/s)								
	RMSE		MAE		NMAE		BIAS	
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC
5000/10000	1.88	2.10	1.67	1.72	0.98	1.13	0.47	-1.18
1200/5000	1.47	1.97	1.27	1.64	1.19	1.12	-1.12	-0.40
<1200	2.20	1.01	2.10	0.86	0.94	0.97	-0.13	0.06
Dirección del viento (°)								
	RMSE		MAE		NMAE		BIAS	
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC
5000/10000	22.17	90.88	18.61	76.21	0.98	1.00	14.56	-31.23
1200/5000	64.75	114.90	43.21	102.69	1.08	2.56	-42.90	-46.52
<1200	11.18	40.27	10.02	28.00	0.81	1.26	8.76	-27.10

Los errores en la velocidad del viento son también bajos, quedándose por debajo de 2.5 m/s en toda la troposfera. El modelo subestima la magnitud del viento tanto a las 00 UTC como a las 12 UTC. El MAE máximo se produce a las 00 UTC en la capa fronteriza con 2.1 m/s. Los errores en toda la troposfera son similares. En la troposfera alta se presentan errores ligeramente superiores a los de capas bajas.

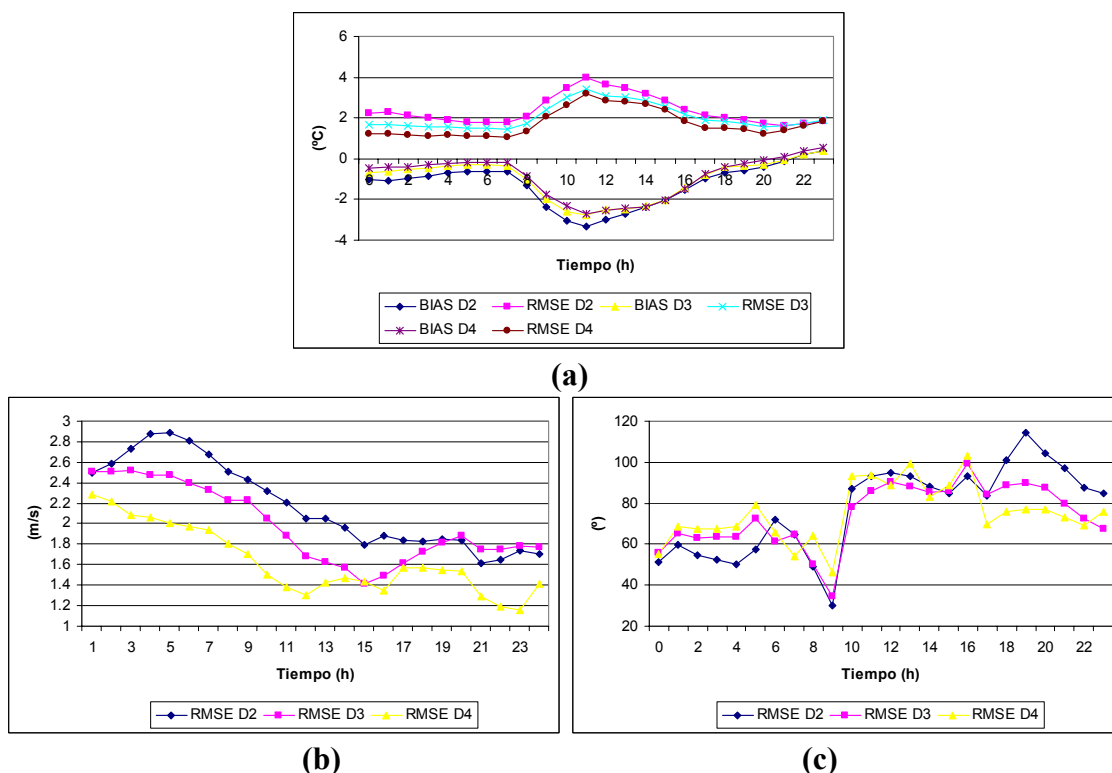
La dirección del viento muestra unos resultados correctos en la ABL, pero que empeoran en altitud. El modelo presenta importantes dificultades en la troposfera media

a las 12 UTC, y mejora ligeramente su comportamiento por encima de 5000 m. Las direcciones simuladas se sitúan a la izquierda de las observadas a las 12 UTC.

### 7.6.7.3 Comparación entre distintas resoluciones: D2-D3-D4

La **Figura 7.6.18** muestra las diferencias en el comportamiento del modelo al ir aumentando la resolución horizontal de trabajo. Como ya se había comentado en anteriores situaciones, la temperatura mejora ligeramente con la resolución. La mejora en la caracterización topográfica de la zona de estudio produce una modelización de la temperatura del aire superficial mejor. Las diferencias son más destacables durante la primera mitad de la simulación, y al finalizar la misma éstas se van reduciendo. Las diferencias entre D3 y D4 no son muy importantes, pero en comparación con D2 ya son más significativas.

La velocidad del viento mejora con la resolución de trabajo. Las diferencias llegan a 0.8 m/s entre la simulación D2 y D4, y 0.5 m/s entre D3 y D4. El mejor comportamiento se presenta con la resolución de trabajo más fina. Se observa como el error disminuye desde el inicio hasta el mediodía, a partir del cual se mantiene bastante constante. Entre las 12 y las 17 UTC el comportamiento de D3 y D4 son bastante similares, pero D3 acaba empeorando los resultados ligeramente a partir de las 18 UTC en comparación con D4.



**Figura 7.6.18** Evolución del BIAS y RMSE para (a) la temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m, y (c) dirección horizontal del viento a 10 m para el 20 de diciembre de 2003 calculado a partir de las estaciones XMET.

La dirección presenta un comportamiento más variado. Durante la madrugada los resultados del dominio D2 son los más satisfactorios, pero a partir de las 10 UTC es el

dominio D3 el que presenta un mejor comportamiento y al finalizar el día la simulación D4 captura con mayor detalle las direcciones de los flujos. Se aprecia como desde las 11 UTC en adelante el error en la dirección es significativo para las tres simulaciones.

## 7.7 Situación NW-N: 31 de enero de 2003

Se ha escogido el día 31 de enero de 2003 como una situación meteorológica representativa del grupo NW-N del análisis por cúmulos presentado en el **Capítulo 5**. El día 31 de enero de 2003 se caracteriza por una situación en superficie y niveles medios que se puede clasificar como una advección del N según Martín-Vide (1984, 1991) y Clavero et al. (1996). Estas situaciones llevan asociadas chubascos moderados en el norte de la Península Ibérica. Las temperaturas son inferiores a las normales en todo el territorio, con vientos fuertes de Cierzo por el valle del Ebro. Clavero et al. (1996) describe las advecciones del N como entradas rápidas de flujos procedentes de la cuenca ártica, fríos y secos, por la parte oriental de un potente anticiclón orientado de norte a sur sobre el Atlántico. Éste bloquea la circulación zonal. Se producen tormentas generalizadas de nieve en los núcleos orográficos, y un fuerte descenso térmico. A su paso deja cielos despejados con gran visibilidad y vientos de componente norte.

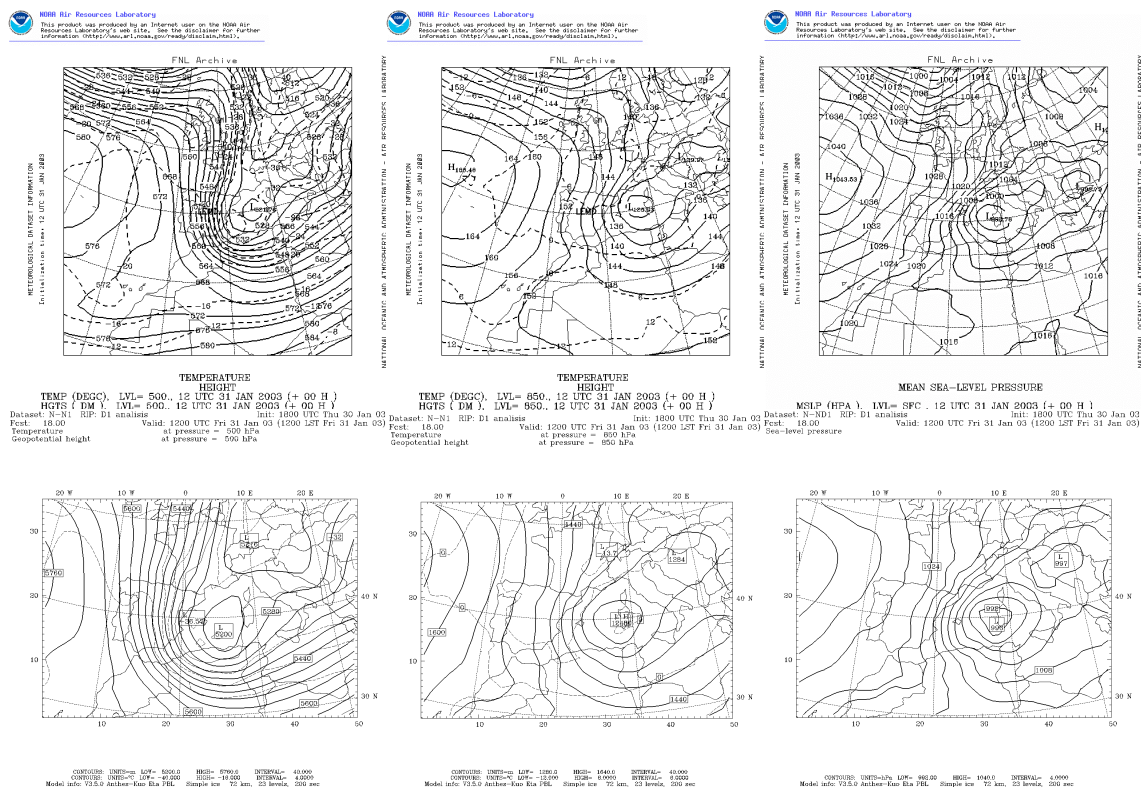
### 7.7.1 Situación sinóptica: análisis y validación del dominio europeo

La situación del día de estudio se caracteriza por la disposición de una vaguada al este de la Península con el eje orientado de NE a SW con un índice de circulación muy bajo a 300 hPa sobre la zona de estudio que induce fuertes vientos de componente N. La corriente en chorro circula de norte a sur por encima de la misma. La **Figura 7.7.1** muestra el análisis a 500 hPa, observando un reflejo similar a la circulación en la alta troposfera. En superficie, el anticiclón de las Azores se encuentra desplazado a latitudes más septentrionales con una disposición transversal. A la vez, sobre el Mediterráneo se desarrolla una ciclogénesis asociada a la vaguada en altitud. El radiosondeo de Barcelona (**Anexo 2**) muestra vientos de componente NW a las 00 UTC y N a las 12 UTC, confirmando la descripción del análisis.

La situación sinóptica queda bien capturada por el modelo. La ciclogénesis del golfo de León se captura correctamente a las 00 UTC, aunque aparece ligeramente más intensa que el análisis. Las temperaturas para las topografías se ajustan correctamente a los análisis, con algunas pequeñas diferencias al sur de la Península Ibérica, que se modela ligeramente más cálida. Con el avance de la simulación, a las 12 UTC (**Figura 7.7.1**), la depresión del mediterráneo sigue siendo más intensa que la reflejada en el análisis. La temperatura muestra como el modelo tiende a presentar una atmósfera más fría en niveles bajos, y un buen comportamiento a 500 hPa. Las diferencias observadas en el análisis pueden influir en los resultados del modelo, con lo que se deben tener presentes.

### 7.7.2 Campo de presión y temperatura de la Península Ibérica

La **Figura 7.7.2** presenta la evolución cada dos horas de la presión en superficie reducida al nivel del mar, el campo de vientos y la temperatura para los resultados del dominio peninsular D2. La presión en superficie se representa cada 1 hPa. La situación muestra una disposición clara de las isóbaras de norte a sur, con un gradiente muy elevado. La depresión del golfo de León queda bien capturada, e induce la disposición de las isóbaras de noroeste a sureste en el levante peninsular sur. La depresión avanza dirección SE, y su influencia sobre la Península va perdiendo intensidad a medida que avanza el día.



**Figura 7.7.1 Análisis a 500, 850 y superficie a las 12 UTC del día 31 de enero de 2003 (arriba) y resultados correspondientes del dominio D1 (abajo).**

El alejamiento de la borrasca hacia el Mediterráneo central produce que por el oeste la dorsal anticiclónica empiece a abrazar la Península. Esto se denota con una disminución del gradiente bórico en la Meseta norte, y el suroeste Peninsular. Sin embargo, durante todo el día en el litoral de levante domina un fuerte gradiente con flujos del N acentuados, al igual que en el Mediterráneo occidental.

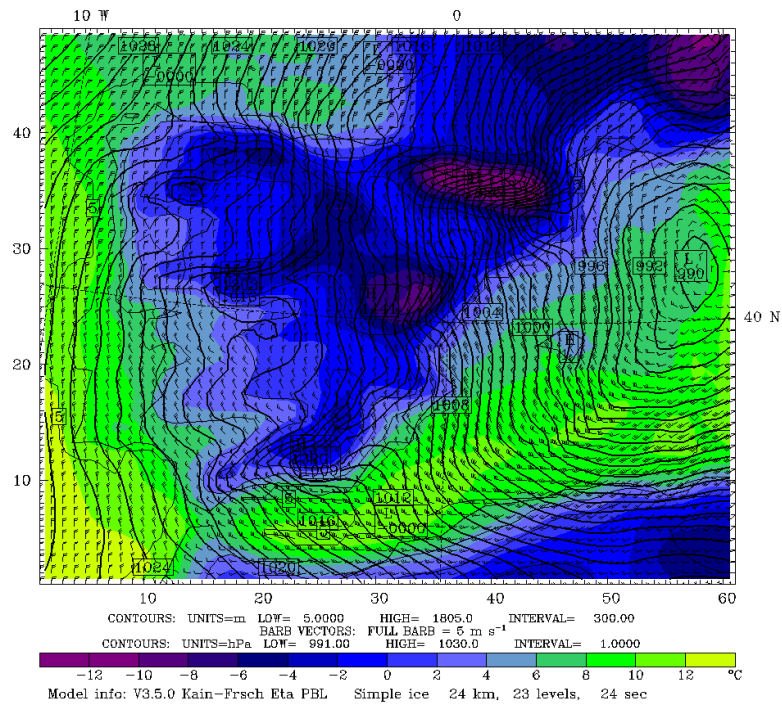
En los sistemas orográficos principales de la Península Ibérica se observa como se producen dipolos orográficos en los campos de presión. El flujo del N al incidir sobre las Cordilleras Cantábricas, y Pirineos produce un aumento de la presión a barlovento, mientras que a sotavento se produce una disminución. El flujo en las inmediaciones de estos sistemas se vuelve ageostrófico. Un caso muy claro es el Cierzo que se desarrolla por el valle del Ebro, que circula casi perpendicular a las isóbaras de presión, o el flujo que rodea los Pirineos por la canalización de los Pirineos-Macizo Central.

Las temperaturas en superficie en la Península Ibérica son frías durante todo el día. La penetración de un frente frío de norte a sur refuerza la bajada de temperaturas durante la noche. En las zonas de alta montaña se presentan valores inferiores a  $-4^{\circ}\text{C}$ . Los Pirineos y el Sistema Ibérico oriental presentan las temperaturas más rigurosas, por efecto de la altitud y la penetración del aire continental ártico. Estas masas de aire intensifican el ambiente frío en el litoral de levante, que no llega a superar los  $4^{\circ}\text{C}$ , en comparación con la costa atlántica portuguesa más templada con valores por encima de los  $8^{\circ}\text{C}$ . Durante el día, el paso del frente frío no permite una recuperación importante de las temperaturas, que no llegan a superar los  $8^{\circ}\text{C}$  en la mitad este peninsular, a excepción de algunas zonas del litoral sur.



Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: N-ND2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Thu 30 Jan 03  
 Fcst: 10.00 Valid: 0400 UTC Fri 31 Jan 03 (0400 LST Fri 31 Jan 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors  
 Terrain height AMSL



Dataset: N-ND2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Thu 30 Jan 03  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Fri 31 Jan 03 (0800 LST Fri 31 Jan 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors  
 Terrain height AMSL

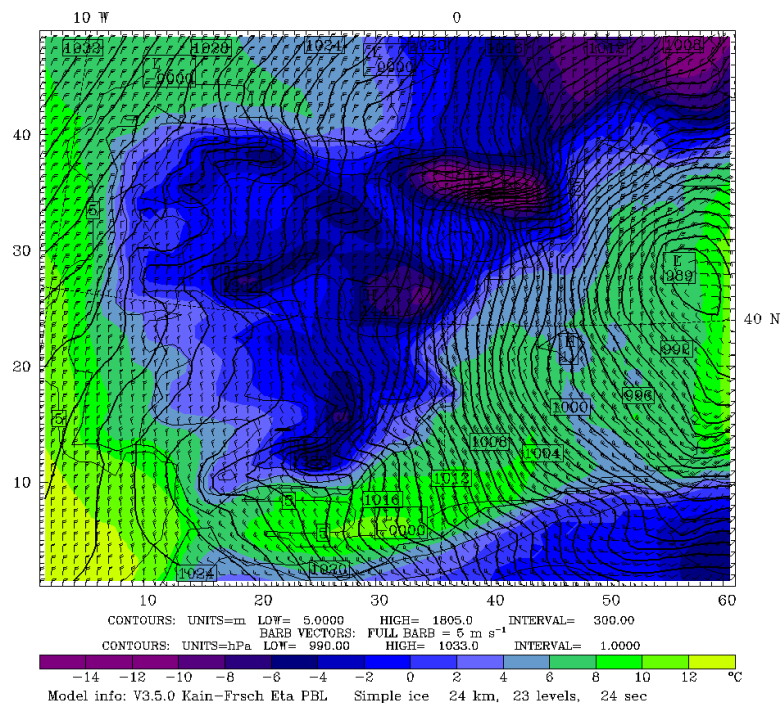
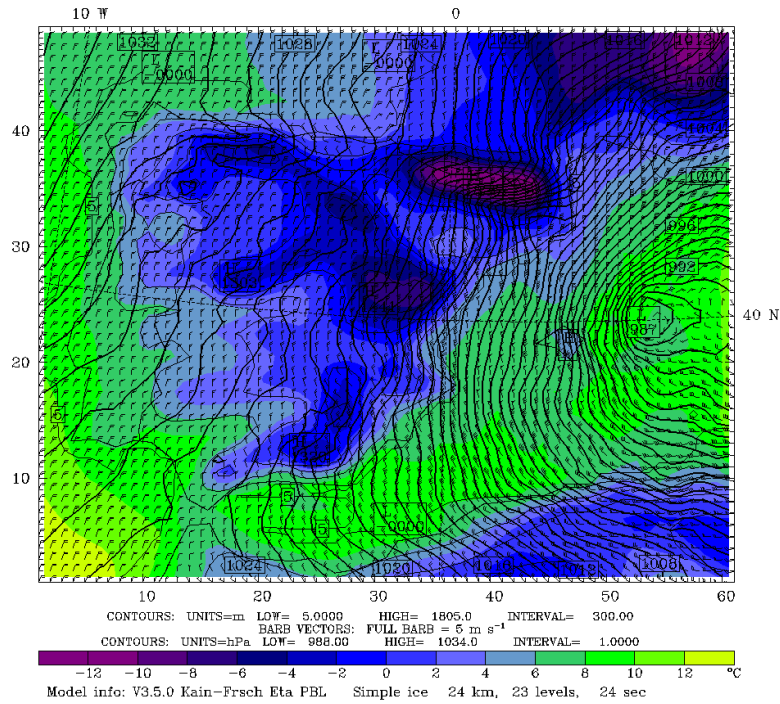


Figura 7.7.2 Evolución del campo de presión reducida a nivel del mar, temperatura y campo de vientos en la primera capa del modelo a las 4, 8, 12, 16, 20 y 24 UTC del día 31 de enero 2003 (Resultados del dominio D2; evolución horaria en el Anexo 1).

# Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: N-ND2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Thu 30 Jan 03  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Fri 31 Jan 03 (1200 LST Fri 31 Jan 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors  
 Terrain height AMSL



Dataset: N-ND2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Thu 30 Jan 03  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Fri 31 Jan 03 (1600 LST Fri 31 Jan 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors  
 Terrain height AMSL

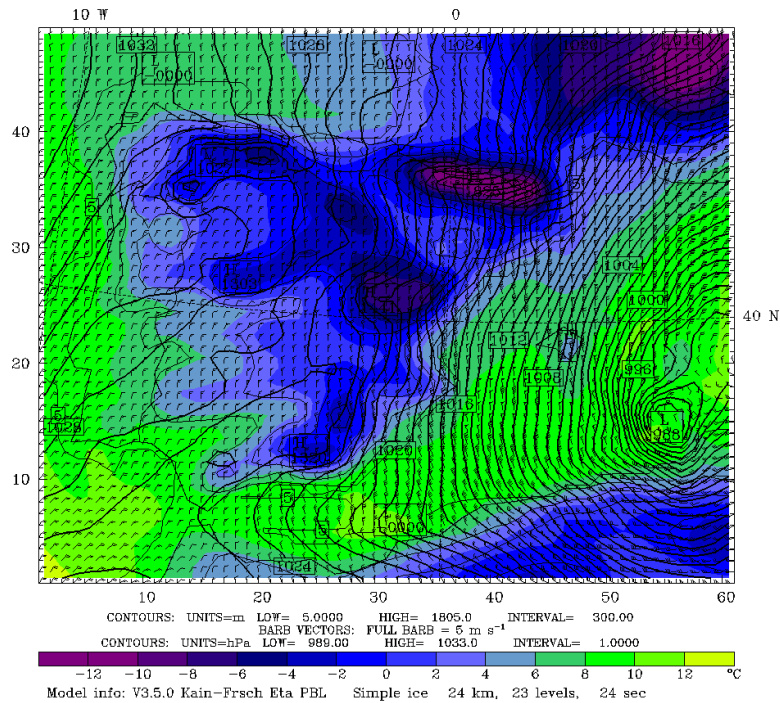
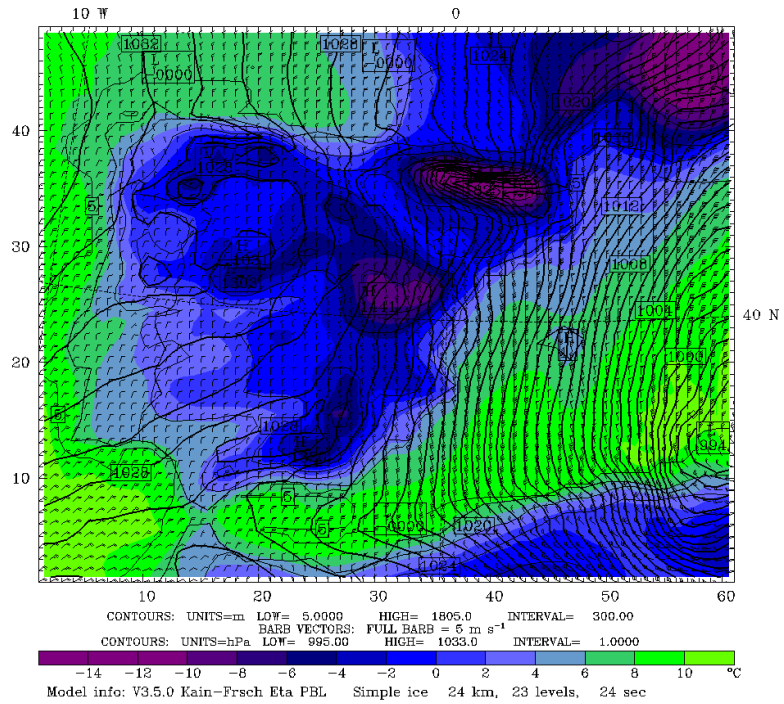


Figura 7.7.2 Cont.

Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: N-ND2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Thu 30 Jan 03  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Fri 31 Jan 03 (2000 LST Fri 31 Jan 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors  
 Terrain height AMSL



Dataset: N-ND2 RIP: D2 srfw Init: 1800 UTC Thu 30 Jan 03  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Sat 01 Feb 03 (0100 LST Sat 01 Feb 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Sea-level pressure at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors  
 Terrain height AMSL

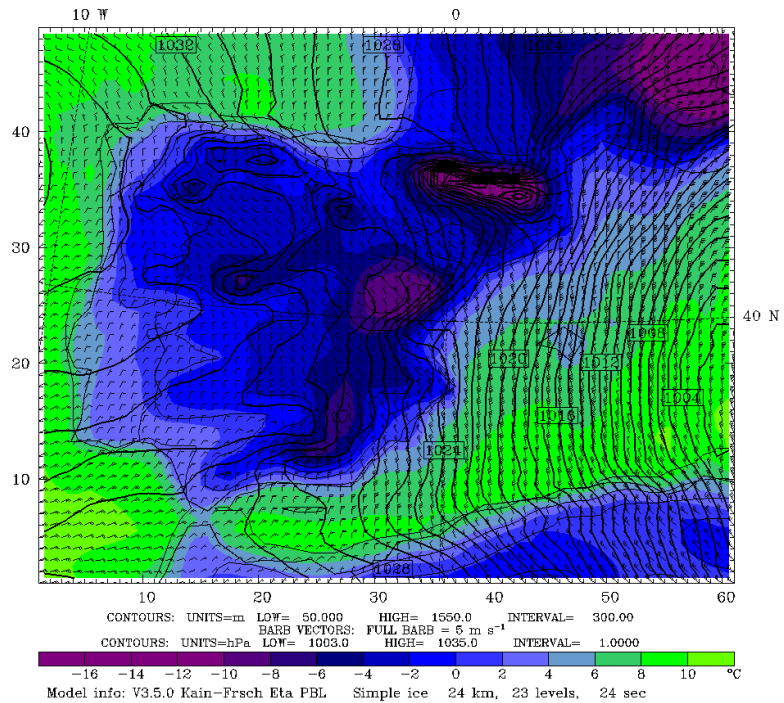


Figura 7.7.2 Cont.

Es destacable el fuerte enfriamiento superficial, con temperaturas en el continente y la península más frías que en la superficie del Mediterráneo y el atlántico norte. Durante la noche, el enfriamiento superficial produce una disminución de las temperaturas en niveles bajos, que junto con la entrada de las masas frías del norte son los mecanismos responsables de estas temperaturas frías. Se observa también como en el Mediterráneo oriental penetran las masas frías continentales cuando la depresión se ha alejado lo suficiente para permitir el establecimiento de los flujos del norte.

El paso del frente frío se detecta con claridad a 850 hPa, con un fuerte gradiente térmico al norte de la Península a las 00 UTC. Los fuertes vientos de la situación sinóptica en altitud hacen avanzar el frente frío con celeridad, y a las 12 UTC ya ha penetrado hasta la mitad sur de la Península, manteniendo las temperaturas frías durante el día.

### 7.7.3 Estructura vertical de la atmósfera

La **Figura 7.7.3** presenta un corte vertical norte-sur de la temperatura potencial, la energía cinética turbulenta (TKE), y los campos de vientos a las 0, 6, 12, 18 UTC. La localización del corte se indica en el último panel de la figura. La temperatura potencial se representa cada grado, para poder ver con definición la estructura vertical de la atmósfera. La TKE se representa con un degradado de grises, con la escala en la izquierda del corte.

Como se observa, el flujo del norte sobre el Atlántico presenta una estratificación neutra en los primeros 2000 m, y por encima estable a las 00 UTC. Estas masas de aire se van estabilizando a medida que penetran hacia el interior de la Península, por la influencia de la temperatura del suelo, que contribuye a la estabilización del aire en las capas bajas. En la Meseta norte aún se observa una estructura poco estabilizada, pero a sotavento del Sistema Central las capas son subadiabáticas.

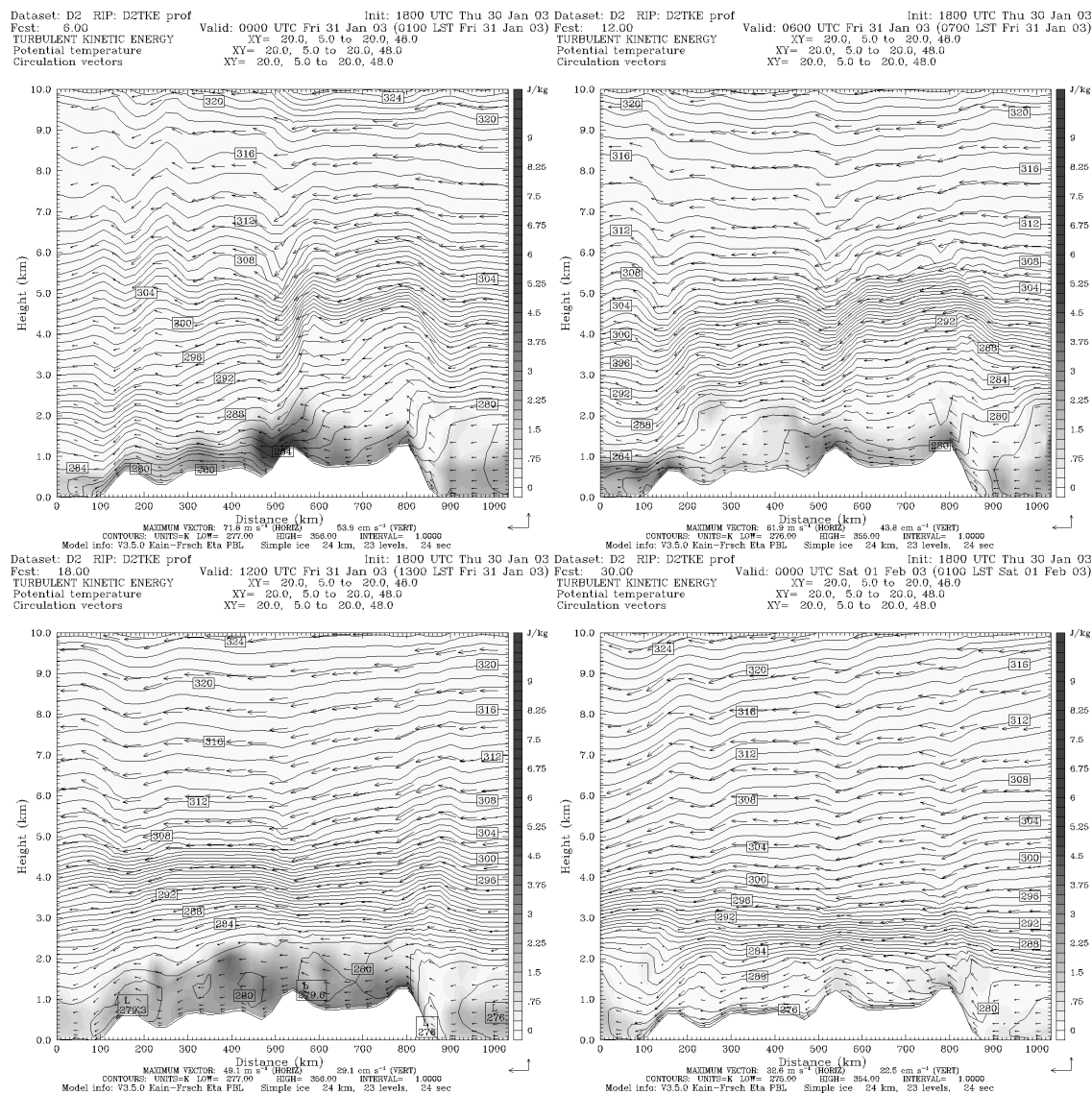
Esta diferencia entre el flujo neutro del norte, y el estable que supera el Sistema Central se traduce en la formación de ondas de gravedad internas en el Sistema Central. Como se ha descrito en el **Capítulo 3**, una masa de aire con una estabilidad estática neutra no tiene dificultades en superar un accidente orográfico, como es el caso de las Cordilleras Cantábricas. Sin embargo, cuando esta se estabiliza se inhiben los movimientos ascendentes, y al verse forzada a ascender por la presencia de un obstáculo se desarrollan ondas de gravedad internas. A las 00 UTC se observa una onda que se propaga verticalmente a sotavento del Sistema Central.

A las 6 UTC, el enfriamiento del suelo llega casi a su nivel máximo, y la atmósfera en el interior de la Península está más estabilizada que a las 00 UTC, en la Meseta norte se aprecia claramente esta diferencia. La estabilidad del flujo contribuye al desarrollo de la onda de gravedad en el Sistema Ibérico. La turbulencia mecánica generada durante las primeras horas del día ha dejado una capa a sotavento del Sistema Central con una estratificación neutra en altitud.

Durante las horas centrales del día, las capas superficiales se inestabilizan con el desarrollo de la ML hasta 1000-1500 m s.n.t. en el interior de la Península Ibérica. La ML presenta una estratificación inestable. Ésta está más desarrollada en el platón de la Península que en las zonas costeras, donde se observa el desarrollo de una TIBL. El

flujo del norte con una estratificación estable lamina el desarrollo de la ML. El calentamiento superficial en la costa no se puede extender del todo en altitud con los *thermals* debido al efecto laminador del flujo atlántico. Con la inestabilización de la ABL ya no se observa el desarrollo de ondas de gravedad en el Sistema Central, ya que el aire inestable no presenta resistencia a los movimientos verticales.

Al finalizar el día, el enfriamiento superficial induce la estabilización de la ABL por debajo. Se desarrolla una NBL de unos 500 m s.n.t. en las zonas planas, y por encima se observa la RL hasta unos 1500-2000 m s.n.m.. Por encima, la atmósfera libre presenta un perfil subadiabático típico.



**Figura 7.7.3 Corte vertical en la Península Ibérica de la temperatura potencial, la energía cinética turbulenta (TKE), y campo de vientos a las 0, 6, 12 y 24 UTC para el día 31 de enero de 2003 (La localización del corte se indica en la Figura 7.1a en color rojo).**

## 7.7.4 Campo de vientos

### 7.7.4.1 Península Ibérica

La evolución del campo de vientos en superficie se presenta en la **Figura 7.7.2**. Aunque en altitud los vientos sinópticos presenten una componente del N clara en toda la Península Ibérica, la compleja orografía de la misma hace que se observen flujos ageostróficos en numerosas zonas. La influencia de la baja mediterránea condiciona las canalizaciones hacia el mediterráneo, con el desarrollo de vientos regionales.

Se observan claramente dos regímenes de vientos asociados a la estabilidad atmosférica. Durante el día, con la estratificación inestable de la ABL, los vientos en superficie están dominados por los flujos sinópticos en altitud. Así, se observan vientos de componente norte que superan todos los accidentes geográficos sin demasiadas modificaciones. La intensidad de los vientos es moderada a fuerte en la mitad oeste con velocidades máximas de 14 m/s. La mitad este, más afectada por la ciclogénesis del Mediterráneo, presenta vientos muy fuertes superiores a los 20 m/s. Sobre el mar Mediterráneo se observan flujos de hasta 30 m/s asociados a la Tramontana y Mistral que se refuerzan con los flujos del norte y la circulación inducida por la depresión.

Por otro lado, durante la noche el desarrollo de la NBL influye en el desarrollo de efectos geográficos, como son las canalizaciones, desarrollo de vientos locales, o ondas de montaña. Durante la madrugada los fuertes flujos del norte penetran por el litoral atlántico y por los Pirineos. El flujo supera las Cordilleras Cantábricas sin dificultad por su estratificación neutra. Los Pirineos, sin embargo, suponen un obstáculo más importante, y se observa como los vientos en la ladera norte viran ligeramente a NE para canalizarse hacia el mar Mediterráneo. En esta región se observa el desarrollo de la Tramontana y el Cierzo. Los vientos durante la madrugada presentan una intensidad fuerte en toda la Península, debilitándose por la mañana desde el sur hacia el norte. El valle del Guadalquivir presenta el régimen de vientos más moderado y con cierto desacoplamiento con los flujos en altitud.

El comportamiento de los flujos durante la noche es similar al de la madrugada, pero con velocidades más moderadas por el alejamiento de la depresión del Mediterráneo y la penetración de la dorsal anticiclónica.

La mitad sur peninsular, con una orografía menos compleja presenta vientos de NW que penetran desde el Atlántico. Como se ha comentado anteriormente en el Sistema Central se desarrollan ondas de gravedad que modifican los flujos en la ladera sur, intensificando la velocidad.

La influencia de la dorsal anticiclónica se deja ver en el debilitamiento de los vientos sobre la mitad occidental de la Península. A las 24 UTC los vientos en superficie en esta región no superan los 3 m/s. Sin embargo, el litoral de levante sigue presentando intensas circulaciones de componente norte, al igual que las Islas Baleares, afectadas por una fuerte Tramontana.

En una situación del norte es de esperar el desarrollo de vientos regionales de intensidad fuerte como son el Cierzo, la Tramontana o el Mistral (p.e., Jansà, 1987; Campins et al., 1995; Masson y Bougeault, 1996; Georgelin y Richard, 1996).

#### 7.7.4.2 Área geográfica de Catalunya

La **Figura 7.7.4** y el **Anexo 1** presentan la evolución del campo de vientos superficial del área geográfica de Catalunya a partir de los resultados de la simulación a 2 km.

##### *a) Descripción general*

La situación del NW-N sobre el AGC se caracteriza por unos fuertes vientos en toda la región que durante buena parte del día superan los Pirineos produciendo flujos intensos de componente N. Este comportamiento se modifica durante el régimen nocturno. La mayor estabilidad de los estratos superficiales del flujo incidente sobre los Pirineos acentúa el efecto bloqueo. Los flujos superficiales se desvían hacia la izquierda de los Pirineos (ver **Figura 7.7.4** y **Anexo 1** de 2-6 UTC y de 18-24 UTC). El flujo que incide por el límite occidental de los mismos, al tener menor resistencia a rodear el macizo por la derecha supera el obstáculo y se canaliza por el valle del Ebro (Cierzo). Esto influye sobre los flujos en Catalunya con la penetración de masas con una mayor estabilidad en capas bajas y una componente del NW significativa. El desacoplamiento entre este flujo y el sinóptico del N es importante durante este período.

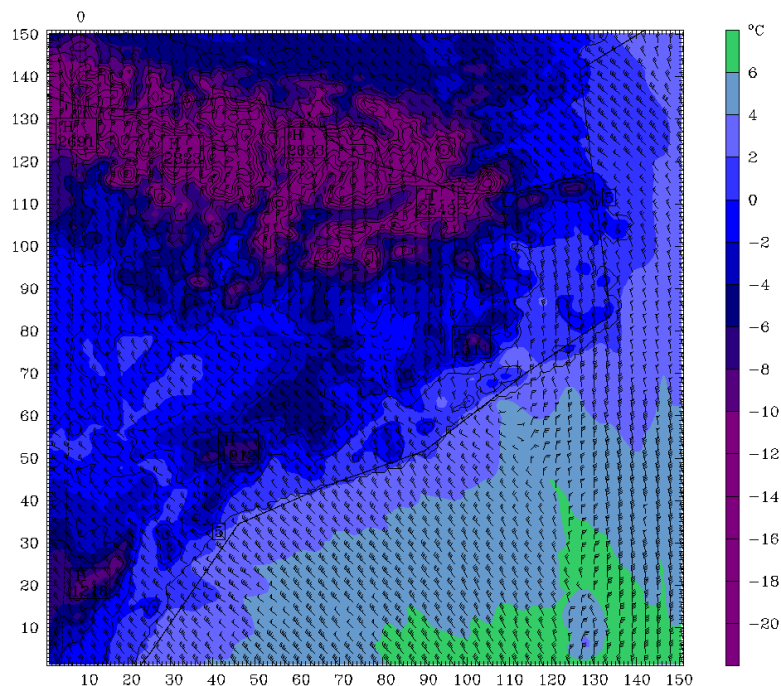
La influencia del flujo del NW sobre el AGC se deja notar más durante el periodo nocturno, debido al debilitamiento de la circulación sinóptica del N y a la estratificación estable superficial. Por otro lado, durante buena parte del día la componente N se ha impuesto en superficie, por la noche la penetración de las masas estables del NW en superficie favorece un establecimiento de flujos de componente NW canalizándose por los valles del Pirineo, e imponiéndose por la mitad sur del dominio. El desacoplamiento de estos dos flujos es significativo.

En altitud, los vientos del N presentan elevada turbulencia de origen mecánico debido al desarrollo de ondas de gravedad en los Pirineos y montañas del sistema prelitoral. Durante la noche se observan roturas de las ondas y saltos hidráulicos con elevada turbulencia mecánica asociada. Como se verá en la validación de la simulación, para esta situación la comparación con las estaciones superficiales y los radiosondeos no da buenos resultados. Toda esta elevada turbulencia simulada por el modelo, al igual que los intensos flujos nocturnos, se debe tomar con precaución. La tendencia del modelo para esta situación es a sobrestimar los distintos fenómenos que se acontecen. La dificultad de poder verificar el desarrollo de los saltos hidráulicos y las roturas de las ondas de gravedad deja con cierta incertidumbre los resultados de la simulación.

Debido al dominio de la advección del N durante el día y del NW durante la noche en la mitad sur del territorio, no se observan canalizaciones demasiado destacables. La descripción en detalle profundiza más en aquellas zonas donde los forzamientos orográficos son más importantes.

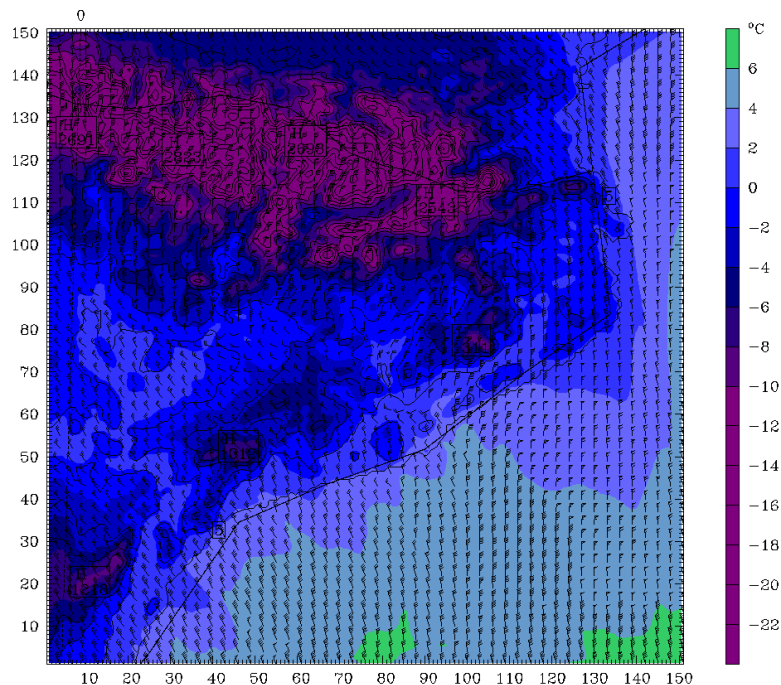
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: N-ND4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Thu 30 Jan 03  
 Fcst: 10.00 Valid: 0400 UTC Fri 31 Jan 03 (0400 LST Fri 31 Jan 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 5.0000 HIGH= 2755.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Dataset: N-ND4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Thu 30 Jan 03  
 Fcst: 14.00 Valid: 0800 UTC Fri 31 Jan 03 (0800 LST Fri 31 Jan 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



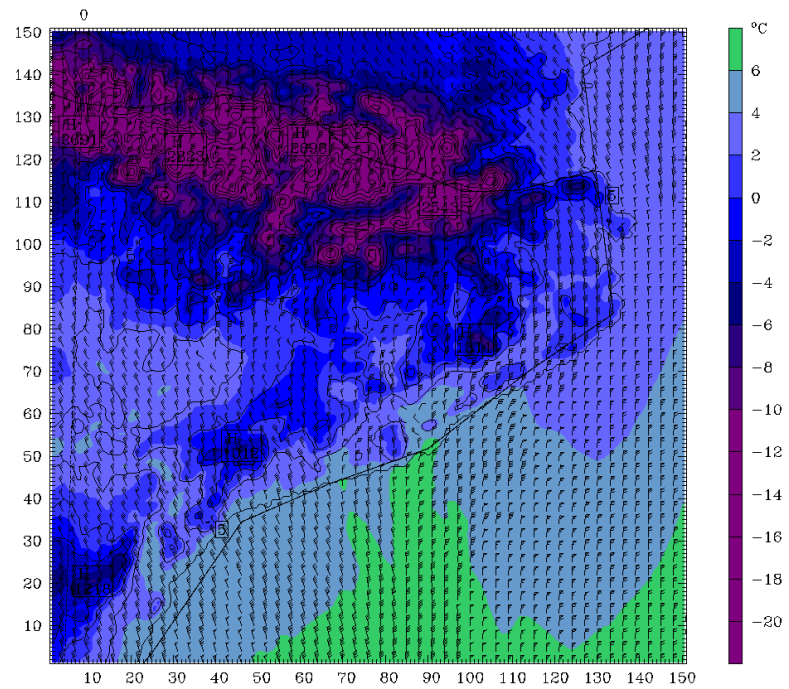
CONTOURS: UNITS=m LOW= 5.0000 HIGH= 2755.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

**Figura 7.7.4 Evolución cada cuatro horas del campo de vientos superficial y la temperatura del aire en el primer nivel del modelo con elevada resolución espacial (2 km) para el día 12 de agosto de 2003 (Resultados dominio D4; los vectores se han representado cada tres celdas; la evolución horaria se adjunta en el Anexo 1).**



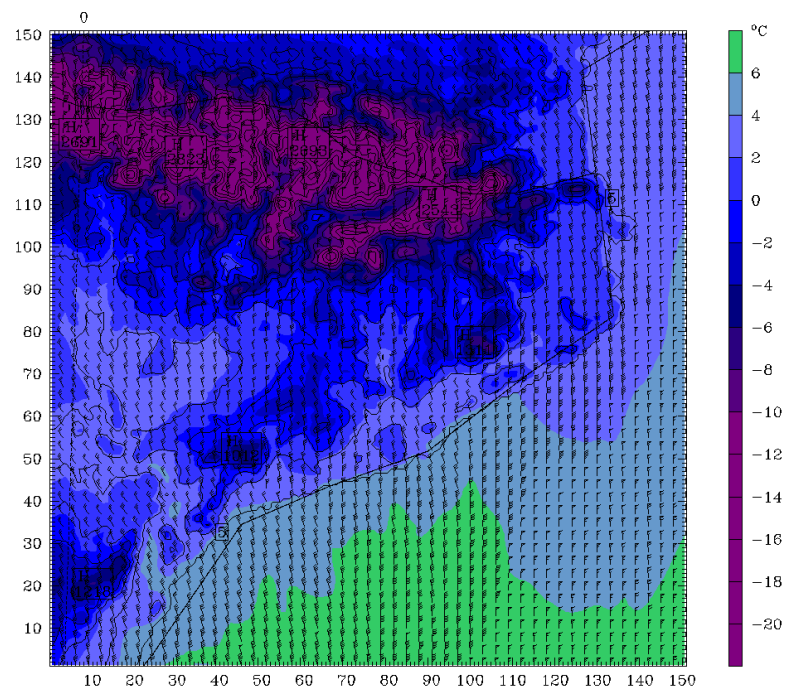
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: N-ND4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Thu 30 Jan 03  
 Fcst: 18.00 Valid: 1200 UTC Fri 31 Jan 03 (1200 LST Fri 31 Jan 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 5.0000 HIGH= 2755.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Dataset: N-ND4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Thu 30 Jan 03  
 Fcst: 22.00 Valid: 1600 UTC Fri 31 Jan 03 (1600 LST Fri 31 Jan 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL

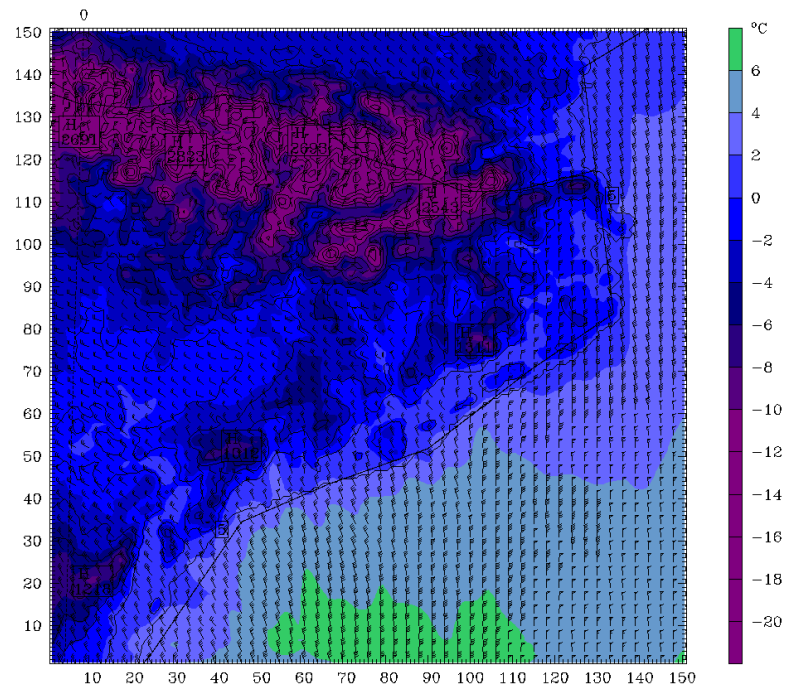


CONTOURS: UNITS=m LOW= 5.0000 HIGH= 2755.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Figura 7.7.4 Cont.

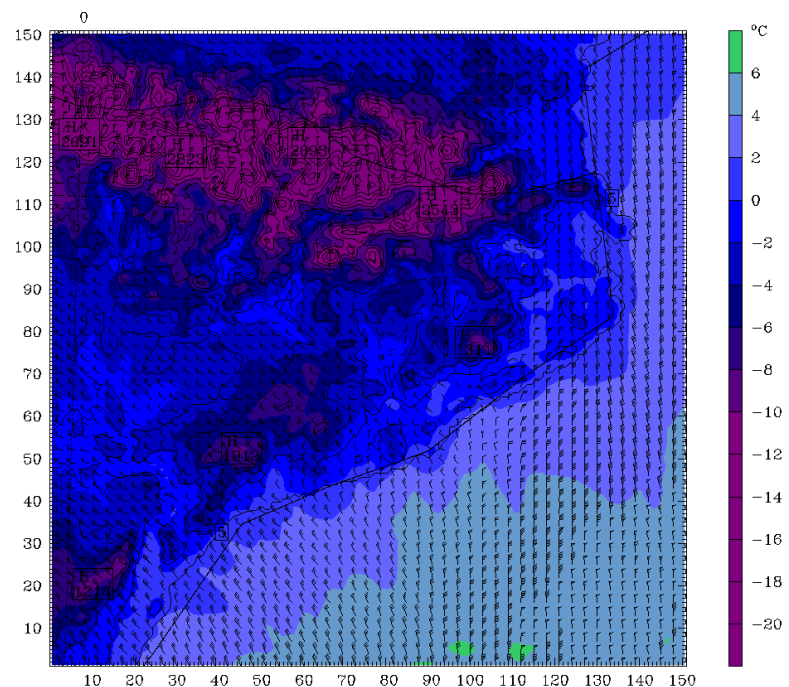
Capítulo 7: Descripción de las situaciones meteorológicas simuladas

Dataset: N-ND4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Thu 30 Jan 03  
 Fcst: 26.00 Valid: 2000 UTC Fri 31 Jan 03 (2000 LST Fri 31 Jan 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 5.0000 HIGH= 2755.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

Dataset: N-ND4 RIP: D4 srfw Init: 1800 UTC Thu 30 Jan 03  
 Fcst: 30.00 Valid: 0000 UTC Sat 01 Feb 03 (0000 LST Sat 01 Feb 03)  
 Temperature at sigma = 0.995  
 Horizontal wind vectors at sigma = 0.995  
 Terrain height AMSL



CONTOURS: UNITS=m LOW= 5.0000 HIGH= 2755.0 INTERVAL= 250.00  
 BARB VECTORS: FULL BARB = 5 m s<sup>-1</sup>  
 Model info: V3.5.0 No Cumulus Eta PBL Simple ice 2 km, 23 levels, 0 sec

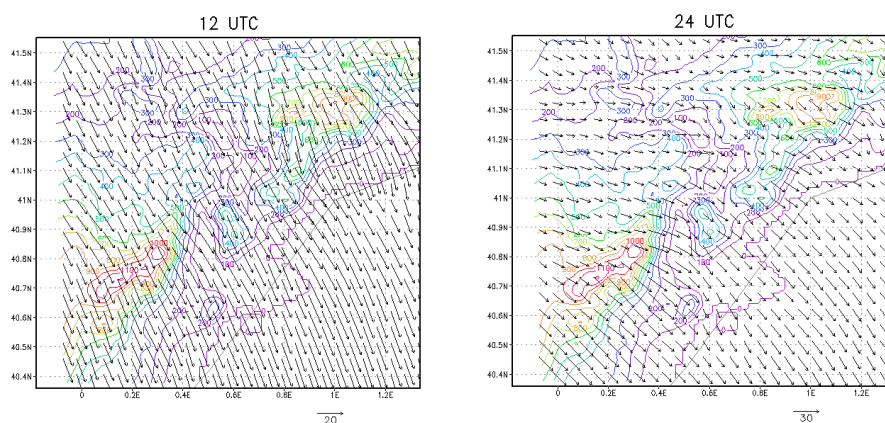
Figura 7.7.4 Cont.

### ***b) Tierras del Ebro***

Los vientos superficiales en la región del Ebro están dominados durante todo el día por los flujos sinópticos. El régimen nocturno presenta vientos en superficie del NW debido al establecimiento del Cierzo en la región. La intensidad de los vientos es fuerte en las regiones llanas, y muy fuerte en las cimas de las montañas del sistema prelitoral. Los flujos presentan velocidades entre 12 y 22 m/s. Durante el día la componente N domina con claridad.

En esta región y a lo largo de las cordilleras prelitorales se producen ondas de montaña intensas durante la noche, incluso se observan roturas de las ondas y saltos hidráulicos. Como se ha comentado, se tienen que tomar con precaución estos resultados.

La **Figura 7.7.5** presenta el flujo superficial en detalle a las 12 y 24 UTC. Durante las horas centrales del día el flujo sinóptico del NWN domina en toda la región. A sotavento de las cordilleras prelitorales es donde se producen los flujos más intensos, y cuando llegan al mar, por la menor rugosidad se aceleran significativamente con vientos muy fuertes en superficie de más de 20 m/s. Durante la noche, el debilitamiento de los flujos es notable en el interior, especialmente en las hondonadas. A sotavento de la cordillera prelitoral se forman ondas de gravedad con fuertes vientos en la ladera de sotavento. No se aprecian canalizaciones significativas, solo en la montaña de Muntanyes de Prades el flujo con una estratificación estable tiende a rodearlo.



**Figura 7.7.5 Campo de vientos superficial del subdominio de la tierras del Ebro a las 12 y 24 UTC del 31 de enero de 2003 (En blanco líneas de corriente de los vectores del viento y en escala de colores la velocidad horizontal del viento en m/s).**

### ***c) Depresión Central***

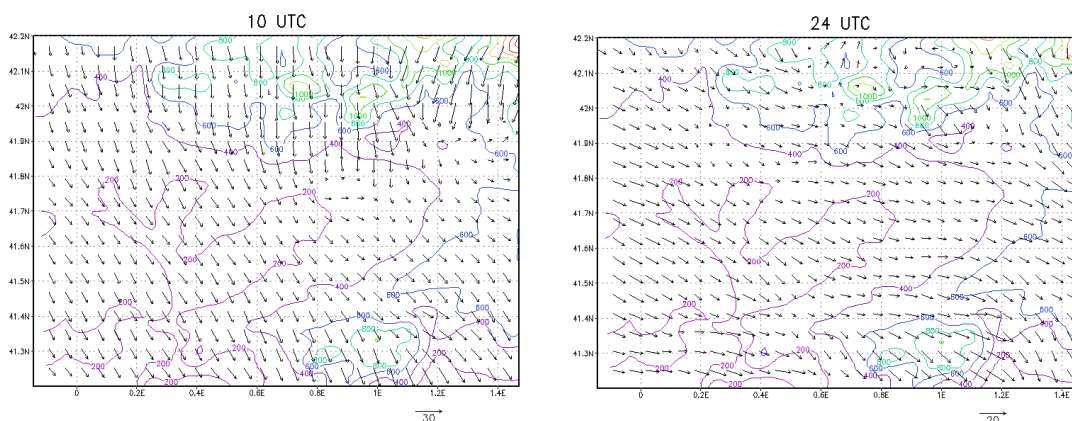
#### *i) Pla de Lleida y Plana d'Urgell*

Esta región está dominada durante las primeras horas del día por el flujo de NW con vientos fuertes en superficie de entre 12 a 15 m/s, más estable que el flujo sinóptico. Se observan regiones a sotavento de las últimas cordilleras pirenaicas con vientos moderados por el efecto de abrigo de las mismas. La intensidad de los vientos en la Plana d'Urgell tiende a ser más moderada que el Pla de Lleida al quedar más protegida por los Pirineos, y presenta un desacoplamiento vertical más importante. En superficie

se imponen flujos de componente W más importante, mientras que sobre 800 m s.n.m. los vientos del N dominan en toda la región.

A partir de las 8 UTC se observa como el flujo sinóptico del N va penetrando intermitentemente en la zona. Durante este período se observa como se producen zonas con vientos muy fuertes a sotavento de las cordilleras prepirenaicas, asociados a una rotura de la onda en altitud con un salto hidráulico, mientras pocos kilómetros más adelante se producen zonas con vientos débiles, justo a sotavento del salto hidráulico. La **Figura 7.7.6** muestra el efecto de estos fenómenos en altura sobre el campo de vientos superficial. Se observan vientos muy fuertes en las montañas prepirenaicas, y regiones muy debilitadas a sotavento.

El flujo del N se impone en superficie en la región a las 15 UTC. Con la penetración de estos flujos se empiezan a debilitar por el noroeste los vientos. Con el avance de la tarde los vientos del N van dejando paso al flujo del NW que se vuelve a canalizar por el valle del Ebro y afecta a la región. Con este flujo se extiende un debilitamiento generalizado en la región. Esto sucede a la vez que se desarrolla la capa superficial estable. Así, en la NBL domina el flujo del NW y por encima desacoplado se observan los vientos sinópticos del N con intensidad fuerte.



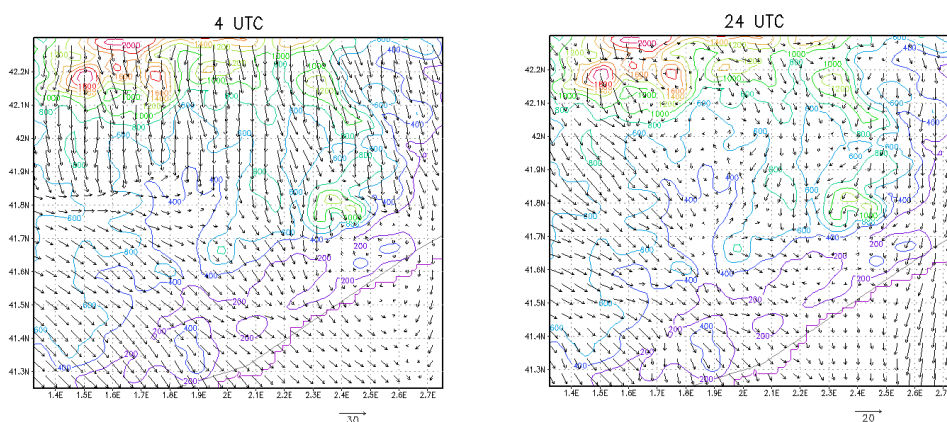
**Figura 7.7.6 Campo de vientos superficial del subdominio de Pla de Lleida y Pana d'Urgell a las 10 y 24 UTC del 31 de enero de 2003 (Color de los vectores: velocidad del viento m/s).**

*ii) Pla de Bages y Plana de Vic*

Los vientos en superficie de esta región vienen influidos por los fenómenos que se producen en altitud, como se ha descrito para la Plana d'Urgell. Las oscilaciones de las masas de aire en altitud, debido a las ondas de montaña, producen zonas con vientos superficiales muy débiles en comparación con los flujos de su entorno. Durante el régimen nocturno, mientras que la ladera sur de los Pirineos presenta fuertes vientos, al igual que el sistema prelitoral, en las regiones de las planicies interiores los vientos son moderados y de componente W. Se produce un desacoplamiento entre el flujo sinóptico y el superficial. Durante este período, sin embargo, se producen penetraciones intermitentes del flujo del N en superficie. Las cordilleras septentrionales de Pla de Bages y Plana de Vic presentan fuertes vientos que afectan parte del norte de las planicies.

Al noroeste de Pla de Bages se observa como se produce una convergencia del flujo del NW, que domina la mitad sur del AGC, y el flujo sinóptico del N, produciendo zonas con debilitamiento del flujo.

A partir de las 8 UTC, con el desarrollo de la ML se impone el flujo sinóptico en superficie. La intensidad en las planicies es más moderada que en las sierras que la rodean. La situación se mantiene hasta las 16 UTC, cuando empiezan a debilitarse los vientos por el Prepirineo. Este debilitamiento se extiende hacia la región. Con la entrada de la noche, el flujo de NW se vuelve a imponer en superficie, y la región queda con vientos moderados a débiles. Se observa como la zona queda en la región de abrigo aerológico de los Pirineos, y por sus laterales domina el flujo del NW a occidente y el del N a oriente (**Figura 7.7.7**).



**Figura 7.7.7** Campo de vientos superficial del subdominio del Pla de Lleida a las 4 y 24 UTC del 31 de enero de 2003 (Color de los vectores: velocidad del viento m/s).

#### ***d) Sistema litoral***

##### *i) Litoral sur*

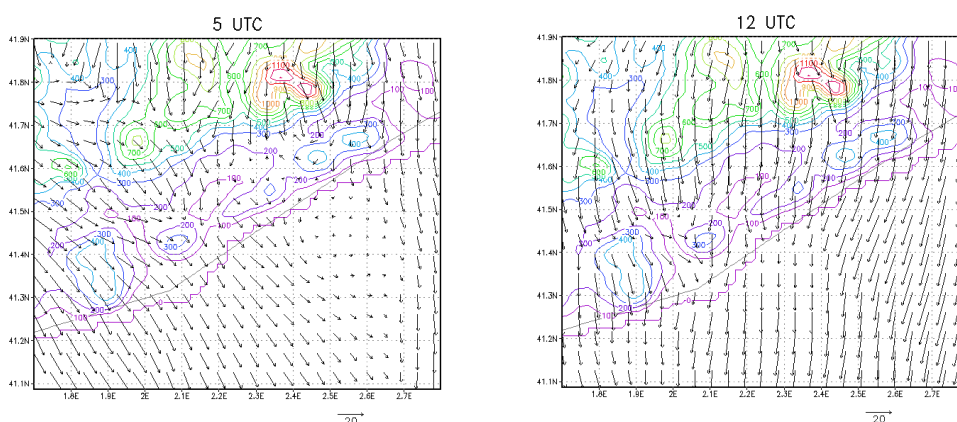
El litoral sur del AGC se ve afectado durante todo el día por flujos de NW de intensidad fuerte. Los vientos en superficie se aceleran a sotavento del sistema prelitoral y sobre el mar. Las sierras prelitorales inducen el desarrollo de ondas de montaña que producen fuertes vientos en la ladera de sotavento. Éstas se forman en mayor grado en las cordilleras del sur.

A partir de las 14 UTC, el establecimiento de los flujos del N por el interior aumenta la intensidad de los vientos en la costa, que toman una componente del N más marcada. Este reforzamiento del flujo dura hasta las 16 UTC, cuando la penetración por el noroeste del AGC de los flujos de NW va debilitando la intensidad de los vientos en superficie desde el interior hacia el litoral. A últimas horas del día la situación se debilita, observándose vientos moderados en la costa. Los fuertes vientos se mantienen en el sur, como se ha comentado antes.

*ii) Litoral central*

El litoral central se encuentra en una región de convergencia de los dos flujos principales que afectan el AGC durante la noche. De un lado, el NW del valle del Ebro que se extiende por el interior del AGC en superficie, y el flujo del N que sopla desde el golfo de León, penetrando por el nordeste del AGC. La convergencia de los dos flujos deja zonas con vientos débiles o encalmados en superficie. Estas zonas se desplazan de nordeste a suroeste a medida que los flujos del N se van imponiendo.

El régimen diurno se caracteriza por el establecimiento de los vientos del N por todo el litoral. Las montañas prelitorales ejercen de abrigo aerológico, observándose vientos de menor intensidad en la costa y Depresión Prelitoral. Las zonas de convergencia nocturnas desaparecen.



**Figura 7.7.8 Campo de vientos superficial del subdominio del Litoral central a las 5 y 12 UTC del 31 de enero de 2003 (Color de los vectores: velocidad del viento m/s).**

La **Figura 7.7.8** muestra a las 5 UTC como se producen vientos débiles en el litoral, y hacia el interior del mar debido a la convergencia de los flujos del N y NW. Este debilitamiento se observa hasta 600 m s.n.m. Por otro lado, las cordilleras del sistema prelitoral muestran fuertes vientos de componente N que con la formación de ondas de gravedad influyen en las elevadas velocidades de la Depresión Prelitoral. A las 12 UTC se observa el establecimiento del régimen del N desde el interior hasta la costa. Se observa alguna canalización poco marcada desde el Pla de Bages, pero los vientos fuertes del N tienden a barrer toda la región.

*iii) Litoral norte*

La zona nordeste del AGC se encuentra completamente influenciada por la Tramontana durante todo el día. Por la madrugada el flujo del N se va imponiendo por las planicies de la región, mientras que los límites occidentales quedan aún protegidos de los vientos fuertes del N por el abrigo de los Pirineos y la Serralada Transversal. La Tramontana se ha extendido por toda la región a las 6 UTC, presentando vientos en superficie muy fuertes superiores a 20 m/s.

Durante todo el día los fuertes vientos del N dominan la región. Las zonas del noroeste

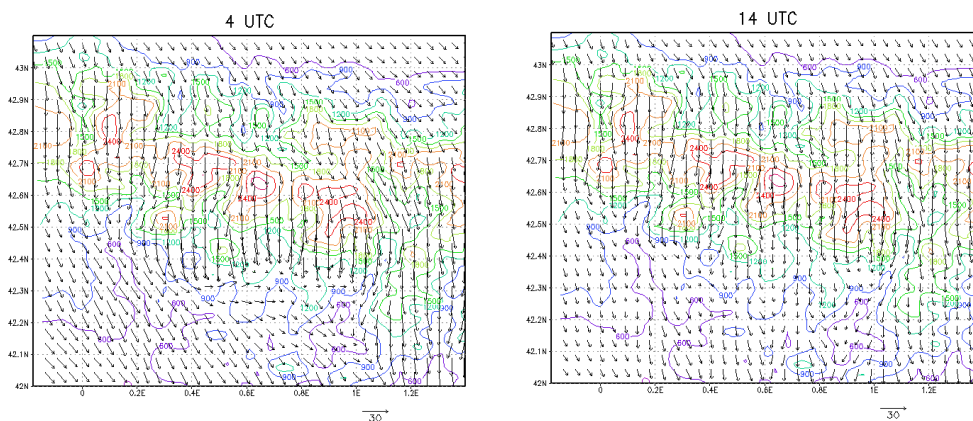
quedan un poco más protegidas del flujo por las cordilleras septentrionales. A partir de las 16 UTC el régimen empieza a debilitarse debido al alejamiento de la depresión del mediterráneo, que ya no induce un gradiente de presión tan marcado. El debilitamiento de los flujos se extiende desde el noroeste hacia la Plana de l'Empordà, y de ahí hacia el sur. La Tramontana se mantiene en toda la región durante la noche, pero con una intensidad no superior a 12 m/s. Sobre el mar, sin embargo, presenta aún fuertes vientos de 20 m/s.

La particular orografía del nordeste del AGC contribuye a que en una situación de advección del N se presenten fuertes vientos de componente N durante todo el día.

### e) Pirineos

Los vientos en los Pirineos están dominados por el flujo sinóptico del N. La formación de ondas de montaña, rotura de las ondas con generación de elevada turbulencia y saltos hidráulicos influye significativamente en los vientos en superficie.

Por la ladera norte, los flujos superficiales se desvían ligeramente al este, pero sin producirse un bloqueo importante, ya que se observa como superan el macizo por arriba. En la ladera sur, dominan los fuertes vientos en las cimas de las montañas de los Pirineos, y especialmente en los Prepirineos orientales.



**Figura 7.7.9** Campo de vientos superficial del subdominio del Pirineo occidental a las 4 y 14 UTC del 31 de enero de 2003 (Color de los vectores: velocidad del viento m/s).

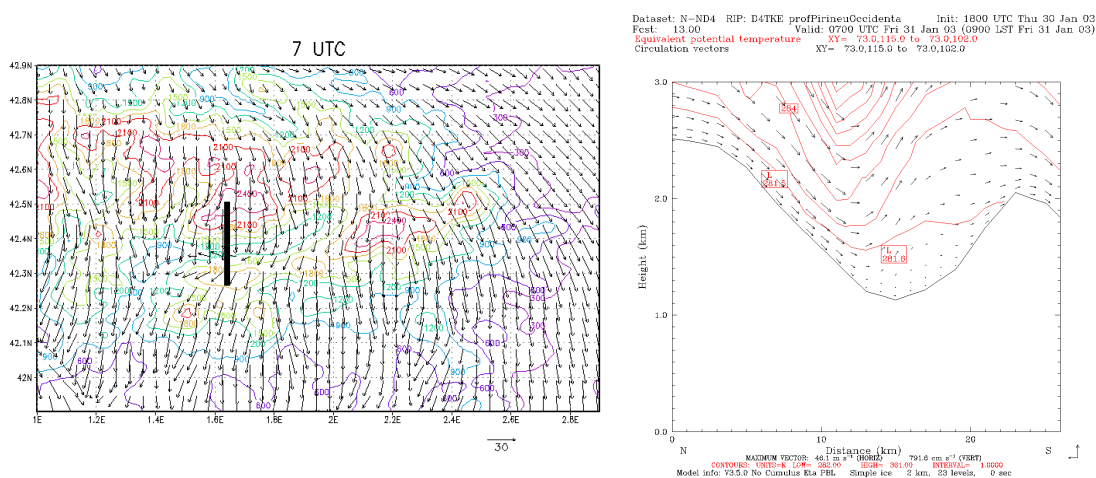
### i) Pirineo occidental

Los vientos más intensos se observan en las cimas de las montañas, y en función de la estructura vertical se pueden llegar a producir fuertes vientos en la ladera de sotavento. La **Figura 7.7.9** se observa como a las 4 UTC se producen vientos muy intensos en la ladera sur de las cordilleras pirenaicas, mientras que pocos kilómetros al sur se produce una zona donde los vientos presentan velocidades moderadas a débiles. Esta estructura de los vientos superficiales es indicativa que el modelo ha simulado un salto hidráulico en altitud. A las 14 UTC, los fuertes vientos se producen en la cima, y no se observan los intensos flujos en la ladera sur de la noche. La región a sotavento de los Pirineos

presenta vientos del N con mayor velocidad que la que presentaban durante la noche. Este distinto comportamiento se atribuye, como se ha dicho, a la evolución de los flujos en altitud. Cabe resaltar algunas canalizaciones forzadas que se observan en los valles de la ladera sur durante todo el día, sin embargo, los fuertes vientos del N no permiten que se desarrollen circulaciones muy marcadas.

ii) Pirineo oriental

En los Pirineos orientales destacan los flujos que se desarrollan en el valle de la Cerdanya. Los vientos sinópticos del N dominan en todo el macizo, pero la Cerdanya queda protegida por las altas montañas que la limitan de este a oeste. Así, se observa un debilitamiento de los vientos en el valle y el desarrollo de una circulación durante algunas horas del día hacia el oeste. La **Figura 7.7.10** presenta el campo de vientos superficial a las 7 UTC, donde se observa como los flujos del norte no afectan a parte del valle de la Cerdanya. Los fuertes vientos de las montañas del norte no llegan a influir a las regiones centrales del valle al inyectarse, como muestra el corte vertical transversal al valle. La temperatura potencial representada en el corte muestra como en altitud se produce una onda que influye en los vientos superficiales. Este comportamiento se observa intermitentemente en el valle, y durante algunas horas el flujo del N afecta a la región. Así, durante algunas horas se desarrolla un flujo del E débil que va drenando por el valle.



**Figura 7.7.10 (a) Campo de vientos superficial del subdominio del Pirineo oriental a las 7 UTC del 31 de enero de 2003, y (b) corte vertical por el valle de la Cerdanya (Color de los vectores: velocidad del viento m/s; la localización del corte se indica en (a) en color negro).**

La **Figura 7.7.10a** muestra también fuertes vientos en la ladera sur de las montañas prepirenaicas asociados a la formación de roturas de las ondas de gravedad en altitud. El límite este del macizo está más influido por los flujos de NW. Por la ladera norte se observa como los vientos presentan una marcada componente de NW.

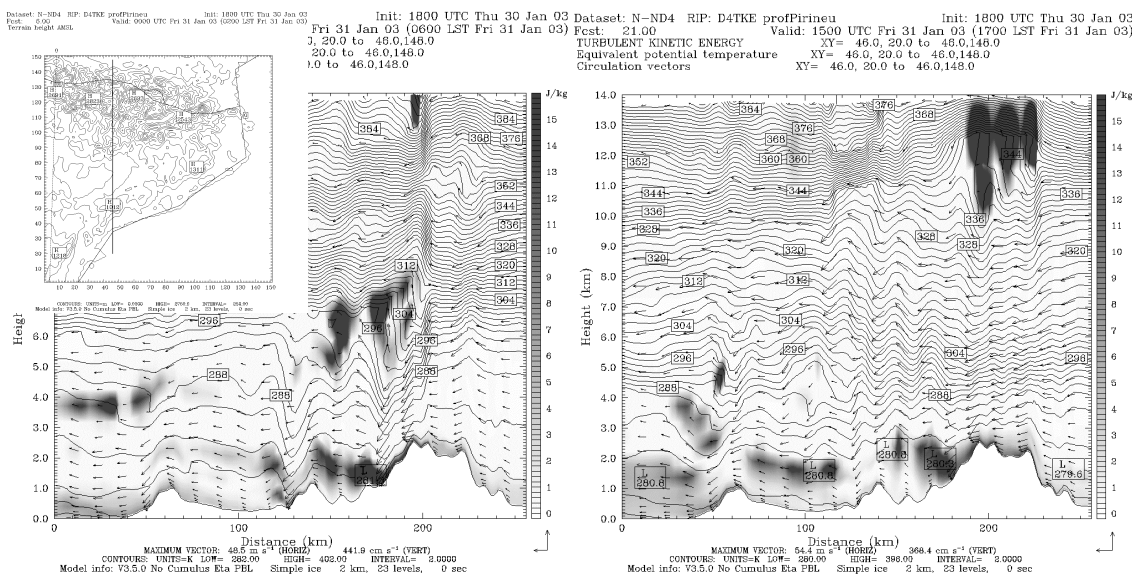
Los resultados del modelo para la fuerte advección del N del día 31 de enero muestran complejas estructuras verticales, que se presentan en gran amplitud en los Pirineos. En el siguiente punto se describen en mayor detalle.



**f) Estructura vertical: ondas de montaña**

La estructura vertical es muy compleja para la situación de advección del norte. El flujo estable que se ve forzado a superar los Pirineos produce ondas de gravedad internas. En función de la velocidad del flujo, la cizalla vertical y la estabilidad atmosférica se pueden llegar a producir la rotura turbulenta de las ondas de montaña y saltos hidráulicos en la ladera de sotavento (p.e., Queney et al., 1960; Smith, 1979; Stull, 1988; Whitemann, 2000). Aunque los modelos meteorológicos bidimensionales y tridimensionales han sido capaces de simular la generación de ondas de gravedad (p.e., Smith, 1979), la evolución (p.e., Smith y Gronas, 1993; Schär y Durran, 1997), y la rotura (Clark y Peltier, 1977; Bacmeister y Schoeberl, 1989), aún quedan varios aspectos sobre la naturaleza de la rotura turbulenta de las ondas de gravedad tridimensionales. Además, no se ha demostrado conclusivamente que los modelos numéricos puedan predecir con precisión la ocurrencia de las roturas de ondas de gravedad en una topografía tridimensional compleja (Doyle et. al, 2000). Es por todo esto que los resultados del modelo para esta situación se deben tomar con cautela, ya que, los flujos en superficie como en altitud están íntimamente relacionados con el desarrollo de las ondas de gravedad, con presencia de rotura turbulenta y saltos hidráulicos. Como se ha descrito en el **Capítulo 3**, el desarrollo de un salto hidráulico produce un aumento significativo de los vientos superficiales de la ladera de sotavento, pudiéndose alcanzar velocidades muy fuertes, como se ha observado en distintas regiones del AGC. Este fenómeno se denomina *down slope windstorm* en inglés.

La **Figura 7.7.11** muestra un corte vertical de la temperatura potencial, la TKE y los vientos realizado en el dominio D4 sobre los Pirineos a las 4 y 15 UTC.



**Figura 7.7.11 Corte vertical de la temperatura potencial, energía cinética turbulenta (TKE) y vientos a las 4 y 15 UTC del día 31 de enero de 2003 para los resultados del dominio D4 (La localización del corte se indica en el panel de la izquierda).**

Se observa como durante la madrugada, se producen ondas de gravedad y la rotura turbulenta de las mismas entre 4 y 8 kilómetros en altitud. En esta región se produce una fuerte turbulencia como muestran los valores de TKE. La complejidad orográfica de la

zona de los Pirineos, la velocidad del flujo y su estabilidad produce una rotura de la onda de montaña a sotavento de los Pirineos, con un salto hidráulico. Estas complejas estructuras verticales inducen fuertes vientos superficiales en las laderas de sotavento, a la vez que justo a sotavento del salto hidráulico, los flujos en superficie se encalman súbitamente. Por eso en esta situación sinóptica es de esperar regiones encalmadas justo después de zonas con fuertes vientos cercanas a importantes accidentes orográficos.

Los flujos de momento verticales asociados con la rotura de ondas de gravedad y a la fricción orográfica (*orographic drag*) tienen un profundo impacto en la circulación general de la atmósfera (Bretherton, 1969). Las roturas de las ondas de gravedad producidas por la presencia de un obstáculo orográfico se pueden hallar en la baja estratosfera (p.e., Doyle et al., 2000). El límite vertical de la configuración utilizada para la simulación no permite describir este fenómeno, pero las inestabilidades que se observan a 13 km son indicativas de la formación de otra rotura de la onda de gravedad por encima.

Al mediodía ya no se aprecian estructuras tan complejas en el corte, aunque se observa por encima de 10 km una fuerte turbulencia asociada a los restos de un salto hidráulico producido durante las horas previas. Los Pirineos inducen la formación de una onda de gravedad, sin observarse una rotura turbulenta. Los vientos en la ladera de sotavento ya no son tan intensos, y la TKE ha disminuido. En cambio, hacia el anochecer con la estabilización de las masas de aire superficiales se vuelven a observar roturas de las ondas de gravedad y formación de saltos hidráulicos. Para el día 31 de enero, los Pirineos orientales es donde se observa la formación de estos fenómenos con mayor intensidad.

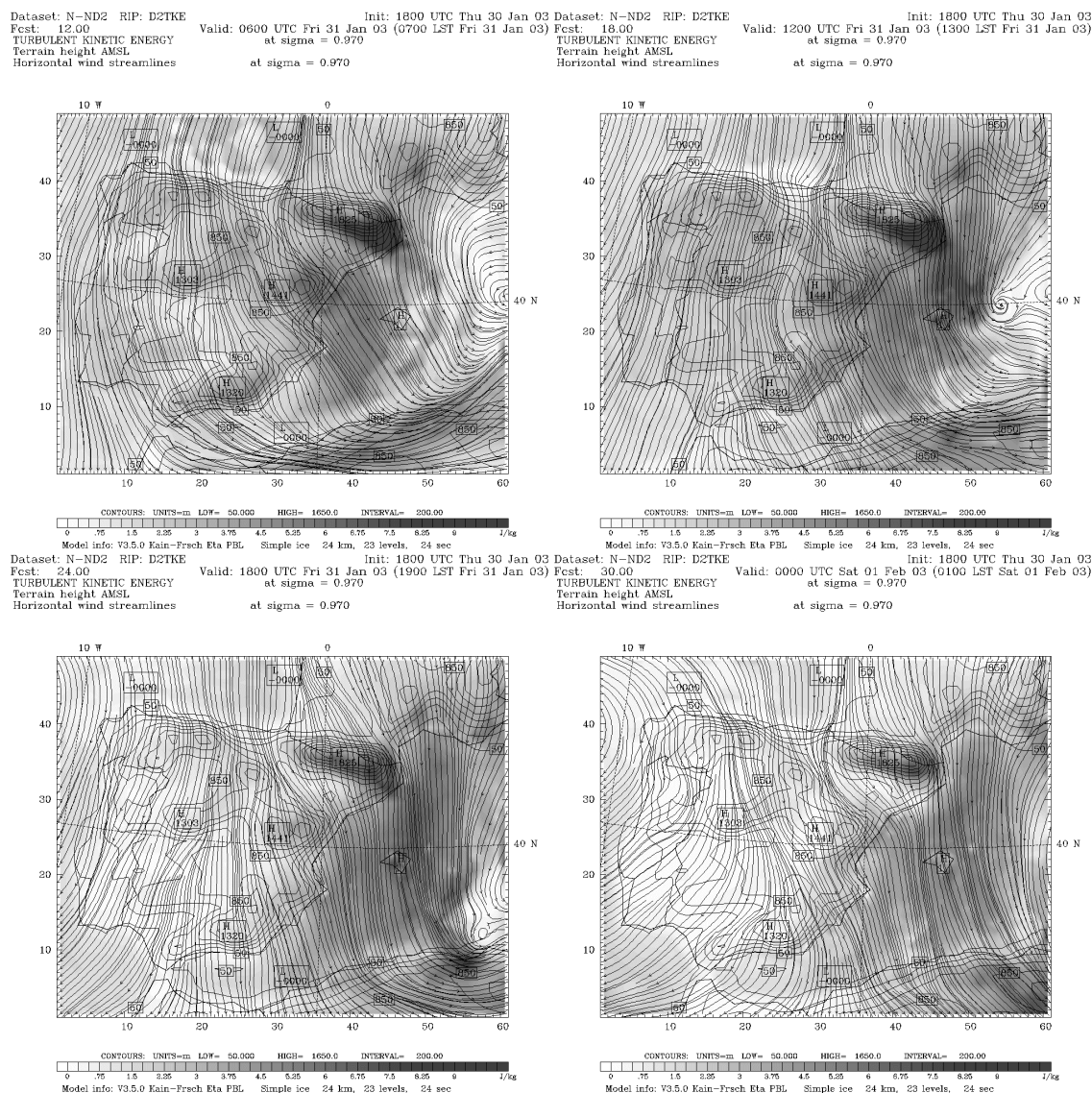
## 7.7.5 Energía cinética turbulenta

### 7.7.5.1 Península Ibérica

La descripción de la energía cinética turbulenta (TKE) permite caracterizar las propiedades dispersivas de la atmósfera en la ABL. La **Figura 7.7.3** presenta un corte vertical por la Península Ibérica donde se observa la evolución diaria de la TKE.

La situación del día 31 de enero de 2003 se caracteriza por los fuertes flujos del N que afectan a la Península. En estas condiciones la generación de TKE por efecto mecánico domina durante las horas nocturnas, como se ve en el perfil de las 00 y las 6 UTC. El flujo atlántico presenta una turbulencia importante por la cizalla vertical, y su estratificación neutra. Al penetrar por el interior de la Península, la rugosidad del suelo acentúan esta cizalla y se genera más TKE, con valores de hasta 6 J/kg a sotavento del Sistema Central. Estos valores elevados se asocian al efecto de la onda de gravedad interna sobre las capas superficiales de la atmósfera. Como se observa, los vientos de la ladera sur del Sistema Central se intensifican significativamente. A las 6 UTC, la estabilización de las capas superficiales tiende a disipar la TKE. Es interesante destacar como en la mitad sur peninsular, la fuerte turbulencia de las primeras horas de la simulación ha dejado una capa neutra en altura. Esta no se asocia a la RL, ya que su formación es debido al transporte de la turbulencia generada por efecto mecánico, especialmente a sotavento del Sistema Central hacia la mitad sur.

Durante el día, con el calentamiento superficial debido a la insolación, se produce TKE por efecto térmico. Se debe señalar que como se ha descrito anteriormente, la depresión mediterránea se ha alejado del litoral peninsular con la penetración lentamente de la dorsal anticiclónica por la Península. Este hecho hace que la producción de TKE por efecto mecánico haya disminuido significativamente. Los valores de TKE a las 12 UTC no superan los 3 J/kg, valores muy inferiores a los observados durante la noche, y más característicos de la formación de origen térmico. La turbulencia en la ML está distribuida uniformemente hasta 2000 m s.n.m.



**Figura 7.7.12 Energía cinética turbulenta y líneas de corriente en el tercer nivel del modelo a las 6, 12, 18 y 24 UTC del día 31 de enero de 2003 (Resultados del dominio D2).**

El litoral norte presenta valores muy bajos de TKE por la influencia del flujo atlántico y al desarrollo de la TIBL, como se ha comentado. La región del estrecho de Gibraltar presenta una turbulencia moderada durante todo el día, debida al transporte de TKE del interior por los flujos del N, a la producción por efecto mecánico, y por la cizalla vertical del viento en esta región, donde la canalización de los flujos en superficie por el estrecho está desacoplada de los flujos de componente N en niveles superiores.

A las 18 UTC, la estabilización de las capas superficiales ha inhibido la producción de TKE. En la Meseta norte aún se observan valores bajos de TKE (en comparación a los observados durante todo el día) como restos de la turbulencia generada durante el día y por la penetración no tan intensa del flujo del norte a estas horas.

A las 24 UTC se observan algunos restos de TKE en las cimas de los sistemas orográficos. La penetración de la dorsal anticiclónica induciendo una débil subsidencia generalizada contribuye a la inhibición de la formación de TKE.

La evolución de la TKE para toda la Península Ibérica se muestra con un corte horizontal en el tercer nivel del modelo junto con las líneas de corriente (**Figura 7.7.12**). Las líneas de corriente permiten describir la dirección del flujo incidente, y observar los forzamientos orográficos inducidos.

La fuerte advección del norte produce elevados niveles de TKE debido a la cizalla vertical del viento, obsérvese las regiones sobre el mar Cantábrico, y por la fricción con el terreno. La compleja orografía peninsular favorece la generación de TKE de origen mecánico cuando un flujo advectivo de intensidad fuerte penetra por la región. A sotavento de los Pirineos es donde se observan los máximos de TKE durante todo el día. Como se describirá más adelante esta producción está inducida por la formación de roturas de las ondas de gravedad a sotavento del macizo. A las 12 UTC se aprecia como el calentamiento del suelo ha inestabilizado los estratos superficiales del aire produciendo TKE de origen térmico. Cuando la atmósfera se va calentando en contacto con la superficie terrestre, el empuje térmico (*bouyance*) favorece los movimientos verticales y contribuye a la generación de TKE. Al final del día, el debilitamiento de los flujos del norte por la entrada de la dorsal anticiclónica por el norte peninsular hace disminuir la generación de TKE de origen mecánico. Por otro lado, la estabilización superficial, junto con la subsidencia anticiclónica favorece la disipación de TKE durante las últimas horas del día. Es importante el transporte de TKE desde el nordeste peninsular hacia el Mediterráneo.

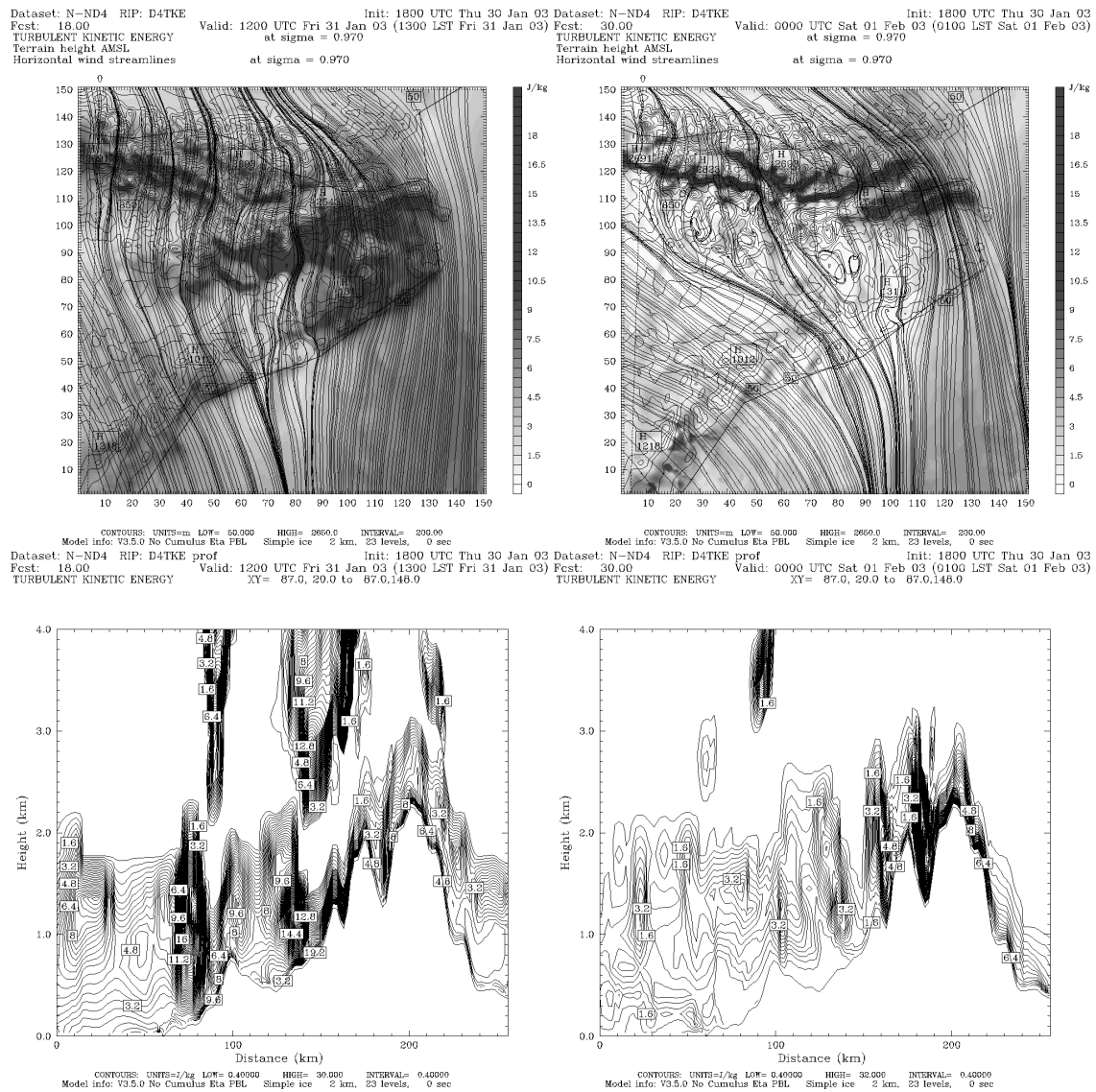
#### 7.7.5.2 Área geográfica de Catalunya

La **Figura 7.7.13** muestra la TKE para la tercera capa del modelo (219 m s.n.t.) a las 12 y 24 UTC, y un corte vertical. Como se ha ido viendo a lo largo de la descripción del día 31 de enero de 2003, los fuertes flujos del N producen una elevada turbulencia mecánica. En esta situación es especialmente relevante por la simulación de roturas de ondas de gravedad que generan cantidades de TKE muy elevadas en altitud. La región de los Pirineos y el nordeste de Catalunya son las zonas con niveles de TKE superiores durante todo el día. La compleja orografía pirenaica produce una cizalla vertical en el flujo incidente muy marcada.

Los vientos del N sobre el Mediterráneo también presentan niveles de turbulencia elevados debido a la cizalla vertical. Las regiones más expuestas al flujo del N presentan los niveles de TKE en superficie más elevados.

A medida que el flujo sinóptico el N va perdiendo intensidad, los niveles de TKE descienden sensiblemente. Se observa como a últimas horas del día, la penetración del

flujo del NW por superficie, con una estratificación estable importante inhibe la generación de TKE. Tanto en el corte horizontal como en el vertical se aprecia claramente la influencia de este flujo en los niveles de TKE. En los Pirineos se producen niveles elevados de TKE de origen mecánico durante toda la simulación.



**Figura 7.7.13** Energía cinética turbulenta en (a) la tercera capa del dominio D4 (b) en un corte vertical a las 12 y 24 UTC para el día 31 de enero de 2003 (Resultados del dominio D4; corte vertical indicado en color negro en la Figura 7.1b).

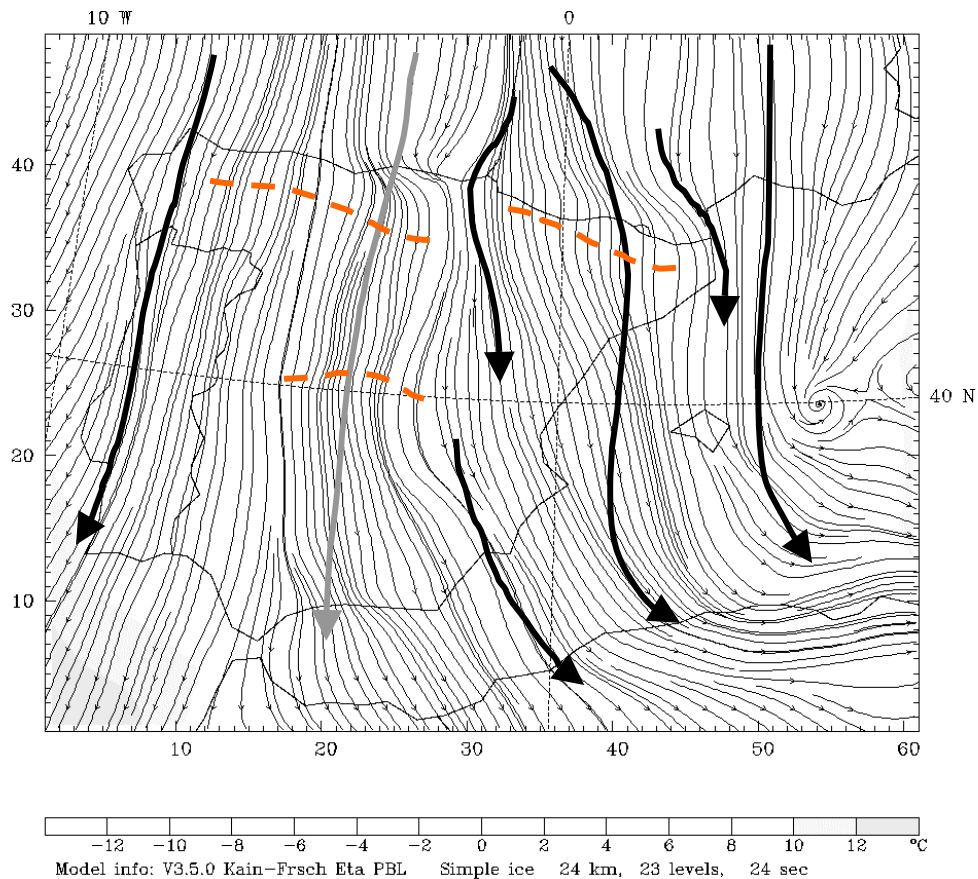
## 7.7.6 Modelo conceptual de las circulaciones que se acontecen en una situación del NW-N

### 7.7.6.1 Península Ibérica

La **Figura 7.7.14** presenta un esquema de síntesis de las circulaciones que se han observado en la Península Ibérica en una situación de NW-N.

El régimen nocturno se caracteriza por:

- La estabilidad de las capas superficiales en el interior favorecen que los flujos se canalicen según la orografía de la región.
- En el caso que el forzamiento sinóptico sea fuerte domina la transferencia de momento descendente en toda la región, excepto en zonas donde la canalización de las masas de aire se impone, como es el caso del valle del Ebro.



**Figura 7.7.14 Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en la Península Ibérica durante una situación de NW-N. Líneas de corriente y temperatura del aire en superficie a las 12 UTC del 31 de enero de 2003 [Línea naranja discontinua: zonas con desarrollo de ondas de gravedad; Línea gris: circulación a 500 hPa; Línea negra: circulación en superficie].**

- Con vientos suficientemente intensos y una estratificación estable se desarrollan ondas de gravedad internas en los sistemas orográficos más importantes. Los Pirineos y el Sistema Central son los obstáculos orográficos donde se observa la formación de ondas de gravedad durante una advección del norte.
- La canalización del Ebro influye notablemente en la formación de ondas de gravedad en el Sistema Ibérico, ya que los flujos nocturnos superficiales tienden a canalizarse por el valle, y evitan el forzamiento orográfico del Sistema Ibérico. Por ello no se observa la formación de ondas de gravedad en estas cordilleras.
- Durante la noche se observa el desarrollo de vientos regionales en el nordeste peninsular: Cierzo y Tramontana.
- Las canalizaciones nocturnas más importantes son la del valle del Ebro, la del

los Pirineos-Macizo Central, y la del Sistema Ibérico-Sistema Bético. Éstas son los pasos naturales para que los flujos del interior drenen hacia el mediterráneo. En función de la intensidad del viento, la última puede anularse.

El régimen diurno se caracteriza por:

- La inestabilización de la ABL durante el día por efecto de la insolación produce la desaparición de las ondas de montaña.
- El forzamiento sinóptico anula las canalizaciones desarrolladas durante la noche, y se impone la transferencia de momento descendiente en toda la región.
- Los Pirineos son el único obstáculo donde parte de los flujos superficiales se ven obligados a rodearlo.
- La Tramontana se mantiene durante el día, mientras que el Cierzo se puede llegar a anular por los flujos del N.
- Durante el día no se aprecian canalizaciones significativas, a excepción de la de los Pirineos-Macizo Central. El flujo superficial presenta un dominio sinóptico general.

#### 7.7.6.2 Área geográfica de Catalunya

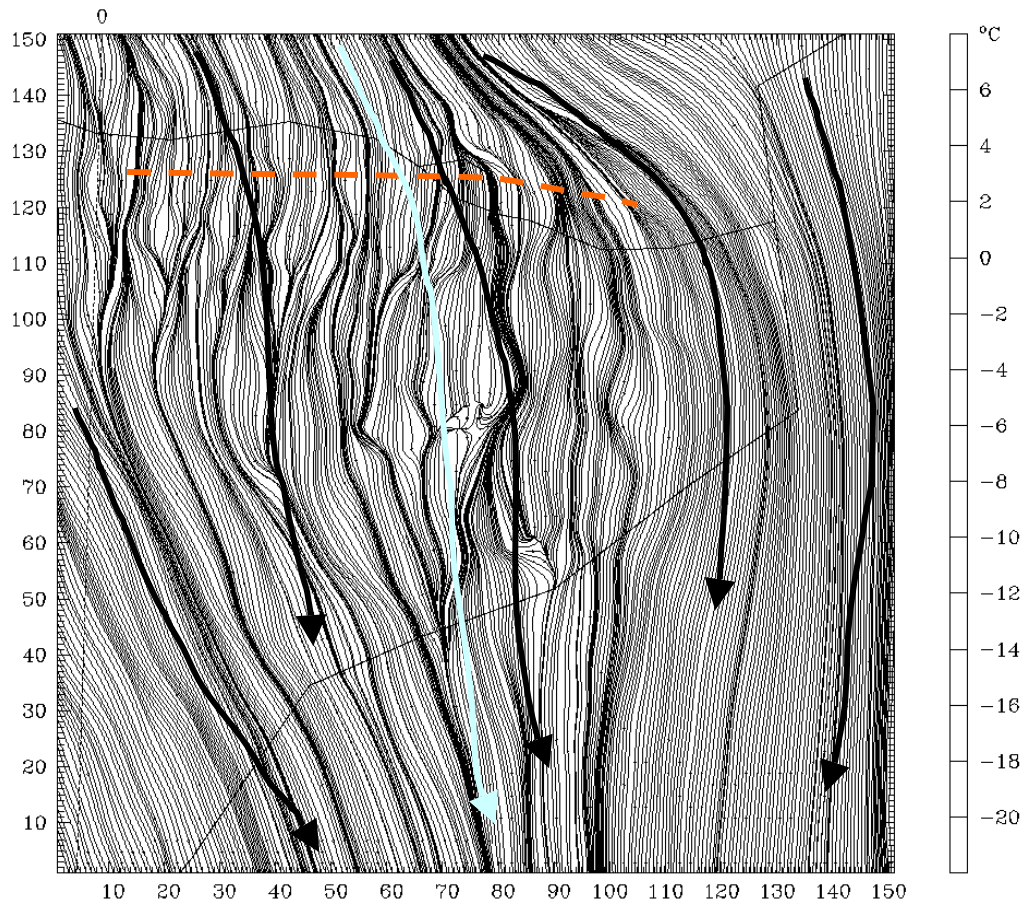
El régimen nocturno se caracteriza por:

- Fuertes vientos en altura con el desarrollo de ondas de gravedad en los Pirineos y la posibilidad de producirse la rotura de la onda con la generación de elevada turbulencia en altura por forzamiento orográfico de masas estables. Con la rotura de la onda se asocia un salto hidráulico. Esta compleja estructura induce fuertes vientos en la ladera de sotavento justo debajo del salto hidráulico, y pocos kilómetros por delante del salto hidráulico se forman zonas de encalmamiento.
- Junto con estos procesos, los flujos superficiales se dividen en una canalización del NW por el valle del Ebro que puede afectar al Pla de Lleida y zonas interiores de Catalunya, un flujo del N en el límite oriental asociado al viento local de la Tramontana, y la penetración del flujo estable del N que supera los Pirineos. El viento del NW se observa en superficie dentro de la ABL durante las horas nocturnas (ver Figura perfil temp potencial y vientos), desacoplado del flujo del N sinóptico. Con el avance de la mañana, los flujos del N se imponen en superficie a este régimen.
- Formación de una zona de vientos débiles a barlovento de la convergencia de la Tramontana y el flujo del NW. Se desplaza a medida que el segundo va perdiendo intensidad.
- Desarrollo de algunos flujos de drenaje nocturnos en períodos durante los cuales los flujos en altura no afectan. Caso de la Cerdanya.
- Formación de TKE de origen mecánico por importante cizalla vertical y fuerte turbulencia asociada a la rotura de las ondas de gravedad en altitud. Valores muy elevados, superiores a los observados durante el día.

El régimen diurno presenta las siguientes características:

- Dominio sinóptico en todos los niveles del flujo del N. Los vientos en superficie presentan una componente generalizada del N

- No se observa la formación de saltos hidráulicos y roturas de ondas de gravedad. La inestabilización de los estratos superficiales facilita que el flujo septentrional supere los Pirineos sin el desarrollo de estos fenómenos.
- Generación de TKE de origen térmico con el desarrollo de la ML. Restos de TKE mecánica de las estructuras nocturnas, sobre todo en altitud.



**Figura 7.7.15 Modelo conceptual de las circulaciones que se desarrollan en el área geográfica de Catalunya durante una situación de NW-N. Líneas de corriente y temperatura del aire en superficie a las 12 UTC del 31 de enero de 2003 [Línea naranja discontinua: zonas con desarrollo de ondas de gravedad; línea azul claro: circulación a 500 hPa; línea negra: circulación en superficie].**

### 7.7.7 Validación de la simulación NW-N: 31 de enero de 2003

En el inicio de la discusión de los resultados de la simulación NW-N se ha comentado la problemática con las condiciones de inicialización utilizadas para el modelo mesoscalar. Este aspecto se deberá tener en cuenta al analizar los estadísticos que se calculan para la validación de la simulación.

Para esta situación no ha sido posible disponer de estaciones en superficie localizadas por la Península Ibérica para analizar los resultados del dominio D2. Es por eso que sólo se han utilizado los radiosondeos de la red europea que se lanzan en la Península Ibérica.



**7.7.7.1 Dominio D2: Península Ibérica**

**a) Radiosondeos europeos**

A partir de la información de temperatura y viento proporcionada por los radiosondeos se ha calculado el RMSE, MAE, NMAE y BIAS para tres capas de la troposfera: superficie - 1200 m s.n.m., 1200 m - 5000 m, y de 5000 m – 10000 m. Esta división permite analizar el comportamiento del modelo en la baja, media y alta troposfera por separado y determinar la capacidad del mismo de modelar la estructura troposférica. Los estadísticos se han calculado para los radiosondeos disponibles a las 00, 12 y 24 UTC del día de estudio.

**Tabla 7.7.1 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la verificación de los resultados del dominio D2 a partir de radiosondeos para el día 31 de enero de 2003.**

Temperatura (°C)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	2.82	4.06	2.96	2.03	2.97	2.09	0.05	0.07	0.05	0.34	0.86	0.81
1200/5000	1.37	2.02	2.67	1.14	1.55	2.04	0.42	0.50	0.39	-0.39	-0.31	-0.50
<1200	2.98	2.37	2.23	2.53	2.08	1.97	0.45	0.63	1.16	-2.53	-1.88	-1.52
Velocidad del viento (m/s)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	7.23	9.29	8.65	5.75	7.35	7.53	1.01	1.00	1.09	-1.30	-1.82	-4.64
1200/5000	3.69	5.15	6.59	2.89	4.15	4.69	0.95	0.96	0.96	0.52	0.13	1.53
<1200	5.46	6.80	4.65	4.14	5.65	3.73	0.87	0.76	0.71	1.37	3.13	2.76
Dirección (°)												
	RMSE			MAE			NMAE			BIAS		
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC	00 UTC	12 UTC	24 UTC
5000/10000	11.00	22.45	9.99	8.44	15.93	7.80	1.12	4.70	---	3.76	8.66	0.19
1200/5000	13.75	20.94	25.28	11.00	15.46	16.68	1.32	2.65	---	7.28	14.04	10.52
<1200	30.80	25.40	28.49	26.20	20.26	25.76	1.66	2.33	3.15	20.43	15.78	9.31

La estaciones utilizadas en el cálculo de los estadísticos han sido: Dar-El-Beida, Gibraltar, Madrid, Murcia, Lisboa, Palma y Santander.

La **Tabla 7.7.1** presenta los valores de los estadísticos para la temperatura (°C), la velocidad del viento (m/s) y la dirección del viento (°). El modelo subestima la temperatura por debajo de los 5000 m. Los errores absolutos quedan acotados por debajo de 3 °C en toda la troposfera. En la ABL y en la troposfera alta es donde se producen las diferencias mayores. Cabe reseñar que el comportamiento del modelo es bastante constante. Solo en la troposfera alta el modelo tiende a sobrestimar la temperatura, en el resto presenta una troposfera más fría.

Sin embargo, el modelo presenta evidentes dificultades para reproducir las observaciones de los radiosondeos en lo que se refiere a la velocidad del viento. Éste sobrestima los flujos por debajo los 5000 m. Como se ha comentado en el inicio de este punto, y se apuntaba en la validación de los resultados del dominio D1, parece ser que la evolución de la compleja situación del día 31 de enero de 2003 no se consigue modelar con satisfacción. La intensidad de la ciclogénesis mediterránea es demasiado elevada, en comparación con los análisis, con lo que se inducen unos flujos excesivamente intensos. Los errores en la capa fronteriza son de unos 4 m/s, y se incrementan en altitud. El modelo tiende a subestimar la intensidad del flujo en la troposfera alta, y a sobrestimarla en el resto. Este comportamiento está inversamente relacionado con el de la temperatura.

No obstante, la dirección del viento muestra un buen comportamiento. La ABL presenta los errores superiores, pero no superan los 30°. La tendencia del modelo a simular velocidades a la derecha de las observaciones se mantiene en toda la troposfera y durante todas las horas, con mayor intensidad en la ABL a las 00 y 12 UTC.

#### **7.7.7.2 Dominio D4: Área geográfica de Catalunya**

##### ***a) Temperatura y viento en superficie***

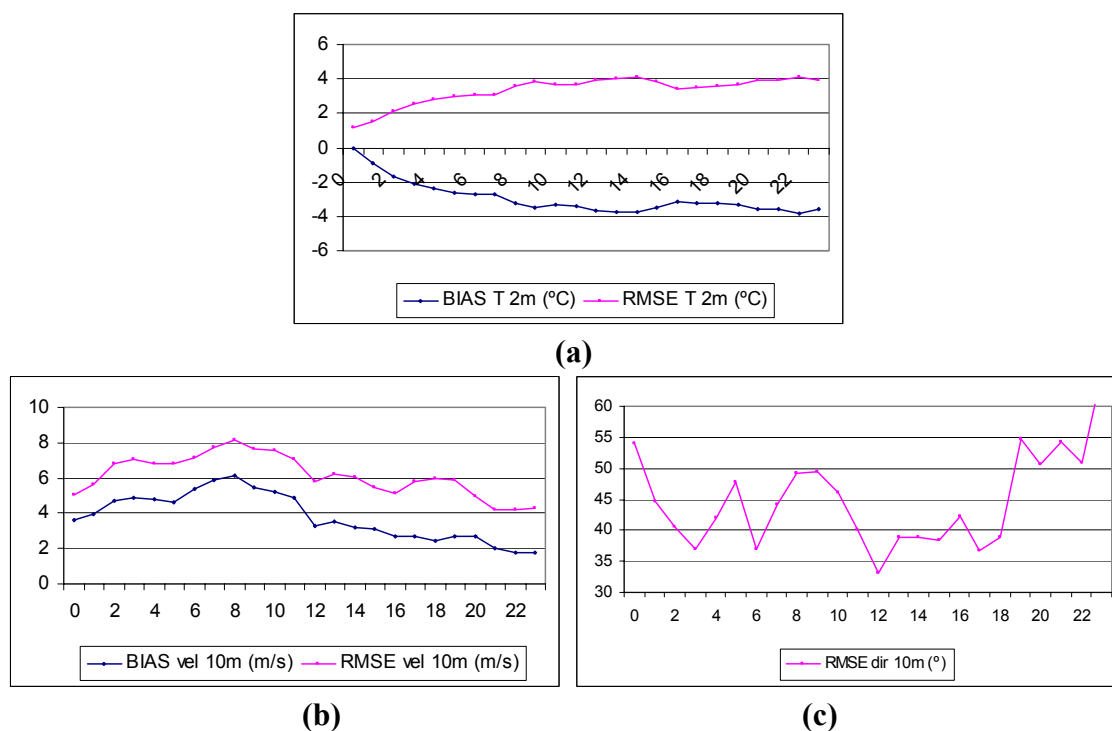
Se ha calculado el RMSE y el BIAS de la temperatura del aire a 2 m, y de la velocidad y dirección del viento a 10 m. Para esta última, sólo se ha evaluado el RMSE. La **Figura 7.7.16** presenta la evolución temporal de estos estadísticos.

Los errores en la temperatura van incrementándose con la evolución de la situación. El modelo presenta temperaturas más frías que las observadas. Este comportamiento se puede atribuir al hecho que la entrada de masas del norte con una intensidad superior a la observada produzca un enfriamiento por advección en capas bajas más acentuado en el modelo. Este comportamiento justifica el deterioramiento de la temperatura constante durante toda la simulación. El error queda por debajo de los 4°C al finalizar el día.

Como se ha observado con el D2, el modelo presenta intensidades elevadas en la modelización de la intensidad de los vientos superficiales. Así, se observa como se alcanzan errores medios (RMSE) de hasta 8 m/s. Este hecho se atribuye a la degradación de la simulación, la cual sobrestima el desarrollo de la baja del mediterráneo.

En cambio, la dirección presenta unos estadísticos muy correctos. Al tratarse de una entrada de flujos del N bien marcada el modelo consigue modelar esta variable con fidelidad. Los problemas para esta situación están relacionados con la intensidad del viento, y no con la dirección. La evolución del RMSE varía alrededor de los 40°, aumentando durante las horas nocturnas. Entre las 12 y las 18 UTC se produce el mejor comportamiento del modelo.

Para tener una imagen espacial de la distribución del error en los vientos, la **Figura 7.7.17** presenta la distribución espacial del BIAS de la velocidad del viento y del RMSE de la dirección del viento a 10 m a las 00, 06, 12, 18 y 23 UTC.

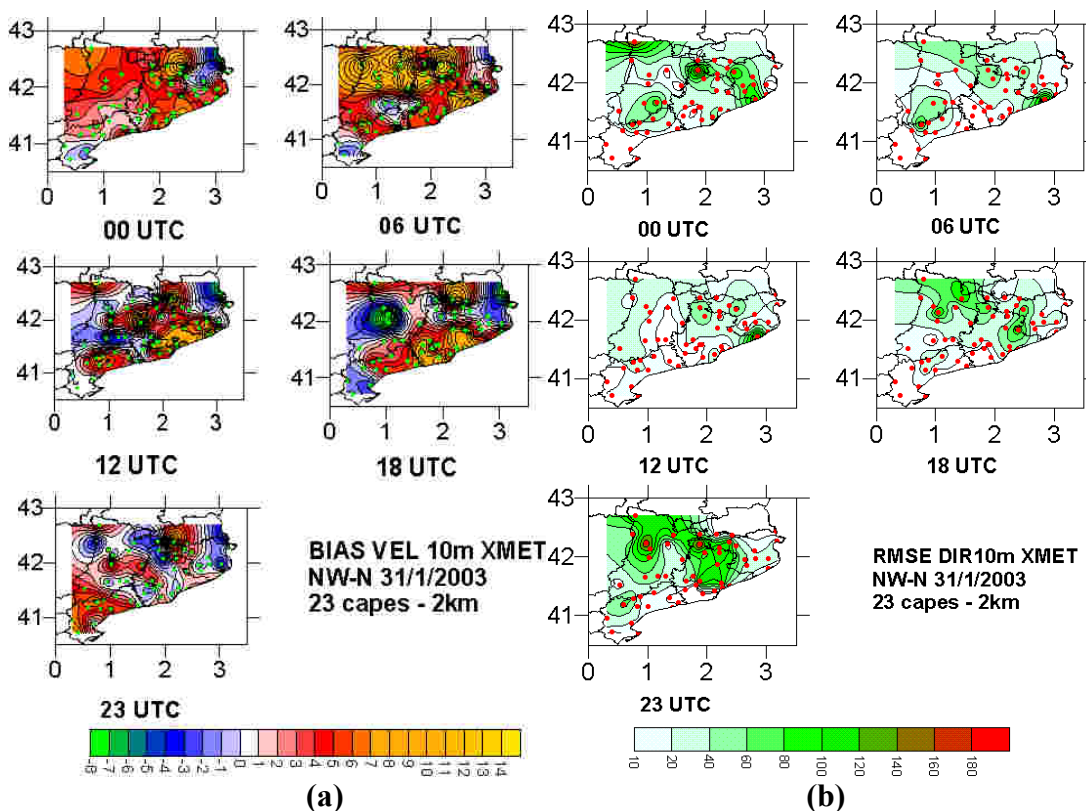


**Figura 7.7.16 Evolución del BIAS y RMSE para (a) la temperatura a 2 m, (b) la velocidad horizontal del viento a 10 m, y (c) dirección horizontal del viento a 10 m para el 31 de enero de 2003 calculados a partir de las estaciones XMET.**

Durante la madrugada los flujos se sobrestiman en exceso. Especialmente las zonas pirenaicas presentan los errores más elevados. Sin embargo, en Portbou (nordeste del dominio D4) no se consiguen reproducir los fuertes vientos observados. Durante el día la tendencia del modelo se mantiene, aunque, en algunas zonas se aprecia como se subestima su intensidad.

La dirección presenta un comportamiento correcto durante buena parte del día. Sólo en algunas estaciones concretas se observan errores superiores, asociados al debilitamiento del flujo que no es capaz de reproducir el modelo.

El campo de vientos simulado por el modelo presenta un comportamiento muy homogéneo para esta situación, con fuertes vientos de componente norte por todo el territorio en general. En cambio, si se observan las estaciones XMET (ver **Anexo 2**), se observan circulaciones más complejas, con flujos más débiles que se intensifican durante las horas centrales del día y se vuelven a debilitar durante la noche. La inicialización del modelo y su capacidad para simular los flujos superficiales en una región con compleja orografía parecen ser alguno de los factores que dificultan una buena modelización del día 31 de enero de 2003.



**Figura 7.7.17 (a) BIAS de la dirección del viento a 10 m y (b) RMSE de la dirección del viento a 10 m interpolado entre estaciones para el dominio de Catalunya a las 0, 6, 12, 18 y 23 UTC (Las estaciones utilizadas se marcan con un punto verde para la velocidad y rojo para la dirección).**

Para esta simulación se ha calculado el índice de ajuste (IOA) para la velocidad del viento. El valor del IOA es de 0.61. Teniendo en cuenta la bibliografía consultada (ver **Anexo 3**) se puede considerar que el comportamiento del modelo es aceptable.

### ***b) Radiosondeo de Barcelona***

La **Tabla 7.7.2** presenta los estadísticos evaluados para analizar el comportamiento del modelo en altitud. Para esta situación, solo se dispone de los radiosondeos a las 00 y 12 UTC. Los errores en la temperatura quedan acotados por debajo de  $2^\circ$  en la capa fronteriza y por debajo de  $3^\circ$  en capas altas. A las 00 UTC las capas medias presentan cierta tendencia a subestimar esta variable, como indica el BIAS, mientras que en el resto el comportamiento es a la inversa. Por otro lado, a las 12 UTC se aprecia como la ABL presenta un comportamiento excesivamente frío.

Los mayores problemas vuelven a aparecer con la velocidad del viento. Los flujos de la capa fronteriza están sobrestimados tanto a las 00 como a las 12 UTC. A las 12 UTC, la sobreestimación se extiende por toda la troposfera, con errores elevados en la troposfera media.

**Tabla 7.7.2 Resumen estadístico del comportamiento del modelo mesoscalar en la verificación de los resultados del dominio D4 a partir del radiosondeo de Barcelona para el día 31 de enero de 2003.**

Temperatura (°C)								
	RMSE		MAE		NMAE		BIAS	
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC
5000/10000	2.69	2.15	2.10	1.62	0.05	0.04	0.62	0.88
1200/5000	2.03	1.39	1.91	1.20	0.19	0.08	-1.66	1.20
<1200	1.66	0.79	1.37	0.78	2.01	0.32	1.03	-0.78
Velocidad del viento (m/s)								
	RMSE		MAE		NMAE		BIAS	
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC
5000/10000	5.14	8.57	3.85	7.38	1.16	0.62	-3.47	6.39
1200/5000	4.02	10.37	3.50	8.16	1.25	0.68	-3.50	7.31
<1200	5.84	7.74	5.60	5.36	0.62	0.74	4.08	4.70
Dirección del viento (°)								
	RMSE		MAE		NMAE		BIAS	
Capa (m)	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC	00 UTC	12 UTC
5000/10000	27.46	29.59	26.93	29.40	1.43	2.01	26.93	29.40
1200/5000	24.69	9.90	22.33	8.26	1.19	2.49	10.07	8.26
<1200	10.58	15.68	7.79	13.76	1.06	4.39	3.76	0.00

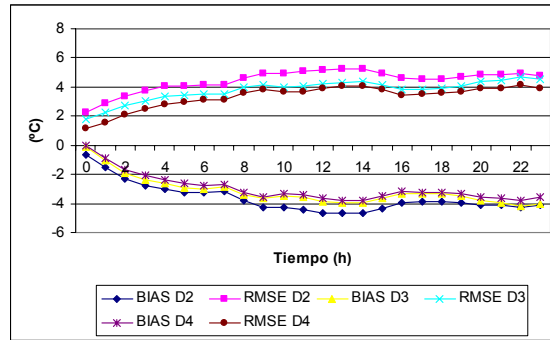
La dirección muestra los mayores errores en la alta troposfera, aunque no superan los 30° en el MAE. La ABL presenta unos buenos estadísticos en las dos horas en que se han calculado. El modelo presenta una tendencia a aumentar el error con la altitud. El BIAS pone de manifiesto la tendencia a simular las direcciones a la derecha de las observaciones.

### 7.7.7.3 Comparación entre las distintas resoluciones horizontales: D2-D3-D4

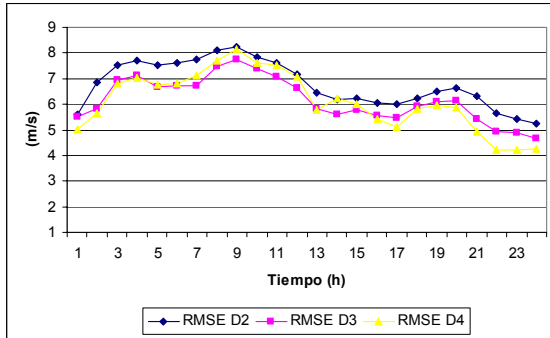
El dominio de la situación sinóptica caracteriza la situación del 31 de enero de 2003. La **Figura 7.7.18** presenta la evolución de los estadísticos en superficie para las distintas resoluciones de trabajo. Al trabajar con resoluciones mayores mejora la estimación de la temperatura, aunque la evolución del error es igual para todas las resoluciones.

Los estadísticos para el viento muestran la mayor capacidad de los resultados de los dominios D3 y D4 para modelar la intensidad del flujo superficial, aunque las diferencias entre dominios no son muy importantes. Los resultados de los dominios D3 y D4 son muy similares, con un mejor comportamiento de D4 durante las horas nocturnas.

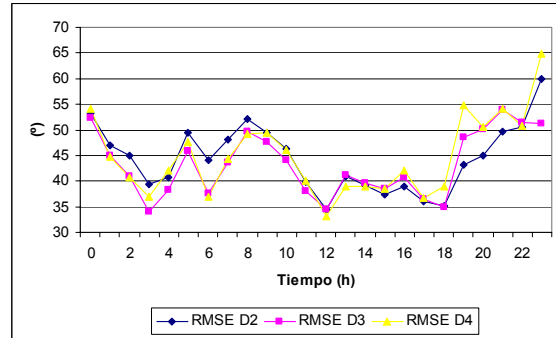
La dirección del viento presenta un comportamiento muy similar para todos los dominios, mejorando en término general con resoluciones superiores a 24 km. Las diferencias entre 6 y 2 km no son muy importantes, y no siempre se observa una mejora con la resolución más fina.



(a)



(b)



(c)

**Figura 7.7.18 Evolución del BIAS y RMSE para (a) temperatura a 2 m, (b) velocidad horizontal del viento a 10 m, y (d) dirección horizontal del viento a 10 m para el 31 de enero de 2003 calculados a partir de las estaciones XMET.**

## 7.8 Conclusiones y discusión sobre el comportamiento del modelo mesoscalar al simular distintas situaciones sinópticas

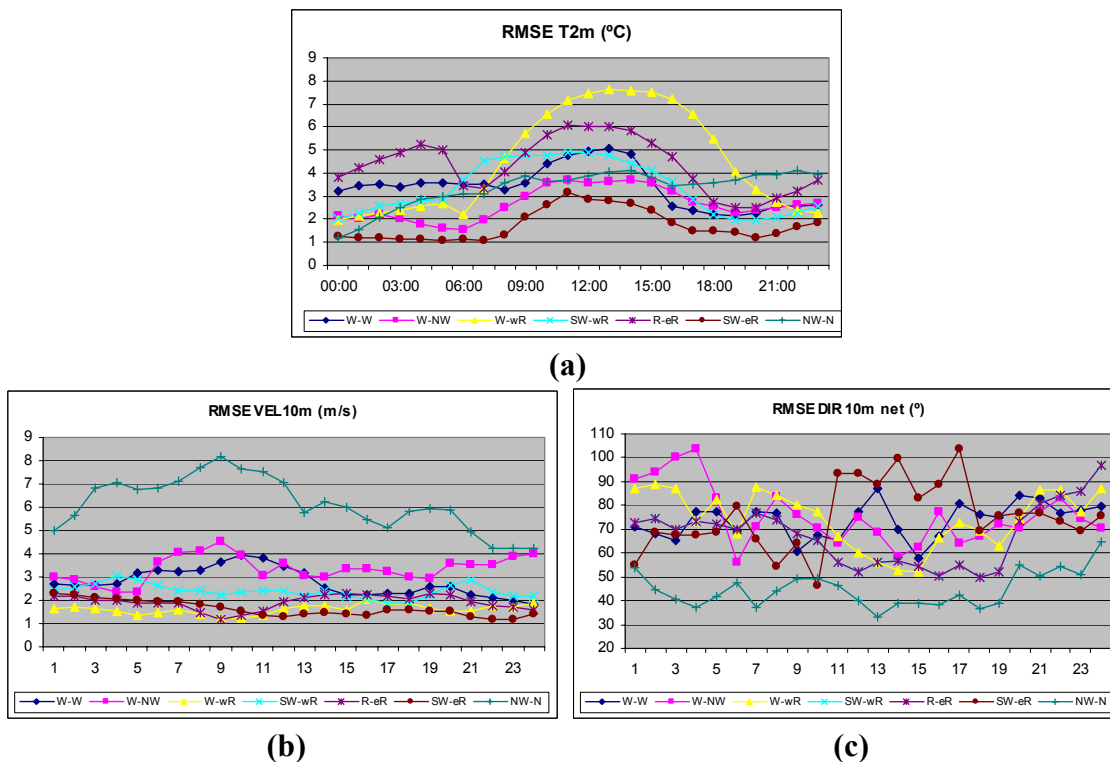
Después de la validación de las 7 situaciones simuladas con el modelo mesoscalar, en este apartado se resumen los resultados y se discuten los distintos aspectos que se han ido poniendo de manifiesto. Así, se analiza el comportamiento del modelo al simular distintas situaciones sinópticas, se profundiza en el comportamiento del mismo al trabajar con resoluciones horizontales superiores, y la influencia de la parametrización de la capa fronteriza.

### 7.8.1 Comportamiento del modelo mesoscalar simulando las siete situaciones meteorológicas

La discusión se desarrolla a partir de los estadísticos que se han ido presentando para cada situación, centrándose en los resultados del dominio D4 en superficie y altitud. Como se ha descrito anteriormente, los resultados del modelo se han comparado con las observaciones de las estaciones XMET y de los radiosondeos de Barcelona.

#### a) Estaciones en superficie

La **Figura 7.8.1** presenta el RMSE de la temperatura a 2 m, la velocidad del viento y la dirección del viento a 10 m para las siete simulaciones meteorológicas simuladas con elevada resolución espacial.



**Figura 7.8.1** RMSE de la temperatura, velocidad y dirección del viento en superficie del dominio D4 para las siete situaciones meteorológicas simuladas con el modelo mesoscalar MM5.

Estos resultados ponen de manifiesto una serie de aspectos sobre el comportamiento del modelo mesoscalar MM5 trabajando con la configuración presentada en el **Capítulo 6** al simular las situaciones meteorológicas del **Capítulo 7**.

El modelo presenta dificultades importantes en simular la temperatura del aire en superficie. En la mayoría de las situaciones meteorológicas se aprecia una fuerte subestimación de la temperatura a 2 m. El modelo presenta una atmósfera excesivamente fría durante las horas centrales del día. También, en la mayoría de las situaciones, durante la noche el modelo se comporta ligeramente más cálido. Siendo incapaz de reproducir la amplitud térmica diaria observada en superficie, ya que durante la noche no se llega a enfriar bastante, y durante el día no se calienta lo suficiente. Esto se atribuye a la poca mezcla vertical de la baja troposfera. Los flujos superficiales son importantes en situaciones de fuerte irradiación solar, no obstante, no se consigue transmitir con satisfacción este calor al aire adyacente. Los problemas en la temperatura son más acusados en aquellas situaciones con una fuerte insolación como son la W-wR, R-wR, y SW-wR.

Es interesante remarcar que la tendencia a simular atmósferas más frías se observa ya en los dominios más externos.

Así, las situaciones donde dominan los fenómenos mesoscalares, que se acostumbran a producir con elevada frecuencia durante los meses de verano como se ha visto en el **Capítulo 5**, presentan problemas significativos con la temperatura.

Por otro lado se tienen las situaciones con dominio de la situación sinóptica y una menor insolación, W-W, W-NW, SW-eR, NW-N. En estas situaciones los errores en la temperatura no son tan importantes, ya que esta variable viene más influenciada por la advección dominante. Así, la advección del norte produce una disminución de temperatura debido a la penetración de una masa polar ártica, y el calentamiento superficial no presenta un papel tan importante como en las situaciones con fuerte insolación.

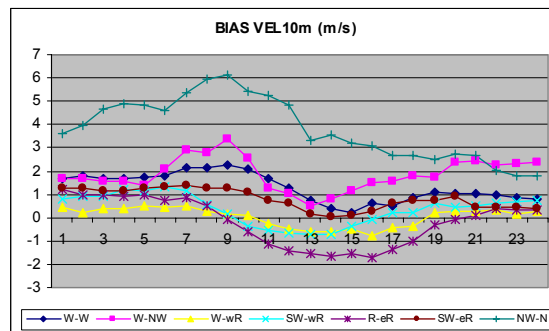
Los vientos por su parte presentan un comportamiento más satisfactorio que la temperatura. En la mayoría de las situaciones los errores en la velocidad del viento en superficie no superan los 4 m/s, y las situaciones con dominio de fenómenos mesoscalares se quedan por debajo de los 2 m/s. El BIAS de la velocidad del viento a 10 m se presenta en la **Figura 7.8.2** para ayudar a caracterizar el comportamiento del modelo.

El grupo de situaciones con dominio de fenómenos mesoscalares, el modelo presenta una tendencia a sobrestimar la intensidad de los vientos nocturnos. No consigue reproducir los débiles flujos que se producen durante la noche, o el encalmamiento en determinadas regiones. Éste es un problema bastante general en los modelos de mesoscala. Por otro lado, durante el día se observa como el modelo simula con satisfacción el desarrollo de la brisa, aunque subestima ligeramente la intensidad. Así, la evolución del BIAS pone de manifiesto esta tendencia para las situaciones con dominio de fenómenos mesoscalares.



En las situaciones donde domina el régimen sinóptico, el modelo sobrestima generalmente la velocidad del viento en superficie durante toda la simulación. Aunque también se aprecia en algunas situaciones, W-NW o NW-N, la dificultad del modelo para reducir la intensidad del flujo durante la noche. La calidad de los datos de inicialización es muy importante en situaciones de dominio sinóptico para obtener buenos resultados. Un ejemplo claro es la situación del NW-N.

Como se ha visto al comparar con el análisis del día 31 de enero de 2003, el modelo ha sobrestimado la ciclogénesis mediterránea, intensificando en exceso la depresión. Esto ha producido una sobrestimación acusada de los flujos en la región del dominio de estudio, siendo esta situación la que presenta peores estadísticos absolutos en la velocidad del viento.



**Figura 7.8.2 BIAS de la velocidad del viento a 10 m del dominio D4 para las distintas situaciones meteorológicas simuladas.**

Referente a la dirección del viento en superficie, el comportamiento del modelo es más complejo. Las situaciones con un fuerte dominio de los flujos sinópticos, como es el caso NW-N, presentan los errores menores para esta variable. Las situaciones mesoscalares en cambio muestran unos errores similares entre ellas alrededor de 70-80° durante la noche y reduciéndose a 60° durante el día. Esta mejora diurna se atribuye, por un lado al hecho que los débiles vientos nocturnos no se reproducen correctamente por el modelo, y en consecuencia la dirección pierde significado, mientras que por otro lado, el desarrollo de la brisa y las circulaciones de montaña definidas por la orografía mejoran sustancialmente los estadísticos. Esto pone de manifiesto la habilidad del modelo de capturar dichas circulaciones diurnas, y los problemas durante las horas nocturnas.

Se debe remarcar que los estadísticos se han calculado a partir de una extensa red de sensores meteorológicos repartida por el dominio de estudio, y que la capacidad de que el modelo pueda reproducir todas las circulaciones que miden las estaciones depende en parte de la buena representación del terreno.

### ***b) Comparación con otros trabajos***

Para poder cuantificar la bondad de las simulaciones presentadas se ha realizado una revisión bibliográfica de trabajos donde se validen simulaciones mesoscalares con el modelo MM5. Se han seleccionado aquellos trabajos que apliquen el modelo con elevada resolución espacial. La **Tabla 7.8.1** presenta un resumen de los trabajos

revisados. En ella se detallan los estadísticos utilizados para cuantificar la bondad de la simulación. En la mayoría de los casos utilizan el RMSE de la velocidad del viento, o el RMSVE, y también el IOA de la velocidad del viento. La dirección del viento no se ha podido comparar ya que en los trabajos donde se utiliza un estadístico aplican el BIAS. Debido a la compensación de los errores inherente en el cálculo del BIAS, el estadístico que se ha calculado para la dirección ha sido el RMSE que no se puede comparar directamente. Por ello, la comparación con otros trabajos se centra en la velocidad del viento.

**Tabla 7.8.1 Revisión bibliográfica de estadísticos de la velocidad del viento con simulaciones MM5.**

Autor	Día de estudio	Resolución horizontal	Zona estudio	Resultados velocidad	
				RMSE	IOA
Ulrickson y Mass (1990a,b)	15/9/1981 8/8/1984	5 km	Cuenca Los Angeles (USA)	1 - 3 m/s durante el día 1.5 m/s durante la noche	0.7 día 0.5 noche
Seaman et al. (1995)	2 días de verano	4 km	Valle San Joaquin (USA)	---	0.51
Lyons et al. (1995a,b)	4 días de verano	4 km	Lago Michigan (USA)	1.69 m/s	0.59
Fast (1995)	3-7/2/1991	1.32 km 0.33 km	Rocky Flats (USA)	RMSVE 3.63 m/s RMSVE 2.58 m/s	---
Shafran et al. (2000)	2 días de verano	4 km	Lago Michigan (USA)	RMSVE 2.63 m/s	0.54
Physick y Noonan (2000)	12 episodios	---	Hong Kong	---	0.36 – 0.71
Deng et al. (2003)	18-19/9/1983	12 km 4 km	NE USA	2.69 m/s 2.73 m/s	0.63 0.62

**Tabla 7.8.2 Resumen de los estadísticos de la dirección y velocidad del viento en superficie del dominio D4 para las simulaciones realizadas.**

Situación	Día de estudio	Estadísticos		
		Rango horario RMSE dirección	Rango horario RMSE velocidad	IOA velocidad
W-W	25/12/2002	58° - 86°	1.9 - 4 m/s	0.55
W-NW	10/10/2000	56° - 104°	2.5 - 4.5 m/s	0.78
W-wR	14/8/2000	51° - 88°	1.5 - 2.2 m/s	0.72
SW-wR	28/4/2003	50° - 96°	1.9 - 3 m/s	0.78
R-eR	12/8/2003	48° - 94°	1.2 - 2.3 m/s	0.57
SW-eR	20/12/2002	46° - 102°	1.2 - 2.3 m/s	0.56
NW-N	31/1/2003	33° - 60°	4 - 8 m/s	0.61

De la revisión bibliográfica realizada se observa como el RMSE de la velocidad del viento varía entre 1 y 3 m/s. Se debe resaltar la diferencia entre un RMSE diario, horario o de medio día. Para el RMSE las comparaciones directas no se pueden realizar, pero sí que dan un orden de magnitud sobre el valor del error característico de simulaciones con modelos dinámicos. Por otro lado, el IOA presenta un rango muy variado, desde 0.36 a 0.71. Teniendo en cuenta las valoraciones cualitativas que realizan los distintos autores de las simulaciones realizadas se puede considerar que un IOA superior a 0.5 representa una simulación aceptable por lo que refiere a velocidad del viento. En este sentido

Physick y Noonan (2000) toman este límite para discernir entre simulaciones con un buen comportamiento o un mal comportamiento.

La **Tabla 7.8.2** presenta un resumen de los estadísticos de las siete simulaciones descritas en este capítulo. Se observa como el rango del RMSE depende mucho del día a simular. Así, las situaciones dominadas por el desarrollo de fenómenos mesoscales presentan menores RMSE, mientras que las dominadas por las situación sinóptica el error puede ser superior (p.e., NW-N como caso muy significativo). En término medio el RMSE toma valores de 2 – 3 m/s, que comparado con los estadísticos de los trabajos revisados son bastante similares.

En lo que hace referencia al IOA, éste se mantiene siempre por encima de 0.55 en las siete simulaciones. Las simulaciones W-NW, W-wR y SW-wR son las que presentan un IOA superior a 0.7, y que viendo los valores de la **Tabla 7.8.1** se puede valorar que el comportamiento en estas simulaciones es muy aceptable. Las situaciones con mayores problemas son la W-W, SW-eR y R-eR. El caso de la situación R-eR es un poco especial, ya que al tratarse de un día con flujos superficiales muy débiles la diferencia entre la simulación y la observación se hace más evidente al normalizarse en función de la observación. En termino general el modelo presenta un buen comportamiento en la velocidad del viento superficial, sin embargo, su precisión en la simulación depende de la calidad de los datos de inicialización.

Como se ha comentado, los estadísticos calculados para la dirección no se pueden comparar directamente con los encontrados en la bibliografía. Las siete simulaciones han presentado un comportamiento similar, con elevados errores en la dirección en aquellos períodos de débiles flujos superficiales. La dificultad de modelar estos flujos hace que los errores se incrementen en estos períodos, que especialmente abarcan el período nocturno. El límite inferior del RMSE de la dirección se encuentra entre 30° y 60° en función de la situación. Estos valores parecen elevados, pero teniendo en cuenta la complejidad de la orografía de la región de estudio se considera que el modelo presenta un buen comportamiento. Como se ha ido presentando a lo largo del presente capítulo, la distribución espacial de este error es muy heterogénea, dependiendo directamente de la topografía y la situación sinóptica.

### **7.8.2 Influencia de la resolución horizontal**

Las comparaciones presentadas en los estadísticos de los dominios D2, D3 y D4 para el AGC han mostrado como la tendencia del modelo es a mejorar la temperatura en todas las simulaciones. La mejora del RMSE entre D2 y D3 es de aproximadamente 1°C.

Los vientos muestran un comportamiento más variado. Las situaciones dominadas por el desarrollo de fenómenos mesoscales presentan una mejora en la velocidad y en la dirección del viento clara en la mayoría de los casos. Sin embargo, en algunos períodos del día se observa como esta regla no se cumple, con resultados mejores con D2 o D3.

El elevado grado de detalle que proporcionan las simulaciones con elevada resolución es uno de los puntos fuertes de las mismas, y el hecho que en algunos casos no se aprecie una mejora muy significativa en los estadísticos no disminuye el valor de los resultados. El punto importante es que las simulaciones con elevada resolución

presenten un buen comportamiento, y que no empeoren los resultados debido al desarrollo de fenómenos espurios o por exageraciones de los flujos.

Una cuestión que no se ha podido verificar son las complejas estructuras verticales observadas a sotavento de varias cordilleras. A lo largo del **Capítulo 7** se han descrito los resultados de las simulaciones, y se han observado como estas estructuras verticales se acentúan e intensifican al aumentar la resolución de trabajo. Varios autores ponen de manifiesto la tendencia de los modelos mesoscalares a exagerar estos fenómenos al trabajar con resoluciones muy finas (p.e., Bougeault, 1997). Este aspecto es uno de los puntos donde se debe profundizar más. Los resultados obtenidos en esta Tesis muestran como los flujos en superficie presentan un comportamiento correcto con resoluciones de 2 km, aunque no se haya podido realizar una verificación en altitud de determinados fenómenos como pueden ser las ondas de gravedad, saltos hidráulicos y ruptura de ondas.

### **7.8.3 Influencia de la parametrización de la capa frontera**

Uno de los aspectos más destacados de las simulaciones realizadas ha sido la dificultad del modelo para simular correctamente la evolución de la temperatura. Se ha puesto de manifiesto como la parametrización Eta (Janjic, 1994) de la capa frontera induce simulaciones más húmedas y frías que las observadas. Esta tendencia se ha presentado en todas las simulaciones.

Para poder validar los resultados obtenidos, se han realizado simulaciones con una parametrización distinta de la capa frontera, la MRF. La nueva configuración se ha utilizado para simular los tres primeros dominios de las distintas situaciones sinópticas a analizar. Como se ha visto en el anterior apartado, la influencia de la resolución horizontal no es tan crítica como sería de esperar, y debido al elevado coste computacional asociado con las simulaciones de 2 km, para esta nueva configuración se ha decidido no simular el dominio más interno.

Los resultados muestran como la MRF presenta un comportamiento más satisfactorio en la simulación de la temperatura. La temperatura no presenta errores tan elevados como con la configuración de trabajo, pero aún se observa la tendencia a subestimar la temperatura en las capas bajas durante el día. En cambio, durante la noche no se produce una sobrestimación de la temperatura, sino que el modelo simula atmósferas más frías en general.

Todo y la mejora importante en la temperatura, el comportamiento de los vientos es bastante similar entre ambas configuraciones. En algunos casos, se observa incluso un ligero deterioramiento en la intensidad del viento, y en general la dirección del viento mejora ligeramente.

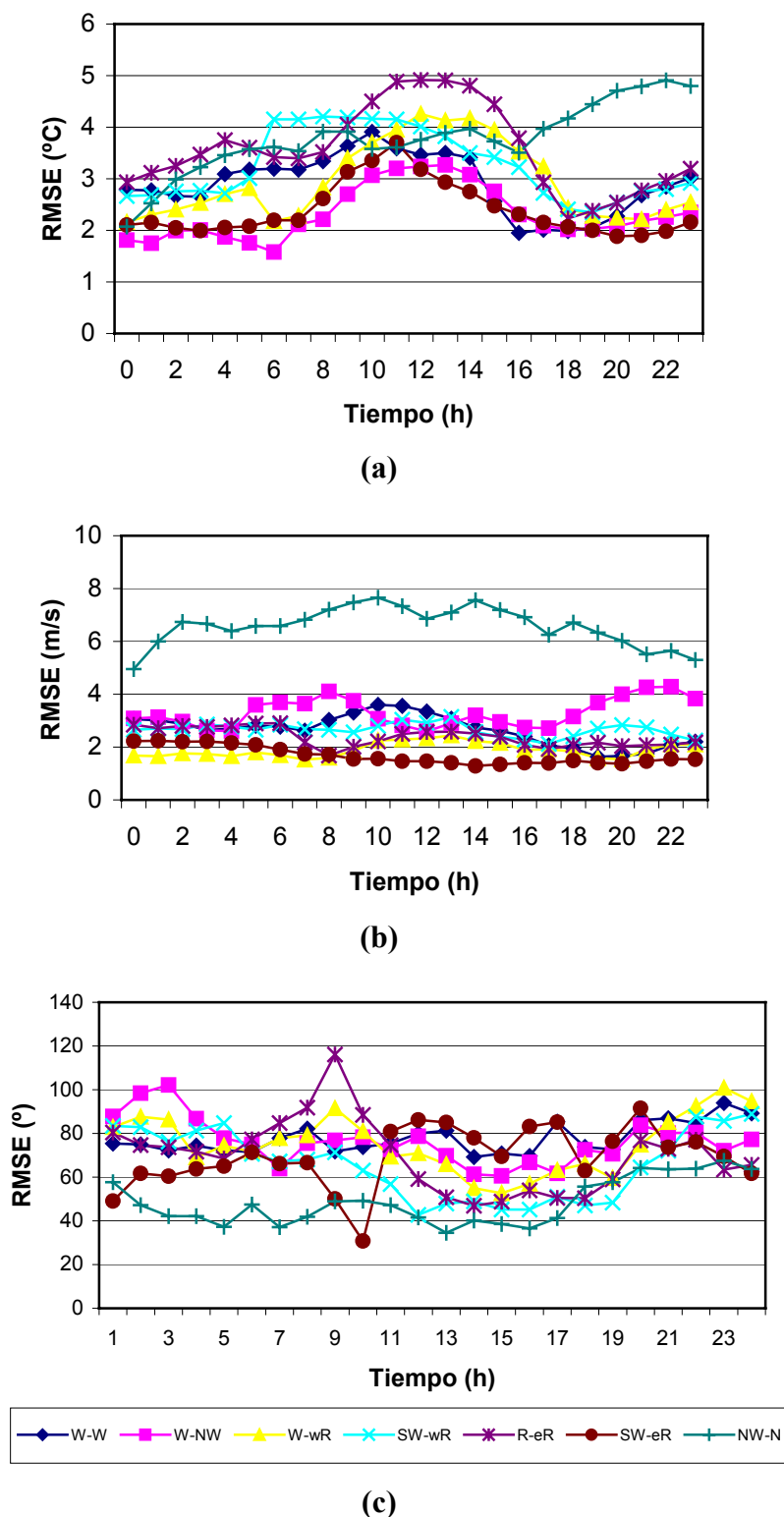


Figura 7.8.3 RMSE de (a) la temperatura, (b) velocidad y (c) dirección del viento en superficie del dominio D3 para las siete situaciones meteorológicas simuladas con el modelo mesoscalar MM5 configurado con la parametrización de la capa frontera MRF.

