

6 Modelo de pronóstico meteorológico mesoscalar: fundamentos, configuración y estudios de sensibilidad

En este capítulo se introducen los modelos de pronóstico meteorológico (NWP, *numerical weather prediction*) y se realiza una revisión bibliográfica de los modelos mesoscalares más relevantes para el estudio del campo de vientos con elevada resolución espacial. A continuación se presenta el modelo utilizado para las simulaciones, y se describe la configuración del mismo. Para profundizar en el conocimiento del modelo a usar se presentan los estudios de sensibilidad realizados con el mismo que han contribuido a definir la configuración de trabajo.

6.1 Fundamentos y revisión bibliográfica

Para el estudio de la atmósfera y los fenómenos meteorológicos se usan distintas herramientas. Los sensores de medición de las variables atmosféricas han representado durante siglos la base del estudio del tiempo. Los primeros pluviómetros son ya descritos en 1247 por el matemático chino Chhing-Shao, empezándose a usar desde el siglo XIII por los chinos en Corea realizando mediciones esporádicas, mientras que se conservan registros eventuales de temperatura y de presión atmosférica desde comienzos del siglo XVII (Martín-Vide y Olcina, 1996). Estas herramientas han sido la base para el estudio de la climatología y la meteorología de una región durante siglos. No es hasta los años 50 del siglo XX que se empieza a desarrollar otro tipo de herramientas que hoy son fundamentales para el conocimiento y predicción de la atmósfera; estas herramientas son los conocidos modelos meteorológicos.

Antes de entrar en la descripción de estos modelos es importante definir que se entiende por modelo. Hay dos significaciones: modelo físico y modelo matemático. Un modelo físico es una representación a pequeña escala de un fenómeno físico natural. Por ejemplo, la maqueta de una determinada zona geográfica en un túnel de viento para analizar los campos de vientos, las corrientes generadas, etc. Por otro lado, un modelo matemático es un conjunto de expresiones matemáticas que describen el comportamiento de un determinado sistema físico-químico.

Para resolver las expresiones que definen un modelo matemático se recurre a la modelización numérica, hablándose de modelo numérico cuando se implementan dichas expresiones en un entorno de cálculo computacional que hoy en día implica el uso de un soporte informático. A partir de ahora en adelante cuando se use la expresión modelo numérico se hará referencia a la implementación informática de las expresiones matemáticas que describen la física de la atmósfera.

Es importante poner de manifiesto la simplificación que se introduce en cada tipo de modelo. A partir de un estudio teórico se desarrollan las expresiones que describen el sistema físico-químico, siendo éstas, en medida variable, aproximaciones al propio fenómeno, ya que, no siempre se tiene el conocimiento completo del mismo. La resolución de dichas expresiones conduce usualmente, en casos complejos como es la física de la atmósfera, a realizar aproximaciones al no poder encontrar soluciones analíticas para las ecuaciones que se plantean. Así, al final se tiene una solución aproximada de la situación de estudio. Es por eso que se debe tener presente que un

modelo propone una aproximación a la realidad, la evaluación de esta aproximación se ha de analizar a posteriori.

6.1.1 Escalas meteorológicas

Los fenómenos que se acontecen en la atmósfera tienen dimensiones espaciales y temporales muy dispares superponiéndose usualmente unos con otros. La definición de estas dimensiones es un tema de controversia que a grandes rasgos es aceptada por los distintos autores implicados en el tema, pero que en el matiz padece de algunas diferencias.

Debido a la naturaleza del trabajo que se quiere realizar, el estudio de los campos de vientos para el área geográfica de Catalunya, conviene exponer las definiciones planteadas hasta el momento sobre el tema. La siguiente descripción se basa en la revisión bibliográfica realizada por Bonastre (1996).

Macro-escala, meso-escala y micro-escala son las tres divisiones más generales utilizadas por la comunidad científica. Para definir las escalas meteorológicas de un modo objetivo, Charney (1948) propone llamar macro-escala a la de aquellos fenómenos en los que las aceleraciones propias del sistema son de una magnitud despreciable frente a la aceleración de Coriolis. La micro-escala es aquella donde las aceleraciones del sistema son tan grandes que su magnitud es comparable a la de la aceleración de la gravedad. Los fenómenos de la micro-escala responderán, por tanto, a leyes no-hidrostáticas, lejos del quasi-equilibrio de la macro-escala. La meso-escala es aquella en que las leyes de la hidrostática todavía son válidas y a la vez ha dejado de ser válido el quasi-geostrofismo. Las aceleraciones propias del sistema no son despreciables frente a la de Coriolis, incluso pueden tener un orden de magnitud semejante, pero son muy inferiores a la aceleración de la gravedad.

Las tres definiciones propuestas por Charney (1948) siguen siendo válidas en la actualidad. Las diferencias entre los distintos autores surgen al matizar en más profundidad cada una de las divisiones y subdivisiones que las componen.

Orlanski (1975) propuso una estandarización de la clasificación de las escalas de los distintos fenómenos atmosféricos, proponiendo ocho subdivisiones espacio-temporales contenidas en las tres grandes escalas, debido al rango de fenómenos que englobaban la clasificación macro-, meso- y micro-. En la **Tabla 6.1** se detalla dicha subdivisión. Define la macro-escala como la escala espacial mayor de 2000 km y temporal del orden de una semana o más, y la micro-escala como la escala espacial de hasta 2 km y temporal del orden de varios minutos. Quedando definida la meso-escala como aquella que encaja entre la macro-escala y la micro-escala. Sin embargo el propio autor remarca que al no ser posible generalmente identificar la relación entre los parámetros geofísicos y la escala espacial intrínseca a ellos, todas las divisiones espaciales son en alguna medida arbitrarias y poco definidas.

Varios autores han propuesto definiciones distintas, Pielke (1984) define los fenómenos meso-escalares como aquellos que tienen una escala longitudinal, horizontal, suficientemente extensa para ser hidrostáticos, pero suficientemente pequeña para que la fuerza de Coriolis sea pequeña comparada con las fuerzas advectivas y del gradiente de

presión. Pielke manifiesta que el límite superior es dependiente de la latitud, pero también el límite inferior será dependiente de la estabilidad de la capa límite planetaria (Thunis y Bornstein, 1996). Esta definición reproduce la escala meso- β de Charney (1948).

Otro autor que define los límites entre escalas es Stull (1988). Considera el límite inferior de la meso-escala en 3 km. Su propuesta es concordante con parte de la de Orlanski (de meso- α a micro- γ), pero con la inclusión de una subdivisión más, micro- δ , abarcando el rango desde 2 m a 2 mm. Es importante resaltar que en la propuesta de Stull se produce un solapamiento entre escalas, micro- y meso-escala, que se extiende desde la mitad de la meso- γ hasta el límite inferior de la micro- α . En escritos posteriores el propio autor (Stull, 2000) suprime los solapamientos entre escalas y devuelve los límites de la meso-escala a los de Orlanski, aunque mantiene la zona para la micro- δ en la micro-escala.

Los límites verticales de los fenómenos meso-escalares los define Pielke (1984) siendo aquellos que se extienden desde decenas de metros hasta las profundidades de la troposfera. Esto se entiende viendo que fenómenos con poca extensión, como las brisas marinas, están contenidos en la capa fronteriza, mientras que forzamientos meso-escalares profundos, como las tormentas, pueden extenderse muy por encima de ésta.

Thunis y Bornstein (1996), en un trabajo reciente, han propuesto una revisión de la clasificación de Orlanski. En la **Tabla 6.1** se presenta la revisión realizada junto con todas las definidas hasta el momento. Las variaciones propuestas se concretan en tres modificaciones de las subdivisiones de Orlanski:

- Adición de la escala micro- δ .
- Renombramiento de la meso- α a macro- γ .
- Renombramiento de la micro- α a meso- δ .

Estas modificaciones desplazan la meso-escala a una subdivisión hacia abajo a la propuesta por Orlanski (1975), con ello se incorporan las propuestas por Stull (1988) pero sin tener en cuenta el solapamiento de escalas.

Por último, hacer un breve comentario sobre las escalas temporales. La extensión temporal de los fenómenos meteorológicos se considera que mantiene una proporcionalidad con las distintas escalas espaciales (Stull, 2000). Así,:

$$t \approx k \cdot \lambda \quad (6.1)$$

siendo t la escala temporal de duración

λ la longitud o dimensión horizontal de la escala de desarrollo del fenómeno

k una constante de proporcionalidad.

Tabla 6.1 Escalas atmosféricas y fenómenos asociados (Thunis y Bornstein, 1996).

L_H	Lifetime	Stull (1988)	Pielke (1984)	Orlanski (1975)	Present	Atmospheric phenomena
10 000 km	1 month	Macro	Synoptic Regional	Macro- α	Macro- α	General circulation, long waves
				Macro- β	Macro- β	Synoptic cyclones
2000 km	1 week	Meso	Meso	Meso- α	Macro- γ	Fronts, hurricanes
200 km	1 day			Meso- β	Meso- β	Low-level jets, thunderstorm groups, mountain winds and waves, sea breeze, urban circulations
20 km	1 h	Meso	Meso	Meso- γ	Meso- γ	Thunderstorm, clear-air turbulence
2 km				Micro- α	Meso- δ	Cumulus, tornadoes, katabatic jumps
200 m	30 min	Micro	Micro	Micro- β	Micro- β	Plumes, wakes, waterspouts, dust devils
20 m	1 min	Micro		Micro- γ	Micro- γ	Micro- δ
2 m	1 s		Micro- δ			

El área de análisis del tema de tesis que se quiere desarrollar es el área geográfica de Catalunya. Ésta tiene una amplitud de unos 250 km, quedando enmarcada en la escala macro- γ . Por lo tanto, los fenómenos que acontezcan en esta región estarán inmersos en la propia escala macro- γ e inferiores. Los fenómenos que se suceden en estas escalas se pueden ver en la **Tabla 6.1**.

6.1.2 Fundamentos de un NWP

6.1.2.1 Tipos de modelos

Gracias al uso de los modelos meteorológicos NWP se ha realizado un avance muy importante en la predicción del tiempo y la descripción de los distintos fenómenos meteorológicos. Debido a las distintas escalas en las que se suceden los movimientos de masas de aire en la atmósfera se han desarrollado distintos tipos de modelos. En la **Figura 6.1** se esquematizan.

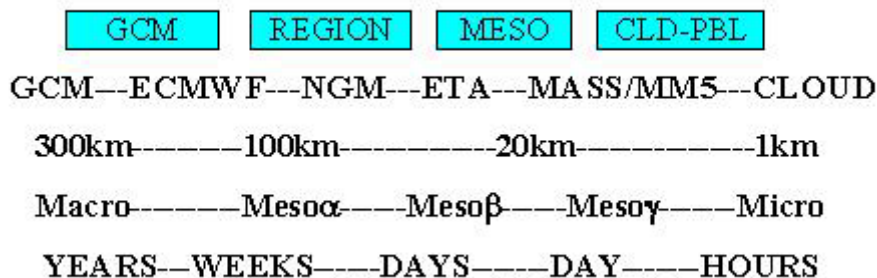


Figura 6.1 Espectro de modelos numéricos meteorológicos (Meso, 1997).

Se tiene un espectro de modelos según la escala temporal y espacial de los fenómenos a estudiar. Por un lado se tienen los modelos de circulación general hidrostática (GCM). Son modelos que trabajan con baja resolución espacial, 200 km, y estudian fenómenos que tienen períodos de años, se dice que trabajan en la macro-escala. Se trata de modelos que tienen por prioridad simular el flujo de circulación general atmosférico, y por lo tanto, deben trabajar en una malla de integración que cubra toda la Tierra. Se utilizan, principalmente para realizar predicciones a medio plazo, estacionales y climáticas (García-Moya, 2003). En el otro extremo se sitúan los modelos de elevada resolución conocidos como modelos no-hidrostáticos de nubes. Estos trabajan con resoluciones espaciales de centenares de metros o menos, describiendo fenómenos de horas a minutos de duración; trabajan en la micro-escala.

Los modelos regionales y meso-escalares son los que describen óptimamente fenómenos comprendidos entre la macro-escala y la micro-escala. No hay una clara división entre estos dos tipos, pero se puede considerar que un modelo regional trabaja con resoluciones de 50-150 km y los meso-escalares de 1-50 km.

Los modelos regionales, meso-escalares y modelos de nubes se conocen también con el nombre de modelos de área limitada (*Limited Area Model*, LAM) al centrarse en regiones específicas y poseer unos límites laterales bien establecidos, a diferencia de los modelos globales (**Figura 6.2**).

El interés del presente trabajo de investigación se centra en el estudio de los campos de vientos en el área geográfica de Catalunya de dimensiones 270 x 260 km², trabajando con resoluciones elevadas, 2 km. Es por eso que se consideran los modelos meso-escalares como los más interesantes para este tipo de estudio. Para lo que sigue, en este apartado se hará referencia únicamente a los NWP meso-escalares.

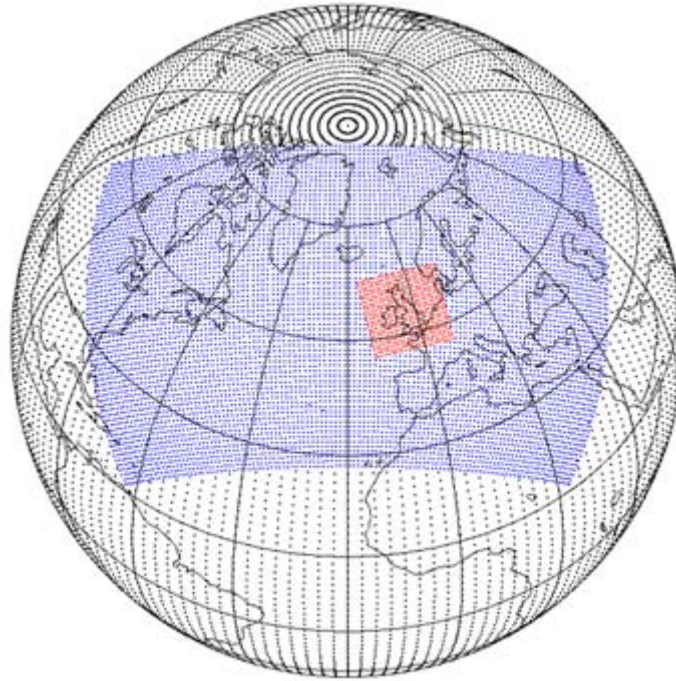


Figura 6.2 Malla de trabajo de un modelo global (negro), un modelo regional (azul) y un modelo mesoscalar (rojo) (García-Moya, 2003).

6.1.2.2 Ecuaciones primitivas

La mayoría de modelos numéricos usan una formulación similar, al resolver las leyes fundamentales de la física atmosférica. Las ecuaciones básicas que rigen el comportamiento de la atmósfera son las que describen el comportamiento de un fluido newtoniano en un sistema de referencia en rotación, y por lo tanto, los principales fenómenos que se producen en él, como son su movimiento y los intercambios de energía entre distintos puntos del fluido (Calbó, 1993). Estos modelos son una representación computacional física y dinámica de la atmósfera y de la superficie terrestre. Así, plantean un conjunto de principios de conservación que gobiernan el estado atmosférico, que se detallan a continuación respecto a un sistema de coordenadas cartesiano y con notación tensorial (se usa el convenio de Einstein para la suma: subíndices iguales indican suma respecto de ese índice) (Pielke, 1984; Calbó, 1993):

- Conservación de la masa:

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} \quad (6.2)$$

donde x_i ($i=1,2,3$) son las tres coordenadas espaciales
 t es el tiempo
 u_i las tres componentes del vector viento
 ρ es la densidad del aire.

- Conservación del momento:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho u_i + \frac{\partial}{\partial x_j} \rho u_j u_i = -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} \mu \frac{\partial u_k}{\partial x_k} \delta_{ij} \right] + \rho g_i - 2 \rho \varepsilon_{ijk} \Omega_j u_k \quad (6.3)$$

donde μ es la viscosidad molecular del aire
 g_i es el vector aceleración de la gravedad (0,0,-g)
 Ω_j es el vector de la velocidad angular de la Tierra
 δ_{ij} es la delta de Kronecher
 ε_{ijk} es el tensor de Levi-Civitta

- Conservación de la energía:

$$\delta c = \delta w_T + \delta u_e = \frac{S_c}{\rho} dt \quad (6.4)$$

donde δc es el calor intercambiado en un proceso por unidad de masa de una cierto volumen de aire
 δw_T es el trabajo por unidad de masa ejercido por el volumen de aire en este proceso
 δu_e es la variación de energía interna por unidad de masa del volumen de aire durante el proceso
 S_c es el termino de fuentes y sumideros de energía por unidad de volumen y tiempo.

- Ecuación de estado:

$$p = \rho r_d T_V \quad (6.5)$$

donde p es la presión atmosférica
 r_d es la constante termodinámica del aire seco
 T_V es la temperatura virtual del aire

- Conservación del vapor de agua, y del agua líquida y sólida:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho \chi + \frac{\partial}{\partial x_j} \rho u_j \chi = D_\chi \frac{\partial^2 \rho \chi}{\partial x_j^2} + S_\chi \quad (6.6)$$

donde χ es la relación de masa de un componente de la atmósfera (vapor de agua, agua líquida, hielo)
 D_χ es la difusividad molecular de este componente del aire
 S_χ es el termino de fuentes y sumideros adecuado a cada sustancia (cambios de fase y precipitación).

La **Ecuación 6.3** resuelve la conservación del momento para las tres componentes del viento. Para simplificar la formulación y el tiempo de cálculo, algunos modelos asumen

la hipótesis hidrostática, con lo que se sustituye la ecuación de pronóstico del momento vertical por la ecuación hidrostática (**Ecuación 6.7**).

$$\frac{\partial z}{\partial p} = - \frac{R \cdot T}{p \cdot g} \quad (6.7)$$

La hipótesis hidrostática asume que las aceleraciones verticales del movimiento son despreciables. Obviamente, esta hipótesis no se cumplirá cuando los movimientos verticales y las aceleraciones verticales sean importantes. Esto se produce en terrenos abruptos y complejos o cuando se desarrollan convecciones fuertes. La hipótesis hidrostática es válida para escalas sinópticas y planetarias, y para algunos fenómenos mesoscalares. Los modelos que se basan con esta simplificación se denominan hidrostáticos, y los que por el contrario resuelven la **Ecuación 6.3** para las tres componentes del viento explícitamente se denominan modelos no-hidrostáticos. Así, los modelos no-hidrostáticos se aplican en casos donde se necesita trabajar con elevadas resoluciones horizontales (desde decenas de metros a pocos kilómetros). La mayor complejidad en las ecuaciones planteadas hace que los modelos no-hidrostáticos necesiten unos recursos computacionales superiores a los modelos hidrostáticos, y que se haya tendido hasta hace poco a aplicarlos con una resolución vertical limitada.

6.1.2.3 Sistemas de integración

Las leyes de la física atmosférica se desarrollan en una serie de expresiones matemáticas que son transformadas para implementarlas en un entorno informático. Debido a la incapacidad de ser integradas analíticamente, la resolución de las mismas se debe hacer a partir de la aplicación de métodos numéricos como son:

- Diferencias finitas.
- Técnicas espectrales.
- Técnicas pseudo-espectrales.
- Elementos finitos.
- Esquemas de interpolación.

De todas estas técnicas, las más utilizadas son las diferencias finitas, elementos finitos y los esquemas de interpolación. Aunque las técnicas espectrales han demostrado ser muy precisas (Fox y Deardorff, 1972), su uso no se ha extendido debido a la complejidad de las expresiones con las que se tienen que trabajar. Las técnicas pseudo-espectrales son una opción viable que, sin embargo, no ha sido utilizada por los desarrolladores de modelos numéricos.

El conjunto de leyes que describen los procesos físicos y dinámicos de la atmósfera tienen una naturaleza altamente no lineal. Esto se refiere a que hay interacción entre los distintos procesos haciendo que la evolución de la atmósfera sea sensitiva a las condiciones iniciales, tratándose de un sistema energéticamente disipativo. Estas interacciones entre procesos se pueden ver en la **Figura 6.3**, donde se esquematizan los distintos procesos físicos que considera un modelo numérico.

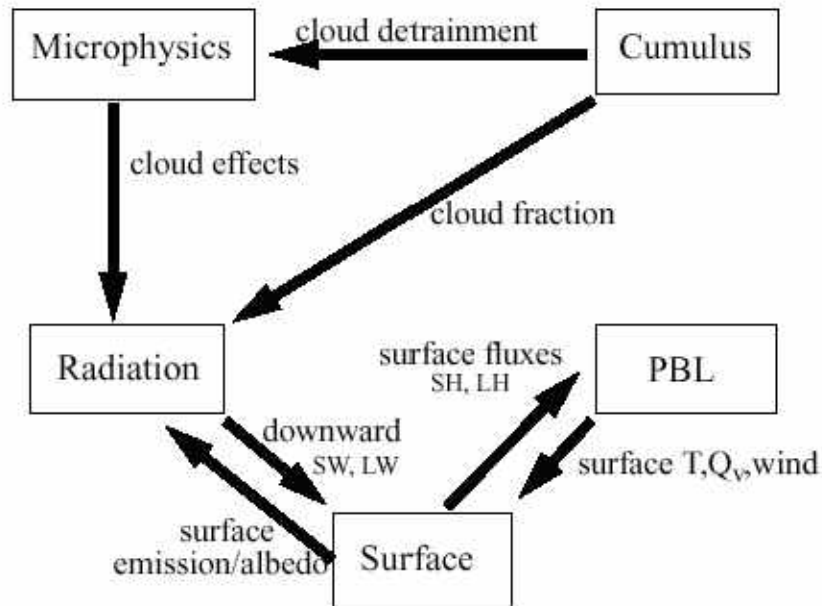


Figura 6.3 Interacción entre procesos atmosféricos (MMMD/NCAR, 2001).

Este hecho fue constatado por Edward Lorenz (Lorenz, 1963) y forma parte de los conceptos incluidos en la teoría del Caos (Gleick, 1987). El sistema atmosférico por sus propiedades tiene un límite temporal en la predicción de la evolución atmosférica, o sea, que el fenómeno descrito en la predicción sea representativo de la realidad.

Hay varios factores que limitan temporalmente la utilidad de una predicción meteorológica. Algunos de estos son:

- Cobertura y representatividad de los datos observados.
- Tamaño del dominio donde realizar una predicción.
- Sensibilidad específica de la atmósfera a las condiciones iniciales en un instante determinado.

Se están realizando varios estudios sobre este último punto. El estudio de la sensibilidad de la atmósfera a las condiciones iniciales se realiza a partir de las predicciones por conjuntos, conocido como *ensemble forecasting*. Esta técnica consiste en realizar varios pronósticos de una situación determinada variando ligeramente las condiciones iniciales de la predicción. Con lo cual se tienen un conjunto de predicciones formando una muestra estadística. Cuando más rápido diverge una predicción del comportamiento mayoritario menor es la probabilidad que la predicción sea representativa.

6.1.2.4 Discretización numérica

Antes de exponer los pasos que sigue un modelo numérico para realizar un pronóstico es interesante comentar como se implementa el dominio de estudio en el entorno informático.

Los dominios de trabajos se han de discretizar para que puedan ser utilizados en computación. Un dominio de trabajo consta de la superficie topográfica de interés y la capa de atmósfera a estudiar situada encima de ésta. Así, se genera una malla tridimensional de la zona de estudio, donde el límite inferior es en cada caso la topografía discretizada y los límites laterales son ficticios, impuestos por los límites del dominio de estudio en los laterales, e impuesto por el usuario del modelo en el caso del límite superior. Una vez definidos los límites se divide en una serie de capas horizontales el espesor de atmósfera a estudiar. La localización de los límites laterales es un punto importante a tener en cuenta. Una buena situación de los límites laterales puede producir una mejora en la simulación sin necesidad de introducir más recursos (Stenger, 2000).

Hay varias técnicas de implementación de esta discretización en un entorno computacional. En algunos modelos se trabaja con coordenadas cartesianas, x,y,z , teniendo que recortar el límite inferior en función de la topografía. En otros casos se opta por el uso de una coordenada vertical distinta, conocida como coordenada σ (denominada también coordenada que sigue el terreno). Lo que se consigue al realizar una transformación de z a σ es un dominio regular en todas las direcciones. En la **Figura 6.4** se esquematizan los dos tipos de coordenadas.

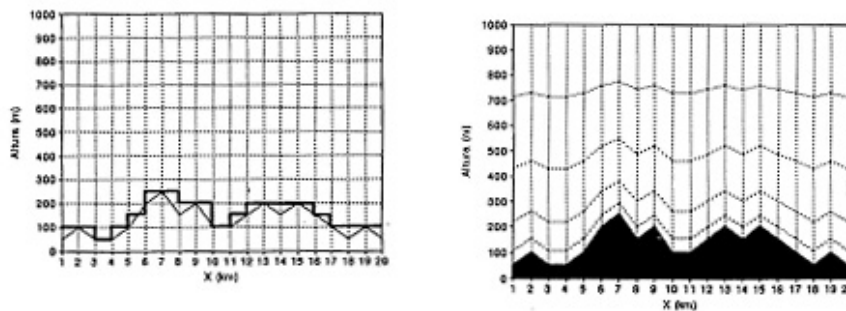


Figura 6.4 Coordenadas verticales cartesianas y sigma (Hernández, 1995).

A parte, se utilizan distintos métodos para discretizar horizontalmente el dominio. El más usual en los modelos de pronóstico es la malla donde se definen las variables escalares en el centro de la celda y las variables vectoriales en las caras laterales o en los vértices de la misma. Es decir, si imaginamos una celda cúbica, la temperatura, la humedad específica, la presión se definirán en el centro del cubo, y las componentes horizontales del viento se definirán en los vértices, o en la parte central de las caras laterales del cubo. Por su parte, la componente vertical del viento se define en el centro de las caras superior e inferior de la celda. La mayoría de modelos trabajan con celdas definidas de esta forma, con variaciones en la localización de las componentes horizontales del viento (**Figura 6.5**). Esta configuración se conoce con el nombre de celda escalonada o alternada (*staggered grid*).

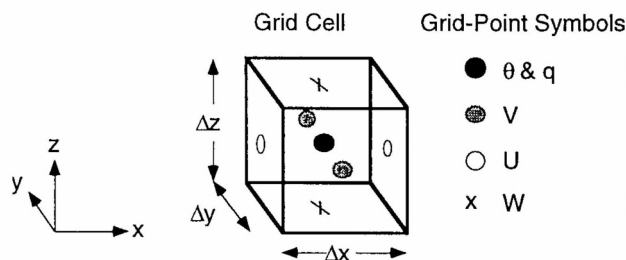


Figura 6.5 Celda de un NWP (Stull, 2000).

6.1.2.5 Procesos de ejecución

Las fases de ejecución de las que consta un modelo son normalmente tres: un preprocesado de la información inicial, un procesado de los datos, y un postprocesado de los resultados obtenidos (**Figura 6.6**).

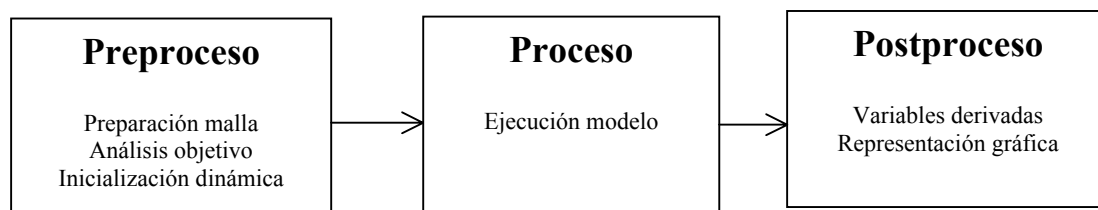


Figura 6.6 Módulos de un NWP

Así, en el preproceso se realiza la definición del dominio de trabajo, el tamaño del mismo y la resolución de celda que interese en función del tipo de estudio. También se especifican las características del suelo, usos del suelo y distribución de las zonas tierra-agua. Una vez realizada la preparación de la malla se procede a la preparación de la información atmosférica disponible. Se realiza una interpolación de los datos que se tienen dispersos en el dominio de trabajo a la malla regular, introduciendo las medidas de superficie y los perfiles verticales si es el caso. Por último, se realiza una inicialización dinámica de los datos consistentes en aplicar la conservación de la masa en todo el dominio para asegurar la consistencia dinámica de la información. Al acabar el preprocesado de los datos se dispone de una malla con los datos de presión, velocidad y dirección del viento, temperatura y humedad en cada celda. Esta malla constituye las condiciones iniciales de la simulación.

El siguiente paso es el procesado de la información, consistente en la ejecución del modelo numérico. Para cada celda de la malla se resuelven las ecuaciones que rigen el comportamiento de la atmósfera. La resolución se realiza iterativamente cada cierto tiempo, normalmente un minuto dependiendo de los requerimientos de la simulación.

Por último, a partir de los resultados pronosticados por el modelo, temperatura, humedad, viento y precipitación, se calculan las variables atmosféricas más complejas como pueden ser la divergencia y la vorticidad. Una vez se dispone de toda la

información que se desea se procede a la representación gráfica de ésta, siendo un punto importante para el estudio y comprensión de los fenómenos que se suceden.

6.1.2.6 Parametrizaciones físicas

Como se ha comentado anteriormente hay distintos modelos para cada escala de estudio, sin embargo, las leyes que gobiernan la atmósfera son las mismas para todas las escalas. Sería lógico pensar que con un solo modelo bastaría para describir todos los fenómenos atmosféricos a escala global, meso-escalar o local, pero esto no es posible debido a la limitación de las herramientas de computación. Así las cosas, para el estudio de la atmósfera en una escala global, pronósticos de varios años de extensión, es necesario trabajar con resoluciones bajas para poder implementar el modelo en un entorno informático. Análogamente sucede con los modelos meso-escalares, aunque trabajan con resoluciones más finas, hay fenómenos que se suceden en escalas menores al del tamaño de la celda.

Varios procesos físicos críticos para la meteorología regional y de escalas mayores se fundamentan en mecanismos de escala molecular y microscala. La representación explícita de todos estos mecanismos en un modelo mesoscalar supone una tarea poco práctica, por eso se opta por representar los procesos de escalas inferiores a las de trabajo mediante parametrizaciones físicas. Orientados como sub-modelos dentro del modelo dinámico mesoscalar, estas parametrizaciones representan implícitamente la influencia de la física de sub-escala en la meteorología resuelta explícitamente. Una parametrización es una aproximación de un término desconocido a partir de uno o más factores conocidos. En algunos casos, la física del aire no está suficientemente desarrollada para describir ciertos procesos físicos con exactitud, sin embargo, el efecto neto de estos procesos, al poder ser observados, se pueden parametrizar. Por ejemplo, trabajar con una parametrización sencilla de la precipitación neta es más aconsejable que desarrollar complejas expresiones que tengan en cuenta la evolución de cada gota que conforma una nube y los cristales de hielo. Las parametrizaciones acostumbran a realizar suposiciones, y se basan en relaciones empíricas que permiten evaluar procesos complejos eficientemente a partir de las variables resueltas con las ecuaciones físicas conocidas. Los procesos físicos que se acostumbran a parametrizar son los flujos superficiales entre suelo-atmósfera, la hidrología del suelo, los flujos dentro la capa fronteriza, la radiación, la física de la humedad explícita, la convección profunda y las nubes de poco desarrollo vertical. La **Figura 6.3** muestra la interacción entre los distintos procesos físicos a parametrizar.

La parametrización de los procesos turbulentos dentro de la capa fronteriza (ABL) es crítica para una descripción correcta del transporte vertical de masas de aire, partículas o contaminantes atmosféricos, la dispersión horizontal y la deposición seca. Esta parametrización permite resolver el problema de la clausura de la turbulencia. La mayoría de modelos dinámicos trabajan con una clausura de primer orden como la teoría-K (p.e., Noilhan y Planton, 1989), una clausura no-local (Zhang y Anthes, 1982), o una clausura de segundo orden simplificada (p.e., Mellor y Yamada, 1974, 1982; Burk y Thompson, 1989; Ballard et al., 1991). La clausura no-local se aplica normalmente para condiciones convectivas inestables, mientras que las clausuras de primer y segundo orden se pueden aplicar en condiciones estables e inestables. Los tres sub-modelos presentan un buen comportamiento en condiciones con elevada mezcla, sin embargo, pueden presentar problemas para simular la capa fronteriza estable nocturna (SBL). La

teoría-K es uno de los métodos más sencillos, donde los flujos turbulentos se evalúan como el producto de un coeficiente de difusión turbulenta y el gradiente de la variable transportada. Por otro lado, los esquemas de segundo orden son más complejos. Éstos resuelven una ecuación para la energía cinética turbulenta (TKE). La TKE es una de las variables más importantes en micrometeorología, ya que representa una medida de la intensidad de la turbulencia. Está directamente relacionada con el transporte de momento, calor y humedad (Stull, 1988). Así, los flujos se evalúan a partir de la TKE. Para una discusión más profunda del problema de la clausura de la turbulencia se refiere al lector a Stull (1988) y Mellor y Yamada (1974).

Los flujos superficiales de calor, momento, y radiación de onda corta y larga son muy importantes para las aplicaciones de calidad de aire debido a que son los mecanismos primarios que rigen el desarrollo de la capa fronteriza (Seaman, 2000). Se han desarrollado varios esquemas de suelo de diversa complejidad. Entre las parametrizaciones más completas se encuentra el esquema *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* (BATS; Dickinson et al., 1993) y el *Parameterization for Land-Atmosphere-Cloud Exchange* (PLACE; Wetzell y Boone, 1995). El problema asociado a estos dos esquemas es su complejidad. Necesitan una definición detallada de varios parámetros y variables para el suelo y la vegetación que no se encuentran disponibles a elevadas resoluciones para regiones extensas de la Tierra. Es por eso, que se opta por asignar valores típicos a los parámetros asociados con tipos de vegetación y tipos de suelo, en vez de basarse en medidas locales directas. Los esquemas que se encuentran en la mayoría de modelos mesoscalares son menos elaborados. Estos reducen los parámetros del suelo y de la vegetación a unos pocos que se consideran los más importantes (p.e., Pleim y Xiu, 1995; Xue et al., 1991; Seagal et al., 1988; Avissar y Mahrer, 1988; Tremback y Kessler, 1985) o pueden simplificar el enfoque obviando la influencia explícita de la vegetación (e.g., Zhang y Anthes, 1982; Noilhan y Planton, 1989). Estos esquemas se han aplicado satisfactoriamente en estudios de investigación.

La hidrología del suelo es un punto importante sobre la estabilidad atmosférica de la ABL, el desarrollo de la capa de mezcla, la formación de nubes y la precipitación. Debido a la dificultad de medir la humedad del suelo, son varios los esquemas que simplemente la definen como una función climatológica de la estación del año y el tipo de suelo, e incluso la mantienen constante durante los eventos de precipitación. Seaman (2000) sugiere que la utilización de un sub-modelo simple de la hidrología del suelo puede mejorar sensiblemente la precisión de los flujos superficiales en aplicaciones de varios días, estacionales y anuales. El modelo operacional mesoscalar Eta del NCEP ha sido adaptado para incluir un sub-modelo de superficie (*land-surface model*) basado en Pan y Mahrt (1987) para mejorar sus resultados.

La radiación solar tiene un papel importante en los flujos superficiales de calor y humedad, y en altitud con presencia de nubes. Zhang y Anthes (1982) desarrollaron una parametrización sencilla que evalúa el balance radiativo en la superficie terrestre. Este esquema es adecuado para cortos tiempos de integración, pero para períodos más extensos se recomienda usar esquemas más complejos que consideren la interacción con la atmósfera y las nubes (e.g., Hack et al., 1993; Mlawer et al., 1997).

Respecto al tratamiento del vapor de agua explícitamente, las parametrizaciones varían desde esquemas extremadamente sencillos que solo consideran nubes cálidas y precipitación (Hsie, 1984), hasta sistemas más complejos que incluyen la física de

cambio de fase entre agua y hielo (Dudhia, 1989), y sistemas aún más elaborados que trabajan con la física de mezcla de fases, clases adicionales de hielo e interacciones entre los distintos tipos de hidrometeoros (Cotton et al., 1982, 1986; Reisner et al., 1998). Actualmente, los esquemas más completos son muy similares a los modelos de nubes (p.e., Klemp y Wilhelmson, 1978).

Se han desarrollado varios esquemas de convección para modelos meteorológicos regionales y globales. Para resoluciones gruesas destacan el esquema Anthes-Kuo (Anthes, 1977) y el Betts y Miller (1986). En su desarrollo original no incluían movimientos de masas húmedas descendientes. Por su parte, Grell (1993) y Kain y Fritsch (1990, 1993) desarrollaron esquemas para resoluciones más finas que incluyen los movimientos descendientes, y son más aconsejables para simular el desarrollo de mesoaltas, mesobajas y las tormentas asociadas. Ninguno de estos esquemas está recomendado para aplicarse con resoluciones inferiores a 10 km.

6.1.2.7 Anidamiento: técnicas de interacción entre dominios

Otro aspecto a destacar de algunos modelos de pronóstico es la capacidad de realizar anidamientos. Esto es, realizar un zoom sobre una región para trabajar en ella con mayor resolución. Esta técnica se utiliza en los modelos de área limitada (LMA), como son los modelos mesoescalares. Para una buena resolución de la dinámica atmosférica a escala local, como es el caso del estudio a desarrollar, es importante introducir la información sinóptica necesaria. Debido a las limitaciones computacionales, el trabajar con grandes dominios de elevada resolución es hoy en día inviable, por eso se han desarrollado las técnicas de anidamiento que definen dominios menores de mayor resolución dentro de dominios padre. Se resuelve la física de una región con una resolución baja, para describir los fenómenos que se suceden en una escala sinóptica, y a continuación se focaliza la atención en un dominio interior al grande con elevada resolución para estudiar fenómenos de menor escala. Dos son las técnicas desarrolladas hasta el momento para dicho propósito: interacción de una dirección (*one way nesting*) y interacción de dos direcciones (*two way nesting*).

En la técnica *one way nesting*, interacción de una dirección, se resuelve en primer lugar la física del dominio padre, y la información obtenida se transmite al dominio interior para resolver a continuación la física en este dominio de mayor resolución.

La interacción de dos direcciones difiere de la anterior en que la resolución de la física de los dominios externo e interno se realiza simultáneamente, produciéndose un intercambio de información del dominio padre al dominio interior, y del interior al padre mediante una retroalimentación.

En resumen, el interés y habilidad de un modelo de pronóstico meteorológico radica en la resolución de trabajo y en las parametrizaciones y configuración que use. Como menor sea la necesidad de parametrizar fenómenos de subescala y más representativas las parametrizaciones a usar el pronóstico realizado describirá con mayor acierto el comportamiento de la atmósfera.

6.1.3 Revisión bibliográfica de los principales modelos numéricos de pronóstico meteorológico de mesoscala

Se ha realizado una revisión bibliográfica de los NWP mesoscalares más representativos desarrollados hasta el momento. Entre estos se encuentran los aplicados a pronóstico meteorológico y aquellos que presentan un enfoque a estudios de calidad del aire. Los primeros trabajan con resoluciones horizontales de hasta 8-10 km, mientras que los segundos se aplican por debajo de los 5 km, con estudios a 1 km de resolución. Debido a los objetivos de la Tesis, la revisión bibliográfica de modelos se ha centrado en los segundos. Es por eso que no se presentan NWP importantes como pueden ser, por ejemplo, el modelo de área limitada utilizado por el Instituto Nacional de Meteorología HIRLAM (Undén et al., 2002), o el modelo regional del National Center for Environmental Prediction Eta (Janjic, 1994).

Weather Research and Forecast Model (WRF)

El proyecto *Weather Research and Forecast Model* (Michalakes et al., 2001) en desarrollo actualmente, tiene como objetivo el desarrollo de un modelo de pronóstico meteorológico y un sistema de asimilación de datos de nueva generación que permita profundizar y avanzar en el conocimiento y en la predicción de los sistemas de precipitación mesoscalar. Pretende promover a la vez puntos de conexión entre la comunidad científica y los centros de pronóstico operacionales en el ámbito de Estados Unidos. El objetivo es convertir el WRF como la herramienta de trabajo en modelización mesoscalar, agrupando todos los avances producidos en la aplicación de otros modelos más antiguos.

El WRF está siendo desarrollado por un gran número de centros e instituciones de los E.E.U.U. como son: NCAR Mesoscale and Microscale Meteorology Division; the National Centers for Environment Prediction (NCEP), the Forecast Systems Laboratory (FSL), the National Severe Storms Laboratory (NSSL), and Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA); the Air Force Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory (NRL), and High Performance Computing Modernization Office (HPCMO) within the U.S. Department of Defense (DoD); the Federal Aviation Administration (FAA); the University of Oklahoma Center for the Analysis and Predictions of Storms (CAPS); the Environmental Protection Agency Atmospheric Modeling Division; the Atmospheric Sciences Division at the NASA Goddard Space Flight Center; y la comunidad universitaria de investigación.

5th generation Mesoscale Model (MM5)

MM5 (Dudhia, 1993; Grell et al., 1995) es la quinta generación del modelo de mesoescala desarrollado por la *Pennsylvania State University* junto con el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Es un modelo que trabaja en el rango de la escala meso- β a la meso- γ . Resuelve las ecuaciones primitivas de la física de la atmósfera. Puede configurarse como modelo hidrostático o no-hidrostático, trabaja con coordenadas sigma verticales que siguen el terreno, resolviendo las ecuaciones primitivas con diferencias finitas. Posee la capacidad de trabajar con anidamientos, pudiéndose usar dos técnicas distintas, *one way nesting* o *two way nesting*. MM5 está

considerado como un modelo que incluye todos los avances realizados hasta el momento en modelización meteorológica (*state of the art model*).

Algunos de los centros que trabajan con MM5 son: Pennsylvania State University, University of California, NASA/MSFC Global Hydrology and Climate Center, Instituto Geofísico del Perú, Universidad de Ciencia y Tecnología de Hong Kong, Meso Inc., Institut d'Estudis Espacials de Catalunya, Universidad Politécnica de Madrid, Observatorio Nacional de Atenas, Universitat Politècnica de Catalunya.

Regional Atmospheric Modeling System model (RAMS)

RAMS (Pielke y Walko, 1994) es el modelo desarrollado en la *Colorado State University*. Modelo meso-escalar que trabaja en el rango meso- α , meso- β , meso- γ . Resuelve las ecuaciones primitivas con diferencias finitas. Puede configurarse como modelo hidrostático o no-hidrostático, usando coordenadas que siguen el terreno en altura. Puede trabajar con anidamientos, empleando *two way nesting*.

Centros donde se trabaja con RAMS son: Colorado State University, NOAA Air Resources Laboratory, NOAA Forecast Systems Laboratory, Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo.

Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System (COAMPS)

COAMPS, *Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System* (Hodur, 1997), es el modelo de mesoescala desarrollado por la *Marine Meteorology Division* (MMD) de el *Naval Research Laboratory* (NRL). El modelo incluye un sistema de asimilación de datos atmosféricos formado por un control de calidad de datos, un análisis, inicialización de datos y un modelo atmosférico no-hidrostático, y permite la posibilidad de usar dos modelos oceánicos hidrostáticos. Este modelo está en fase de desarrollo.

COAMPS está siendo utilizado entre otros por: Naval Research Laboratory.

Advanced Regional Prediction System (ARPS)

ARPS, *Advanced Regional Prediction System* (Xue et al., 2000), es un modelo de pronóstico desarrollado por el *Center for Analysis and Prediction of Storms* (CAPS) de la *University of Oklahoma*. Es un modelo que trabaja en el rango de la escala regional a la microescala, orientado al estudio de fenómenos convectivos y tormentas frías. Modelo no-hidrostático que usa coordenadas que siguen el terreno en altura.

ARPS se utiliza en la *University of Oklahoma*, y en *MeteoGalicia* de la *Universidad de Santiago de Compostela*.

Mesoscale Atmospheric Simulation System (MASS)

MASS (Kaplan et al., 1982). Desde su desarrollo ha sufrido importantes mejoras, siendo actualmente un modelo comercializado por la compañía norteamericana MESO, Inc. fundada el 1985. MASS es un modelo mesoescalar que resuelve las ecuaciones primitivas usando la aproximación hidrostática, desarrollado para trabajar con

resoluciones de 10 a 100 km y 20 a 40 niveles verticales. Permite trabajar con anidamientos. Recientemente se ha desarrollado la versión no-hidrostática que permite aumentar la resolución de trabajo.

Algunos centros que trabajan con MASS son: Meso Inc., North Carolina State University, Saint Louis University, Servei de Meteorologia de Catalunya, Universitat de Barcelona.

Mesoscale Compressible Community Model (MC2)

El modelo *Mesoscale Compressible Community Model* (Benoit et al., 1997) es un modelo atmosférico basado en los últimos avances en modelización atmosférica. Se ha desarrollado para aplicaciones meteorológicas de escala muy fina. Se trata de una extensión del modelo de área limitada compresible desarrollado por Tanguay et al. (1990) y Laprise et al. (1997) a mediados de los 80 en la Université du Québec à Montreal (UQAM). La implementación numérica del modelo se basa en un procedimiento sofisticado de pasos de tiempo semi-lagrangianos y semi-implícitos, que permite trabajar con tiempos de integración relativamente elevados a la vez que se resuelven ondas de sonido de rápida propagación (Tanguay et al., 1990; Benoit et al., 1997). Resuelve las ecuaciones primitivas compresibles no-hidrostáticas. Permite trabajar con anidamientos con técnicas de interacción de una dirección. Es un modelo preparado para simular eventos meteorológicos de escalas de ciclones hasta tornados y turbulencia de plumas.

MC2 se utiliza en Environment Canada y varias universidades de Canadá.

Mesoscale no-Hydrostatic Atmospheric Simulation System (Meso-NH)

El modelo Meso-NH (Lafore et al., 1998) es el resultado de la colaboración entre el Centre National de Recherches Météorologiques (Météo-France) y el Laboratoire d'Aérodynamique (CNRS). Se trata de NWP desarrollado con los últimos avances en modelización atmosférica capaz de simular fenómenos meteorológicos de escalas comprendidas entre la meso- α hasta la microescala. Resuelve las ecuaciones primitivas anelásticas. Permite simular simultáneamente fenómenos de distintas escalas de movimiento con la técnica *interactive grid-nesting technique*. Está preparado para interactuar con un módulo químico acoplado al modelo, aunque no está diseñado para realizar aplicaciones operacionales en calidad del aire. Meso-NH es un modelo ideado como herramienta de investigación para los procesos micro y mesoscalares.

Meso-NH se utiliza en Météo-France, CNRS, varios centros científicos de Francia, Universitat de les Illes Balears, Centre Epsilon Meteo, Instituto de Astronomía de México.

Mesoscale Model (MEMO)

El modelo MEMO (Flassak y Moussiopoulos 1987; 1988) fue desarrollado por el grupo de investigación del Instituto de Termodinámica Técnica de la Universidad de Karlsruhe. Resuelve las ecuaciones primitivas efectuando la aproximación de Boussinesq. Resuelve las ecuaciones compresibles no-hidrostáticas. La ecuación de continuidad se resuelve con la aproximación anelástica, mientras que la tercera

componente del viento se resuelve mediante una ecuación elíptica para la presión. Trabaja con coordenadas que siguen el terreno y con una discretización alternada para simplificar la discretización de las ecuaciones.

MEMO fue un modelo desarrollado a finales de la década de los años 80 y se aplicó entre otros por la Universitat Politècnica de Catalunya por el grupo de investigación donde se enmarca el presente trabajo de investigación, es por este motivo que se ha presentado en este apartado, aunque no se considera un modelo con los últimos avances en modelización meteorológica. Es por esto que no se tendrá en cuenta a la hora de seleccionar un modelo para su aplicación en este trabajo.

En la **Tabla 6.2** se resumen las principales características de cada modelo, a excepción de MEMO.

Ante la gran cantidad de modelos desarrollados, es difícil optar por uno u otro. Sin embargo, estudios comparativos indican que la clave para simular satisfactoriamente un fenómeno reside en la configuración específica y opciones usadas del modelo (Busch et al., 1994). Así, el trabajar con un modelo específico no es un factor clave, sino el escoger una buena parametrización y configuración.

Se ha realizado una revisión bibliográfica sobre las configuraciones de distintos modelos respecto a la definición de los dominios, las técnicas de interacción, la resolución de trabajo y la aplicación del modelo. Se han consultado las configuraciones de modelos operacionales en centros meteorológicos y estudios donde se aplican los NWP para análisis de episodios de calidad del aire o fenómenos meteorológicos.

La **Tabla 6.3** presenta un resumen de las configuraciones utilizadas en distintos NWP. Se detallan los datos de iniciación, las dimensiones de los dominios de estudio y su resolución, las técnicas de interacción entre dominios, su utilización y zona de aplicación.

Tabla 6.2 Características principales de los NWP revisados.

<i>Modelo</i>	<i>Ecuaciones básicas</i>	<i>Coordenadas horizontales* y verticales</i>	<i>Clausura de la turbulencia</i>	<i>Esquema de superficie</i>	<i>Humedad explícita</i>	<i>Convección profunda**</i>	<i>Radiación</i>	<i>Escala</i>
WRF (Michalakes et al., 2001)	Compresible	-Arakawa-E -sigma en presión híbrido	- Orden 1.5 TKE local	-pronóstico temperatura del suelo - pronóstico temperatura y humedad del suelo	- Líquido, hielo y fase de mezcla	-Kain-Fritsch, Grell, Betts-Miller	-Onda larga y corta con interacción de nubes	-meso β - γ (1-200km)
MM5 (Dudhia, 1993)	Compresible	-Arakawa-B -sigma en presión	- Orden 1.5 TKE local - 1er orden no-local	-pronóstico temperatura del suelo - pronóstico temperatura y humedad del suelo	- Líquido, hielo y fase de mezcla	-Kain-Fritsch, Grell, Betts-Miller, Anthes-Kuo, Arakawa-Schubert, Fritsch-Chappell	-Onda larga y corta con interacción de nubes	-meso β - γ (2-200km)
RAMS (Pielke y Walko., 1994)	Compresible	-Arakawa-C - sigma en altura	- Orden 1.5 TKE local	-pronóstico temperatura y humedad del suelo	- Líquido, hielo y fase de mezcla	-Kuo modificado	-Onda larga y corta con interacción de nubes	-meso α - β - γ
Meso-NH (Lafore et al., 1998)	Anelastica	-Arakawa-C -sigma en altura	- Orden 1.5 TKE local	-pronóstico temperatura y humedad del suelo	- Líquido, hielo y fase de mezcla	-Kain-Fritsch modificado	-Onda larga y corta con interacción de nubes	-meso α - β - γ -micro
COAMPS (Hodur, 1997)	Compresible	-Arakawa-C - sigma en altura	- Orden 1.5 TKE local	-pronóstico temperatura y humedad del suelo	- Líquido, hielo y fase de mezcla	-Kain-Fritsch	-Onda larga y corta con interacción de nubes	-meso
ARPS (Xue et al., 2000)	Compresible	-Arakawa-C - sigma en altura	- Orden 1.5 TKE local	-pronóstico temperatura y humedad del suelo	- Líquido, hielo y fase de mezcla	-Kain-Fritsch, Kuo	-Onda larga y corta con interacción de nubes	-meso α - β - γ
MC2 (Benoit et al., 1997)	Compresible	-Arakawa-C -sigma en altura	- Orden 1.5 TKE local	-pronóstico temperatura del suelo	- Líquido, hielo y fase de mezcla	-Kuo, Kain-Fritsch, Fritsch-Chappell	-Onda larga y corta con interacción de nubes	-meso α - β - γ
MASS (Kaplan et al., 1982)	Compresible	-Malla horizontal no alternada y vertical alternada -sigma en presión	- Orden 1.5 TKE local - 1er orden no-local	-pronóstico temperatura y humedad del suelo	- Líquido, hielo y fase de mezcla	- Kuo-Anthes, Fritsch-Chappell, Kain-Fritsch	-Onda larga y corta con interacción de nubes	-meso β - γ

* Consultar Mesinger y Arakawa (1976)

** Consultar Arakawa y Schubert (1974), Anthes (1977), Kuo y Raymond (1980), Fritsch y Chappell (1980), Betts y Miller (1986), Kain y Fritsch (1993), Grell (1993).

Tabla 6.3 Resumen de la revisión bibliográfica de las distintas configuraciones de NWP utilizada en trabajos científicos.

Autor	NWP	Escala	Iniciación y frontera	Dominios, ratio, proyección	Grid size	Sigma levels	Nesting tech.	Utilitzación	Zona aplicación
Ebel et. al (2001)	MM5	Meso	ECMWF	4 3:1 Lambert	54km(75x85), 18 km (80x72), 6 km (63x63), 2 km (91x91)		1w	Calidad del aire episodio	Europa-Alemania
Noonan et al. (2000)	MM5	Meso	ECMWF	5 3:1	40.5 (115x75), 13.5 (85x73) 4.5 (61x55), 1.5 (61x55), 0.5(58x82)	26	2w	Calidad del aire episodio	Área de Hong-Kong
Stegner (2000)	MM5	Meso	NCEP	2 3:1 Lambert	36 km (112x193), 12 km (145x220)		1w-2w	Estudios de sensibilidad	E.E.U.U.
Lozej y Bornstein (1999)	MM5	Meso	NCEP (2.5°x2.5°)	3 3:1 Lambert	27 km (120x57), 9 km (112x106) 3 km (52x40)		1w-2w- 2wNofeed	Estudios de sensibilidad	Oeste E.E.U.U.
Codina et al. (1997)	MASS	Meso	NCEP - MRF	2 5.5:1 Stereographic	55 km (55x55), 10 km (55x55)		1w	Meteo.	Catalunya
UB (2002)	MASS	Meso	NCEP (MRF)	3 3.75:1 - 4:1 Stereographic	30 km (55x55), 8 km (103x103) 2 km (133x161)			Meteo.	Catalunya
Meso, (2001).	MM5	Meso	Eta - AVN	2 3:1 Stereographic	45 km (93x78), 15 km (76x61)	25	2w	Meteo.	SE E.E.U.U.
U. of Washington (2001)	MM5	Meso	Eta	4 3:1 Lambert	36 km , 12 km , 4 km		2w	Meteo.	Pacific North-west coast
EMC (2000)	MM5	Meso	Eta (40 km)	2 3:1 Lambert	45 km (96x132), 15 km (190x184)		1 w	Meteo., air quality.	E E.E.U.U.
Pino et al. (2002)	MM5	Meso	ECMWF	4 3:1 Lambert	27km (31x31), 9 km (31x31) 3 km (31x31), 1 km (31x31)		2w	Estudio de sensibilidad PBL	Catalunya

Cucurull (2001)	MASS	Meso	ECMWF	$\frac{2}{5.5:1}$ Stereographic	55 km (55x55), 10 km (55x55)	20	1w	Asimilación de datos GPS	Catalunya
Cucurull (2001)	MM5	Meso	MRF	$\frac{3+5(2km)}{3:1}$	54 km, 18 km 6km (82x97), 2km (52x52)	24	2w	Asimilación de datos GPS	Catalunya
Salvador (1999)	RAMS	Meso	NCEP	4:1-2:1	16 km (90x74), 4km (45x37), 2 km (90x74)	24	2w	Meteo-Calidad del aire	Valencia
Perlin y Alpert (2001)	MM5	Meso	NASA reanalysis	3:1	136x136 (7.5km) 91x70 (2.5km)	43 (29 por debajo 2000m)		Fenómenos convectivos	Israel
Deng et al. (2003)	MM5	Meso	Observational gridded analysis	3:1	(108km), (70km), (36km), (12km) 289x316 (4km)	32 (16 por debajo 1500m)	2w	Meteo.	Este E.E.U.U.
Soler et al. (2003)	MM5	Meso	ECMWF	3:1	31x31 (27km) 31x31 (9km) 37x43 (3km) 37x61 (1km)		2w	Calidad aire	Catalunya
Romero et al. (2000)	MM5	Meso	NCEP	3:1	82x82 (60km) 82x82 (20km)	31	2w	Meteo.	Península Ibérica

6.2 Modelo meteorológico mesoscalar utilizado: MM5

Para las simulaciones de las distintas situaciones meteorológicas escogidas en el **Capítulo 5** se utilizará el modelo meteorológico mesoscalar MM5. Busch et al. (1994) afirman a partir de varios estudios comparativos que la clave para simular satisfactoriamente un fenómeno reside en la configuración específica y las opciones usadas en el modelo, y la decisión de escoger uno u otro NWP no es una cuestión tan crítica. De la revisión bibliográfica presentada en el **Apartado 6.1.3** se ha puesto de manifiesto la potencialidad del modelo MM5, que al tratarse de un modelo que incorpora el estado del arte en modelización atmosférica es una de las opciones más interesantes. La disponibilidad de la herramienta, el uso extendido entre la comunidad científica y su potencialidad han sido los factores por los que se ha optado por la selección y aplicación para el estudio de los campos de viento con elevada resolución espacial.

En este apartado se presentan brevemente las características más relevantes del modelo MM5. A continuación se detalla la configuración adoptada para las simulaciones de las distintas situaciones sinópticas típicas que afectan a la Península Ibérica. Por último se presentan los estudios de sensibilidad que han contribuido a definir la configuración del modelo, y profundizar en la influencia de la caracterización del suelo en el desarrollo de circulaciones locales trabajando con elevada resolución.

6.2.1 Breve descripción del modelo mesoscalar MM5

El modelo MM5 (Dudhia, 1993; Grell et al., 1995) tiene su origen a principios de los años 1970s, con el desarrollo de un modelo mesoscalar en la Pennsylvania State University documentado por Anthes y Warner (1978). Desde su origen ha sufrido varias modificaciones y mejoras. Éstas incluyen la capacidad de trabajar con anidamientos múltiples, se ha convertido en un modelo no-hidrostático, posee la capacidad de asimilar datos de observaciones meteorológicas, e incorpora los últimos avances en parametrizaciones físicas. MM5 representa la quinta generación del modelo meteorológico de la Penn State University, y se desarrolla en colaboración con el NCAR. El sistema se ha portado a numerosas plataformas informáticas y se ha reestructurado para su mejor aplicación.

La **Figura 6.7** muestra un diagrama del sistema completo. Los datos del terreno y la información meteorológica en niveles de presión se interpola horizontalmente desde mallas georeferenciadas a un dominio de resolución elevada en proyección Mercator, Lambert Conformal o Polar estereográfica. La información interpolada se puede mejorar con observaciones meteorológicas de estaciones en superficie o radiosondeos. Una vez obtenida la información en los niveles de presión se realiza una interpolación vertical desde los niveles de presión a las coordenadas sigma del sistema MM5. Las coordenadas sigma siguen el terreno en niveles bajos, y en altitud tienden a aproximarse a superficies isobáricas. Pasado todo el proceso previo de preparación de los datos, ya se está en disposición de ejecutar el modelo mesoscalar MM5.

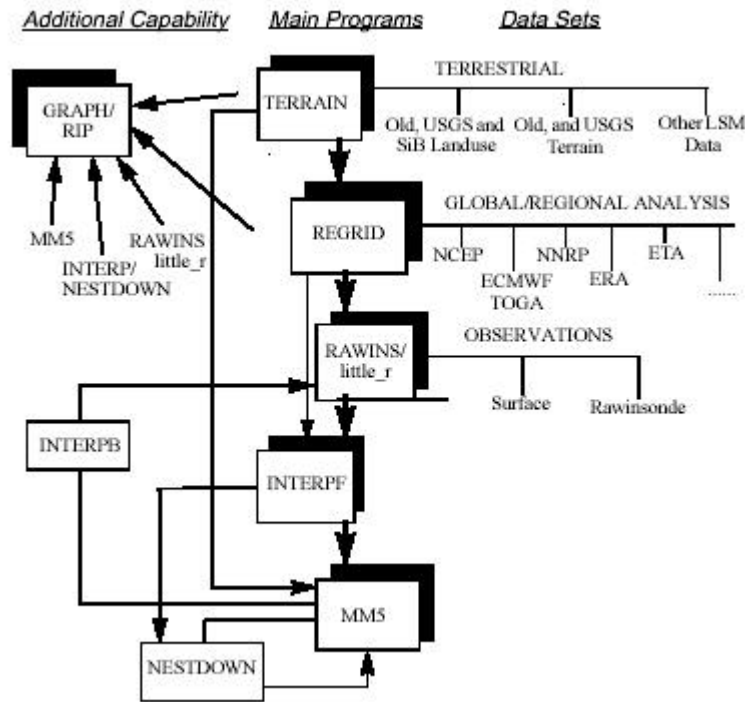


Figura 6.7 Diagrama de flujo del sistema MM5 (MMMD/NCAR, 2001).

El modelo trabaja en coordenadas verticales sigma en presión que siguen el terreno. Esta coordenada se define como:

$$s = \frac{(P - P_t)}{(P_s - P_t)} \quad (6.7)$$

donde P es la presión

P_t es una constante que especifica el límite vertical de presión

P_s es la presión en superficie.

La **Figura 6.8** muestra un perfil donde se aprecian los distintos niveles sigma. La coordenada sigma 0 se sitúa en el límite superior, mientras que la sigma 1 se sitúa en superficie. La resolución vertical del modelo se define a partir de las coordenadas sigma con una lista de valores de 0 a 1, que necesariamente no tienen que estar equiespaciadas. Normalmente la resolución en la ABL es más fina que en niveles superiores.

En lo que respecta a la discretización horizontal, MM5 trabaja con celdas Arakawa-Lamb B (Mesinger y Arakawa, 1976) alternando las variables de la velocidad del viento respecto a las variables escalares. Esta disposición particular se muestra en la **Figura 6.9**, donde se observa como las variables escalares (T , q , p , w) se definen en el centro de las celdas (indicadas con cruces), mientras que las componentes horizontales del viento (u , v) se definen en los vértices de las celdas (indicadas con puntos). Todas las variables excepto la componente vertical del viento se definen en la mitad de cada capa vertical, o sea, en los niveles sigma medios, representados con una línea discontinua en la **Figura 6.8**. La velocidad vertical se define en los niveles sigma, en línea sólida. La definición de los niveles sigma se refiere a los niveles sólidos, así el número de capas verticales del modelo es siempre el número de niveles sigma menos uno.

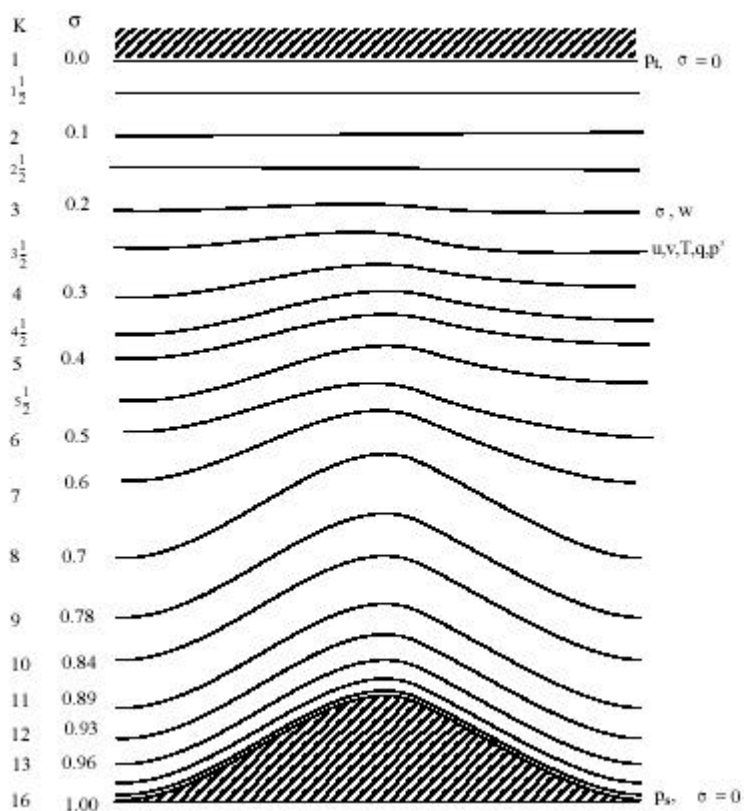


Figura 6.8 Coordenadas verticales sigma.

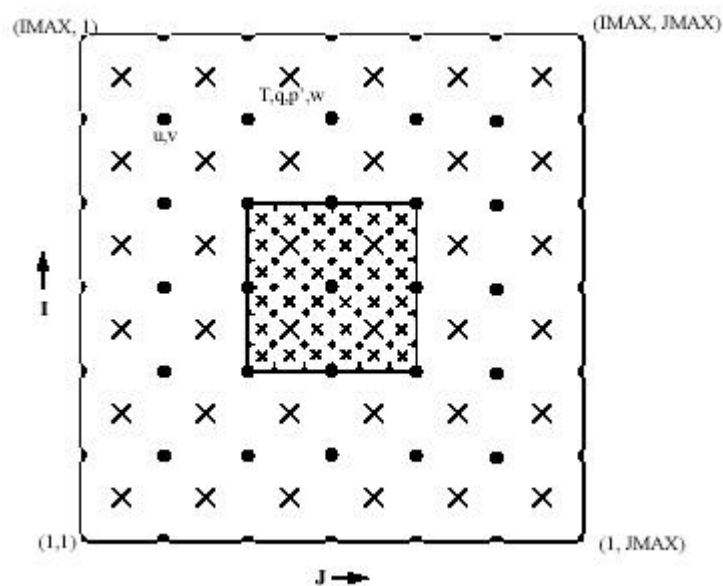


Figura 6.9 Discretización horizontal según el escalonamiento Arakawa-Lamb B de MM5.

6.2.2 Configuración del modelo mesoscalar MM5

Para definir la configuración del modelo MM5 se ha realizado como paso previo una revisión bibliográfica de trabajos científicos donde se aplique el modelo a estudios de calidad del aire o predicción meteorológica con elevada resolución. A partir de esta información, y con los estudios de sensibilidad presentados en el **Apartado 6.2.3** se han diseñado los dominios de trabajo, y se han especificado las opciones tanto físicas como numéricas para la aplicación del modelo mesoscalar.

6.2.2.1 Revisión bibliográfica

Se ha realizado una revisión bibliográfica de las configuraciones con las que se aplica el modelo MM5 en distintos trabajos científicos. La **Tabla 6.4** sintetizan las distintas parametrizaciones físicas y opciones en la configuración de MM5.

Tabla 6.4 Resumen de la revisión bibliográfica de las distintas configuraciones de MM5 utilizada en trabajos científicos.

Autor	Parametrizaciones físicas					Nesting technique		
	Cumulus ICUPA	PBL scheme IBLTYP	Exp.Moisture scheme IMPHYS	Radiation Scheme IFRAD	Ground T scheme ISOIL	1-way nesting	2-way nesting	
							IOWERW	feedback IFEEED
AFWA (2001)	3. Grell (45, 15 km) 1. None (5 km)	2. High resolution Blackadar PBL	5. Mixed-Phase (Resiner)	Dudhia cloud radiation	1. Five-Layer Soil model			
NCAR/MMM (2001)	3. Grell	5. MRF	5. Mixed-phase (Reisner)	Dudhia 1989	1. Five-Layer Soil model	1 domain only N/A	N/A	N/A
Soriano et al. (2002)	6. Kain-Fritsch	4. Eta PBL	4. Simple Ice (Dudhia)	2. Cloud-radiation scheme	1. Five-Layer Soil model	si	1.Nest input file (coarse) 2.Terrain input file (nest)	3. 1-point feedback with smoother-desmoothing
Cox et al. (1998)	3. Grell	2. High-resolution Blackadar PBL		2. Cloud-radiation scheme				
Chen y Dudhia (2001)	3.Grell	5. MRF PBL	4. Simple Ice (Dudhia)	2. Cloud-radiation scheme		No		
Lozej y Bornstein (1999)	3. Grell (corse) 0. None (nest <5-10km)	2. High-resolution Blackadar PBL	4. Simple Ice (Dudhia)			Sí		0.No feedback
Stenger (2000)	3.Grell	5. MRF PBL	5.Mixed-Phase (Reisner)	2. Cloud-radiation scheme	1. Five-Layer Soil model	Sí		
EMC (2001)	6. Kain-Fritsch	5. MRF PBL	5.Mixed-Phase (Reisner)	4.RRTM longwave scheme + 2.Cloud-radiation scheme	2. OSU/Eta Land-Surface Model	No	1.Nest input file (coarse) 2.Terrain input file (nest)	0.No feedback
IIEC-IMPACTE Meso (2001)	6. Kain-Fritsch	5. MRF PBL	4. Simple Ice (Dudhia)	2. Cloud-radiation scheme	1. Five-Layer Soil model	No		
Cucurull (2001)	None (6, 2km)	2. High-resolution Blackadar PBL	4. Simple Ice (Dudhia)		1. Five-Layer Soil model	No		
Perlin y Alpert (2001)	6. KainFritsch (7.5km) 1. None (2.5km)	5. MRF	3. Warm rain	0. None	PLACE (Wetzel y Boone, 1995)			
Deng et al. (2003)	2. Anthens kuo 6. Kain Fritsch	2. Blackadar	4. Simple Ice (Dudhia)	2. Cloud-radiation scheme				
Soler et al. (2003)	6. KainFritsch (27, 9km) 1. None (3, 1km)	5. MRF	4. Simple Ice (Dudhia)	2. Cloud-radiation scheme				
Romero et al. (2000)	7. Betts-Miller (60km) 6. Kain Fritsch (20km)	2. Blackadar	Zhang (1989)	2. Cloud-radiation scheme	0. Force/Restore slab model			

6.2.2.2 Definición de los dominios de trabajo

Uno de los objetivos principales de la presente Tesis doctoral es la descripción de los campos de vientos del AGC con elevada resolución horizontal. Como se ha comentado en el **Capítulo 1**, la resolución de trabajo para el AGC será de 2 km. Este valor no se toma gratuitamente. De la revisión de distintos trabajos se ve la necesidad de trabajar con resoluciones tan finas. En función del tipo de terreno de una zona, el estudio de los fenómenos atmosféricos que se acontecen se tiene que realizar con mayor resolución.

McQueen et al. (1995) analizan la influencia de la resolución en los modelos mesoscalares para la predicción del campo de vientos. A partir de una serie de estudios de sensibilidad con un modelo mesoscalar de elevada resolución los autores demuestran la importancia de trabajar con resoluciones elevadas para conseguir con detalles las circulaciones que se producen en regiones de terreno complejo. Los resultados más precisos se obtienen con un paso de malla horizontal de 2.5 km y una primera capa vertical a 12 m. Los autores remarcan también que la resolución vertical es tan importante como la resolución horizontal para la correcta reproducción de complejas circulaciones.

Salvador et al. (1999) analizan también la mejora de los resultados al variar la resolución de la malla. Así, constatan una mejora en la descripción de los fenómenos meteorológicos de escala pequeña trabajando con resoluciones de 2 km o más finas. Las diferencias en los flujos horizontales son significativas durante períodos nocturnos, donde el forzamiento de la topografía es más destacable, y durante períodos diurnos, donde los forzamientos térmicos son dominantes. El estudio trabaja con pasos de malla de 6, 4, 2 y 1,5 km, obteniendo diferencias significativas, sobretodo en altura, con las simulaciones de 2 y 1,5 km. Resaltan también, que la simulación con una resolución de 1,5 km conlleva un consumo de tiempo de ejecución 20 veces mayor que para la de 2 km.

En Stenger (2000) se hace referencia a la mejora de los resultados al aumentar la resolución. El autor constata que no siempre se produce una mejora en los resultados al trabajar con mallas más finas. En situaciones ageostróficas se producen mejoras al aumentar la resolución, sin embargo, en situaciones más geostróficas el comportamiento de una simulación con resolución no muy elevada produce mejores resultados a medida que avanza el tiempo de pronóstico que una de alta resolución. Cabe remarcar que el estudio del autor se centra en el centro de Estados Unidos, abarcando una gran extensión de terreno. Las conclusiones de este trabajo se consideran no del todo exportables para el trabajo a realizar en este tema de Tesis. El dominio de estudio de Stenger (2000) es más extenso que la región de estudio de este trabajo, con lo cual, distintos aspectos predominaran en una simulación y en otra.

Catalunya se caracteriza por tener una orografía altamente compleja y diversa. Para el estudio de los campos de vientos en esta región es necesario trabajar con elevadas resoluciones para tener en cuenta todos los forzamientos que se producen debido a la topografía. No se tienen los mismos resultados simulando los vientos en Catalunya con una resolución de 5 km o una de 2 km. Para resaltar este hecho, sólo basta con representar la topografía con una resolución de 5 km y compararla con una de 2 km. La **Figura 6.10** muestra claramente la pérdida de información al trabajar con resoluciones

de 5 km. Se debe tener presente que el modelo simulará los fenómenos atmosféricos a partir de la información topográfica que se le suministre. Cuanto menos precisa sea ésta, los resultados de la modelización presentarán menor exactitud.

Queda claro pues la necesidad de trabajar con elevada resolución para el área geográfica de Catalunya. La cuestión que se presenta ahora es hasta que punto se baja el tamaño de la celda. En este sentido en Soriano et al. (1997), se comenta que para el área de Barcelona, aproximadamente la región de la **Figura 6.10**, trabajando con 2 km de resolución se describen correctamente los forzamientos debido a la topografía, sin producirse una mejora al elevar la resolución a 1 km y 0,5 km. Se tiene que matizar que la región estudiada en Soriano et al. (1997) no es la misma que la del presente trabajo de investigación. Catalunya en su totalidad presenta una orografía aún más compleja que la zona geográfica de Barcelona. Lo cual puede hacer pensar que con resoluciones más finas de 2 km se pueden obtener resultados más correctos. Sin embargo, debido a los recursos computacionales disponibles actualmente, se escoge una resolución de trabajo de 2 km, acorde con las conclusiones de Salvador et al. (1999), Soriano et al. (1997) y McQueen et al. (1995).

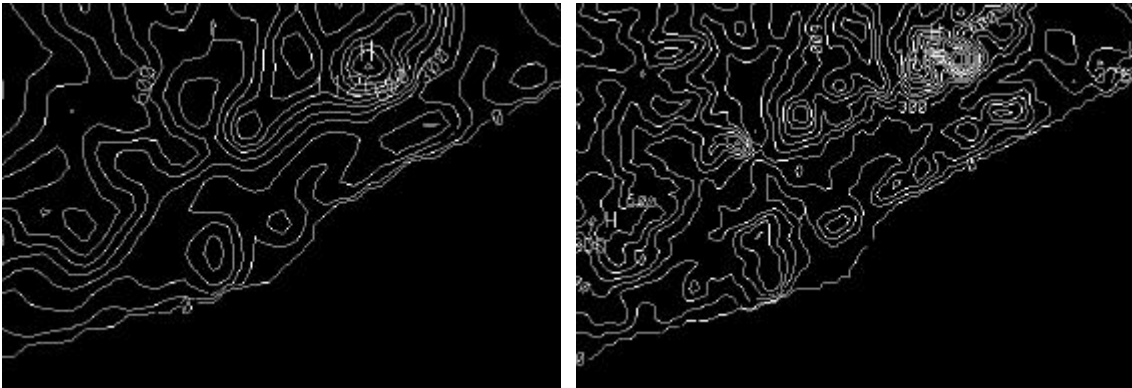


Figura 6.10 Zona geográfica de Barcelona con resolución de 5 km (izquierda) y 2 km (derecha).

MM5 permite trabajar con distintas proyecciones, pero MMMD/NCAR (2001) recomienda para latitudes medias la proyección Lambert, que es la que se ha escogido. Con todo ello, se han definido cuatro dominios de trabajo que abarcan el sur-oeste de Europa con una resolución baja, hasta Catalunya con elevado detalle. La **Figura 6.11** y la **Tabla 6.5** presentan la definición de los cuatro dominios.

El dominio más externo (D1) cubre parte de Europa y norte de África con un paso de malla de 72 km, el segundo dominio (D2) engloba toda la Península Ibérica y sur de Francia a 24 km de resolución, el tercer dominio (D3) se centra en el noreste de la Península con una resolución de 6 km, y el dominio más interior cubre el área geográfica de Catalunya con una resolución horizontal de 2 km.

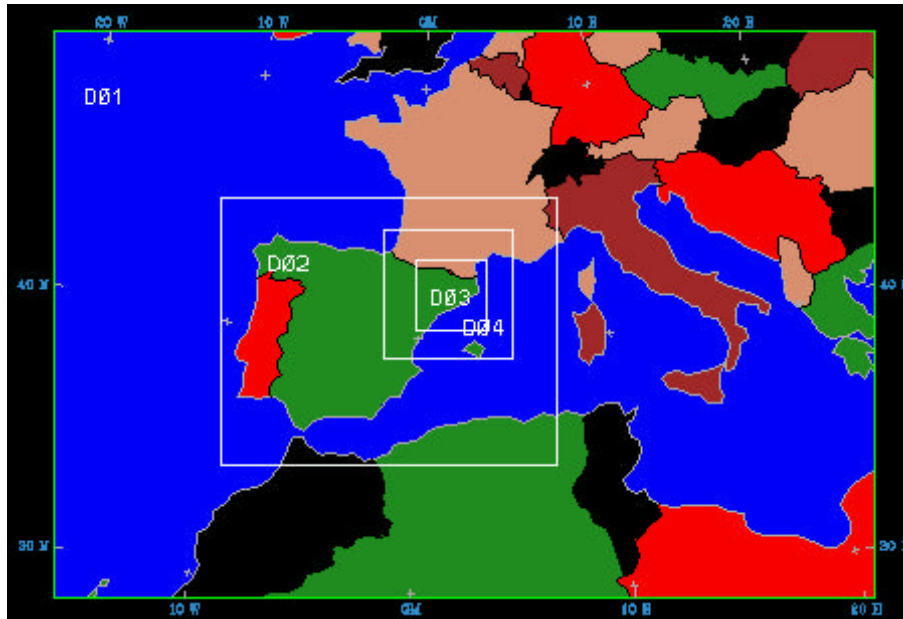


Figura 6.11 Definición de los dominios de trabajo.

La **Tabla 6.5** también muestra el intervalo de integración de las ecuaciones primitivas utilizado en cada dominio para que se cumpla la ley de Courant (un paso de tiempo suficientemente pequeño para garantizar que el viento máximo simulado no recorra más de una celda para cada paso de integración). MMD/NCAR (2001) recomienda que el intervalo de integración sea aproximadamente tres veces la resolución horizontal.

Tabla 6.5 Parámetros de definición de los dominios de trabajo.

Dominio	Nº celdas dir. x	Nº celdas dir. y	Resolución hor. (km)	Intervalo de integración (s)
D1	50	35	72	200
D2	61	49	24	72
D3	93	93	6	20
D4	151	151	2	6
Latitud central Dominio externo			41.0°N	
Longitud central Dominio externo			2.4°E	

El número de capas verticales, o niveles sigma, se detalla en la **Tabla 6.6** y **Tabla 6.7**. Debido al elevado coste computacional de las simulaciones se trabaja con un número de capas verticales limitado. Uno de los puntos débiles de los modelos no-hidrostáticos mesoscalares es su elevado coste computacional. Por ello es usual trabajar con menos niveles verticales que los modelos hidrostáticos. Para las simulaciones de estudio se ha optado por definir dos configuraciones, una con 23 niveles verticales y otra con 29 niveles, con seis capas más en los primeros 1000 m de la atmósfera para tener definida con mayor detalle la ABL.

De las situaciones meteorológicas a simular presentadas en el **Capítulo 5**, las que presentan un forzamiento sinóptico elevado (W-W, W-NW, SW-wR, SW-eR, NW-N) se han simulado con 23 niveles verticales. Por otro lado, las que se caracterizan por un bajo gradiente bórico en superficie (W-wR, R-eR) se han simulado con 29 niveles verticales.

Tabla 6.6 Altura de las capas verticales con la configuración de 23 niveles sigma.

Nº capa	Nivel σ	Altura (m snt)	Nº capa	Nivel σ	Altura (m snt)
23	1	0	11	0.55	4024
22	0.99	72	10	0.5	4608
21	0.98	146	9	0.45	5233
20	0.96	294	8	0.4	5908
19	0.93	521	7	0.35	6643
18	0.89	832	6	0.3	7448
17	0.85	1155	5	0.25	8342
16	0.8	1574	4	0.2	9349
15	0.75	2014	3	0.15	10505
14	0.7	2475	2	0.1	11868
13	0.65	2962	1	0.05	13541
12	0.6	3477	0	0	15735

Tabla 6.7 Altura de las capas verticales con la configuración de 29 niveles sigma.

Nº capa	Nivel σ	Altura (m snt)	Nº capa	Nivel σ	Altura (m snt)
29	1	0	14	0.7	2476
28	0.9986	10	13	0.65	2963
27	0.995	36	12	0.6	3478
26	0.99	73	11	0.55	4025
25	0.98	146	10	0.5	4608
24	0.97	220	9	0.45	5234
23	0.96	294	8	0.4	5909
22	0.945	407	7	0.35	6643
21	0.93	521	6	0.3	7449
20	0.91	676	5	0.25	8343
19	0.89	833	4	0.2	9349
18	0.865	1033	3	0.15	10505
17	0.84	1238	2	0.1	11868
16	0.8	1575	1	0.05	13541
15	0.75	2014	0	0	15736

El modelo MM5 permite trabajar con dos técnicas de interacción de dominios: interacción unidireccional (*one-way nesting*) y interacción bidireccional (*two-way nesting*). En el **Apartado 6.3.1** se presenta un estudio de sensibilidad analizando precisamente la influencia de utilizar una u otra técnica. Este estudio junto con otros trabajos científicos muestra como la técnica bidireccional es muy sensible a la definición de los dominios de trabajo, sobre todo a la localización de los límites a barlovento de importantes obstáculos orográficos. Por otro lado la técnica unidireccional resulta mucho más robusta. Debido a que el objetivo principal de la aplicación del modelo mesoscalar es el simular distintas situaciones sinópticas con flujos provenientes de distintas direcciones se ha optado por trabajar con la técnica unidireccional.

También el hecho que MM5 está forzado a mantener una relación de resoluciones entre dominios de 1:3 para la técnica bidireccional, mientras que esta relación queda libre en la técnica unidireccional, permite una definición más flexible de los dominios de estudio. Con ello se puede definir el dominio de Catalunya a 2 km sin la necesidad de definir dominios externos excesivamente grandes (respecto al número de celdas).

6.2.2.3 Condiciones de inicialización y de frontera

Los modelos de área limitada necesitan información de inicialización y condiciones de frontera durante la ejecución de la simulación para poderse ejecutar satisfactoriamente. Esta información la obtienen a partir de los resultados de un modelo de escala superior, que usualmente son modelos globales.

La dificultad de obtener estos datos ha sido uno de los principales factores limitantes a la hora de escoger los días a simular.

Los datos que se han utilizado para las simulaciones de las situaciones sinópticas presentadas en el **Capítulo 5** han sido los análisis del modelo global del *European Centre of Medium-range Weather Forecasts* (ECMWF) y del modelo global *Aviation Model* (AVN) del NCEP.

Ambos modelos proporcionan información de la temperatura, presión, humedad, componentes de la velocidad del viento para los niveles de presión estándar. La resolución espacial de estos datos es de 1° (aproximadamente 100 km para las latitudes de trabajo), y con una frecuencia de 6 horas.

El modelo MM5 dispone de la capacidad de asimilar datos de observaciones meteorológicas durante el avance de la simulación. Esta técnica se denomina asimilación de datos en cuatro dimensiones (FDDA, *four dimensional data assimilation*). La técnica que utiliza es la relajación Newtoniana o técnica nudging (Stauffer y Seaman, 1990). Su finalidad es la de mejorar los resultados del modelo mesoscalar introduciendo una variable ficticia en las ecuaciones primitivas que hace tender los resultados del modelo a las observaciones que se le introducen. MMMD/NCAR (2001) recomiendan no aplicar esta técnica para estudios científicos y pronósticos meteorológicos, ya que, se introducen términos no físicos dentro de las ecuaciones primitivas.

Para las simulaciones realizadas se ha decidido no realizar asimilación de datos, para así obtener unas soluciones que cumplan las leyes físicas y evitar posibles distorsiones en los resultados cerca de las zonas donde se hubieran introducido las observaciones. No por ello se considera que la técnica FDDA sea una mala opción, siendo recomendable para estudios más prácticos donde se quiere forzar el modelo a las observaciones.

Así, el modelo se ejecuta a partir de la información aportada por los análisis de los modelos globales ECMWF y AVN. Las primeras seis horas de simulación no se utilizarán, ya que es el período de estabilización numérica recomendado en ejecuciones tipo *cold start* (sin un período inicial de asimilación de datos meteorológicos) (MMMD/NCAR, 2001).

6.2.2.4 Resumen: configuración y parametrizaciones físicas

Con todo lo expuesto, la **Tabla 6.8** resume la configuración utilizada en las simulaciones del modelo MM5. Para cada dominio se detallan las parametrizaciones físicas, las opciones de las condiciones de contorno y la técnica de interacción entre dominios.

Se ha configurado el modelo con las parametrizaciones físicas especificadas en la **Tabla 6.8** a partir de la revisión bibliográfica realizada y de la información proporcionada por MMMD/NCAR (2001). La justificación de la selección de la parametrización de la Capa frontera (*PBL scheme*) se discute en el **Apartado 6.3.3**, y la justificación de la técnica de interacción entre dominios (*nesting technique*) en el **Apartado 6.3.1**. Las opciones de las condiciones de contorno se han escogido siguiendo las recomendaciones de MMMD/NCAR (2001).

Tabla 6.8 Resumen de la configuración del modelo MM5 utilizada para las simulaciones de las situaciones atmosféricas.

Dominios			Parametrizaciones físicas				Condiciones de contorno		Nesting technique	
			Cumulus ICUPA	PBL scheme IBLTYP	Explicit Moisture scheme IMPHYS	Radiation Scheme IFRAD	Ground T scheme ISOIL	Lateral boundary conditions IBOUDY		Upper boundary condition IFPUR
D1	72 km (35x50)	23-29 niveles sigma	2. Antheus-Kuo	4.Eta 5.MRF	4. Simple Ice (Dudhia)	2. Cloud-radiation scheme	1. Five layer soil	3.Relaxation/inflow-outflow (coarse)	0. No upper boundary condition	1-way nesting
D2	24 km (49x61)	23-29 niveles sigma	6.Kain-Fritsch	4.Eta 5.MRF	4. Simple Ice (Dudhia)	2. Cloud-radiation scheme	1. Five layer soil	2.Time-dependent/Nest (nest)	1. Upper radiative condition	1-way nesting
D3	6 km (93x93)	23-29 niveles sigma	1. None	4.Eta 5.MRF	4. Simple Ice (Dudhia)	2. Cloud-radiation scheme	1. Five layer soil	2.Time-dependent/Nest (nest)	1. Upper radiative condition	1-way nesting
D4	2 km (151x151)	23-29 niveles sigma	1. None	4.Eta	4. Simple Ice (Dudhia)	2. Cloud-radiation scheme	1. Five layer soil	2.Time-dependent/Nest (nest)	1. Upper radiative condition	1-way nesting

6.3 Estudios de sensibilidad

6.3.1 Sensibilidad del modelo mesoscalar a las técnicas de interacción entre dominios

El trabajo que se expone a continuación se ha publicado en Soriano et al. (2002), y en Jorba y Baldasano (2002a).

Los modelos de mesoscala pueden trabajar en un rango de escalas muy diverso, desde centenares a decenas o pocos kilómetros. Para poder tener en consideración las características de las zonas de estudio, e introducir dentro del modelo la información sinóptica de la situación meteorológica a simular se utilizan las técnicas de anidamiento (*nesting*). Éstas consisten, como se ha comentado anteriormente, en la definición de un dominio extenso de baja resolución que permita simular todos los forzamientos sinópticos más relevantes de una situación determinada. Para la zona de interés se realiza un anidamiento de la información del dominio externo para resolver los fenómenos físicos de menor escala. En este nuevo dominio, la descripción de la orografía y las características del suelo se describen con mayor grado de detalle, permitiendo al modelo la consideración de forzamientos térmicos y mecánicos que a resoluciones bajas no se consideran. De esta forma, los resultados del dominio interno aportan un detalle más elevado de dinámica atmosférica de la región de estudio.

Hay dos técnicas distintas para realizar anidamientos. Éstas se diferencian en función de si la información que se genera en el dominio interno influye al dominio externo para intentar mejorar los resultados. Así, el anidamiento unidireccional o interacción entre dominios de una dirección (*one-way nesting*) transmite la información del dominio externo al interno, y éste resuelve las ecuaciones primitivas. Con esta metodología las simulaciones de los distintos dominios se realizan en serie, y la información sólo se transmite de los dominios externos a los internos.

Por otro lado, el anidamiento bidireccional (*two-way nesting*) se caracteriza por la transferencia de información entre dominios, influyéndose unos a otros a medida que se resuelven las ecuaciones físicas. Así, la información del dominio interno influye en la solución del externo. Con esta metodología los dominios se resuelven en paralelo, intercambiándose la información a medida que se resuelven las ecuaciones.

En general, el anidamiento bidireccional se considera mejor porque permite que los fenómenos de escala menor se transmitan a los dominios externos, y que puedan influir en el desarrollo de los de escala superior, acercándose en la medida de lo posible a la realidad. Sin embargo, se puede considerar que la metodología contamina en cierta medida la solución de las ecuaciones físicas que se resuelven en los dominios externos.

Recientemente se han realizado algunos trabajos que analizan la influencia de ambas metodologías en los resultados de modelos mesoscalares. Lozej y Bornstein (1998) realizaron simulaciones para la región de la Bahía de San Francisco durante una ciclogénesis invernal que produjo precipitación abundante en la región. Los autores compararon el comportamiento de MM5 con ambas técnicas. Los resultados en la precipitación pronosticada fueron pobres en todas las configuraciones del modelo. Este hecho lo atribuyen a unos datos de inicialización de baja calidad. No obstante, los

autores remarcan que la técnica one-way, modificada ligeramente, es la que produjo mejores resultados, con unos costos computacionales inferiores a las otras opciones.

En otro trabajo, Stegner (2000) estudia el comportamiento de MM5 en función de la técnica de anidamiento y la localización de los límites laterales de los dominios de estudio. El autor concluye que la localización de la frontera lateral de barlovento en el caso two-way tiene una influencia significativa en la veracidad de los resultados obtenidos por el modelo. La técnica one-way presenta un comportamiento más robusto, y presenta menor sensibilidad a la localización de los límites laterales.

Por último, comentar el trabajo de Warner et al. (1997). Los autores analizan exhaustivamente la influencia de la localización de las fronteras laterales en los resultados de los modelos de área limitada. Identifican varias causas de error introducidas por las condiciones de frontera: diferencias en las resoluciones de los valores de contorno y los dominios de trabajo, errores en los datos de inicialización, la imposibilidad que las ondas largas puedan interactuar con la solución del modelo, las distintas parametrizaciones físicas utilizadas entre dominios, etc. Estos factores pueden provocar desviaciones importantes en las soluciones que aporta el modelo. Estas consideraciones son importantes para analizar los resultados que se describen en este estudio.

El presente trabajo analiza la influencia de la técnica de anidamiento y la localización de las fronteras laterales en los resultados de MM5. MM5 tiene implementadas las dos técnicas de anidamiento, pudiéndose mantener el resto de la configuración del modelo invariante. Se simulan dos situaciones meteorológicas distintas para analizar por una parte la sensibilidad del modelo a las técnicas de anidamiento, y por otra la habilidad del modelo en simular distintas situaciones sinópticas, y la posible interacción entre ambos factores.

6.3.1.1 Configuración del modelo

Para el estudio se han definido cuatro dominios presentados en la **Figura 6.12**. El dominio externo engloba buena parte del sudoeste de Europa y parte del norte de África (D1). Dentro de D1 se ha definido un segundo dominio que comprende la Península Ibérica (D2), a continuación se ha definido un tercer dominio que abarca el área geográfica de Catalunya (D3), y por último, un cuarto dominio interno comprende el área geográfica de Barcelona (D4). Las dimensiones y resoluciones son la siguientes:

- D1: 90x55 celdas, resolución de 54 km
- D2: 115x94 celdas, resolución de 18 km
- D3: 76x79 celdas, resolución de 6 km
- D4: 61x61 celdas, resolución de 2 km

Se han definido 23 capas sigma verticales que siguen el terreno, con la primera capa a 32 m s.n.t, y el límite vertical del dominio situado en 100 hPa.

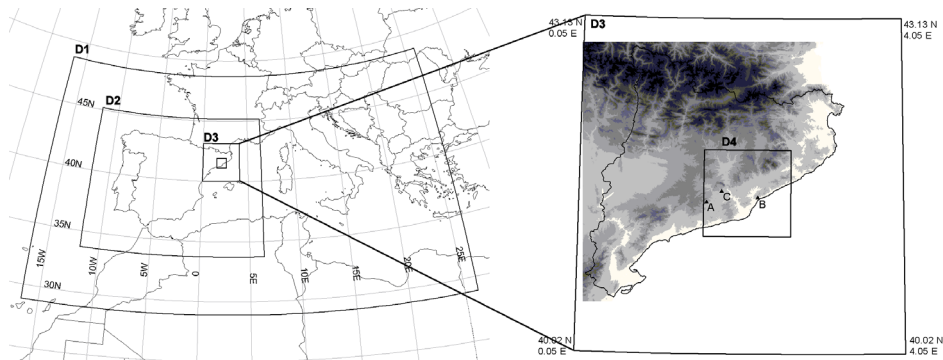


Figura 6.12 Definición de los dominios.

Las parametrizaciones físicas con las que se ha trabajado han sido:

- Capa fronteriza: MRF y Eta
- Cúmulos: Kain-Fritsch scheme
- Humedad: Dudhia simple ice moisture scheme
- Radiación: Cloud-radiation scheme
- Suelo-atmósfera: five-layer soil model

Las distintas parametrizaciones disponibles en MM5 se pueden consultar en MMMD/NCAR (2001). Comentar que se ha trabajado con dos parametrizaciones de la capa fronteriza para analizar la influencia de la misma en las fuertes perturbaciones observadas en las simulaciones. Así, se ha trabajado con la parametrización del modelo Eta (Janjic, 1994) implementada en MM5, que utiliza un esquema de clausura de la turbulencia local de orden 1.5, y también se ha trabajado con la parametrización que utiliza el modelo Medium Range Forecast (MRF) del NECP (Hong y Pan, 1996), que se basa en un esquema de clausura no-local de primer orden.

Las condiciones de contorno e inicialización utilizadas provienen de los análisis del modelo global ECMWF. Se ha ejecutado el modelo con una inicialización fría (*cold start*), considerándose las primeras 6 horas como intervalo de estabilización numérica del modelo (MMMD/NCAR, 2001).

6.3.1.2 Situaciones meteorológicas estudiadas

Como se ha comentado se han simulado dos situaciones sinópticas distintas para analizar el comportamiento del modelo con las dos técnicas de anidamiento. Se ha simulado el día 29 de mayo de 2000 y el 14 de agosto de 2000. En el primer caso, la situación se caracteriza por el dominio de los forzamientos sinópticos introducidos en la región por los vientos geostróficos del WNW. La segunda situación se caracteriza por un bajo gradiente bórico, con dominancia de los fenómenos mesoscalares inducidos por las características orográficas de la región de estudio.

La situación del 29 de mayo de 2000 se puede clasificar como una situación típica de advección anticiclónica del W afectando a la Península Ibérica según la clasificación propuesta por Martín-Vide(1984, 1991) o Clavero et al. (1996). Los mapas meteorológicos del día muestran a 500 hPa (**Figura 6.13**) vientos zonales con un índice

de circulación elevado y fuertes vientos en el sur de Francia. Una zona de altas presiones sobre el noroeste de África y una baja sobre el norte de Europa conducen el flujo zonal.

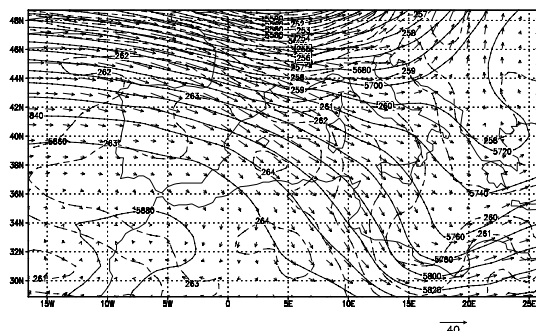


Figura 6.13 Análisis a 500 hPa para el 29 de mayo de 2000 a las 00 UTC (Líneas sólidas: geopotencial [m]; líneas discontinuas: isotermas [K]; vectores: vientos a 500 hPa).

En superficie, **Figura 6.14**, la dorsal anticiclónica del anticiclón de las Azores domina la situación en la Península Ibérica. El radiosondeo de las 12 UTC de Barcelona confirma esta descripción, ver **Anexo 2**. La brisa marina se llega a desarrollar a lo largo del día por la mayor parte de la costa catalana, penetrando decenas de kilómetros hacia el interior.

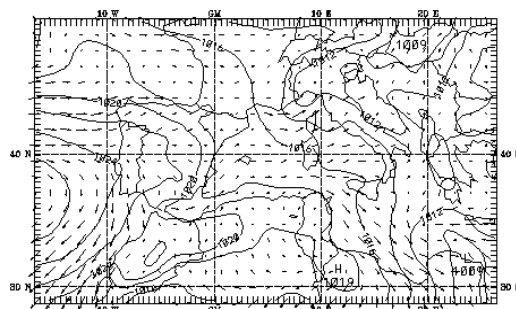


Figura 6.14 Análisis en superficie para el 29 de mayo de 2000 a las 00 UTC (Líneas sólidas: isóbaras [hPa]; vectores: campo de vientos en superficie).

Por otro lado, el día 14 de agosto de 2000 se puede clasificar como una situación típica de verano de pantano barométrico, según Martín-Vide (1984, 1991) o Clavero et al. (1996). El análisis de la 00 UTC muestra un bajo gradiente bórico en superficie, con un flujo zonal a 500 hPa (**Figura 6.15**). Sobre la zona de Catalunya el flujo del oeste en altitud vira ligeramente, tomando dirección noroeste.

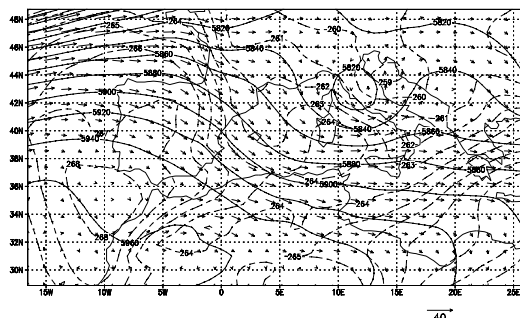


Figura 6.15 Análisis a 500 hPa para el 14 de agosto de 2000 a les 00 UTC (Líneas sólidas: geopotencial [m]; líneas discontinuas: isotermas [K]; vectores: vientos a 500 hPa).

En superficie, **Figura 6.16**, la situación se caracteriza por un bajo gradiente bórico. Durante el día, la baja térmica africana se llega a extender hacia la Península Ibérica, formándose la típica baja térmica peninsular. Con estas condiciones se desarrollan fenómenos mesoscalares, que en esta región son básicamente brisas marítimas y vientos de montaña y valle. El radiosondeo a las 12 UTC de Barcelona confirma la situación en altitud con una componente del NW (no se muestra).

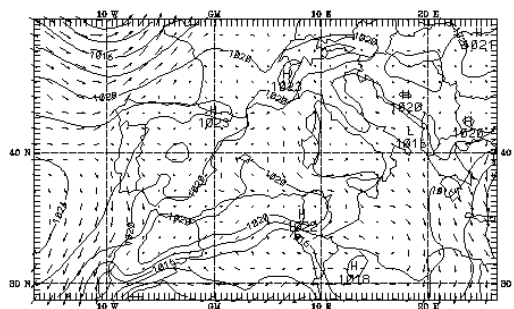


Figura 6.16 Análisis en superficie para el 29 de mayo de 2000 a les 00 UTC (Líneas sólidas: isóbaras [hPa]; vectores: campo de vientos en superficie).

6.3.1.3 Resultados

Se han realizado una serie de simulaciones para evaluar la sensibilidad del modelo a las técnicas de anidamiento. También se estudia la influencia de la capa fronteriza, y su posible interacción con las metodologías de anidamiento. La **Tabla 6.9** sintetiza las simulaciones realizadas, con las configuraciones que se han utilizado.

Para evaluar los resultados obtenidos se han efectuado comparaciones con las medidas de las estaciones de superficie de la Xarxa Meteorològica del Departament de Medi Ambient de la Generalitat de Catalunya (XMET) presentada en el **Anexo 2**. También se han comparado los resultados del modelo con los radiosondeos de Barcelona a las 12 y 24 UTC.

Tabla 6.9 Simulaciones realizadas.

Día	Intervalo	Anidamiento	Capa Fronteriza
Mayo 29	00 a 24 UTC	2way	ETA
Mayo 29		1way	ETA
Mayo 29		2way	MRF
Mayo 29		1way	MRF
Agosto 14	18 (13 agosto) a 24 UTC	2way	ETA
Agosto 14		1way	ETA

Para la verificación se ha calculado el estadístico *RMSVE* para las componentes del viento a 10 m definido en el **Apéndice A**. La discusión de los resultados se centra en los dominios D3 y D4.

a) Advección anticiclónica del oeste del 29 de mayo de 2000

La **Figura 6.17** presenta las líneas de corriente en superficie a las 12 UTC del 29 de mayo. Los resultados del modelo se muestran para los dominios D3 y D4 con la parametrización ETA y las dos técnicas de anidamiento. Las diferencias más relevantes se introducen en la región de solapamiento de los dominios D3 y D4. El frente de la brisa marina queda claramente identificado en la simulación one-way por la línea de convergencia entre el flujo del W y el del SE. Este frente se rompe en el caso de la simulación two-way en la región noroeste de D4. La formación de un remolino importante de turbulencia es el mecanismo que produce las perturbaciones en la simulación two-way. Estas diferencias modifican los flujos de la brisa entre ambas simulaciones.

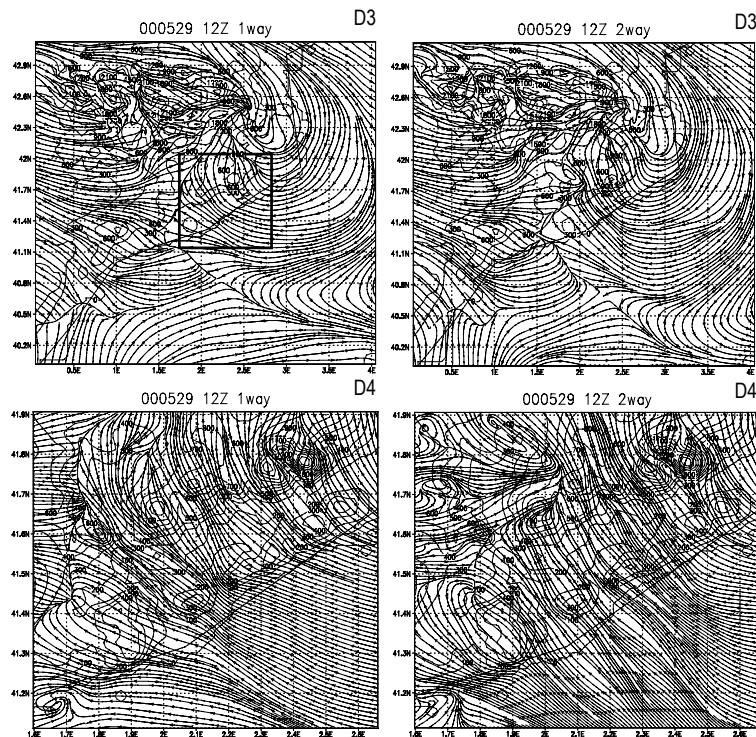


Figura 6.17 Campo de líneas de corriente superficial a las 12 UTC para el 29 de mayo de 2000, para los dominios D3 *one-way* (arriba a la izquierda con D4 indicado con un recuadro), D3 *two-way* (arriba a la derecha), D4 *one-way* (abajo a la izquierda) y D4 *two-way* (abajo a la derecha) con la parametrización ETA.

Para evaluar la influencia de la parametrización de la capa fronteriza en los resultados obtenidos, se han realizado las mismas simulaciones pero con la parametrización MRF. Lo que se observa es un comportamiento similar que con la ETA, con la formación de elevada turbulencia desde D4 hacia los dominios externos (no se muestra). Esto indica que las perturbaciones que aparecen con las simulaciones two-way no están influenciadas por la parametrización de la capa fronteriza, y probablemente se deben a la localización del D4, más concretamente a la localización de los límites laterales del mismo.

Se han realizado dos cortes verticales en el campo de vientos para el dominio D3 de la simulación con la parametrización ETA a $x = 8$ y $x = 36$ (**Figura 6.18**). El segundo corte se ha trazado por encima de la región donde se solapan los dominios D3 y D4, justo donde se producen las diferencias más significativas entre simulaciones. La **Figura 6.19** muestra los cortes verticales a las 12 UTC para las dos simulaciones con técnicas de anidamiento distintas. La sección $x = 8$ presenta unos perfiles de vientos similares para ambas simulaciones, pero se intuye la propagación por todo D3 de las inestabilidades inducidas por D4, con mayor inestabilidad en las regiones centrales. Las diferencias son más dramáticas en el centro del dominio, como muestra la sección $x = 36$. En ésta se observa la elevada turbulencia en los vientos de la región central, propagándose en altura en la simulación two-way. La inestabilidad se forma precisamente sobre la región noroeste del dominio D4. Esta turbulencia se propaga fuera de D4 como muestra la sección $x = 8$, que todo y estar alejada del dominio D4 y a barlovento de los flujos que afectan a la zona perturbada recibe la influencia de las mismas. La localización de los Pirineos, junto con los límites laterales de D4 parece tener una influencia muy relevante sobre la simulación two-way. Este comportamiento estaría en concordancia con los resultados presentados por Stenger (2000).

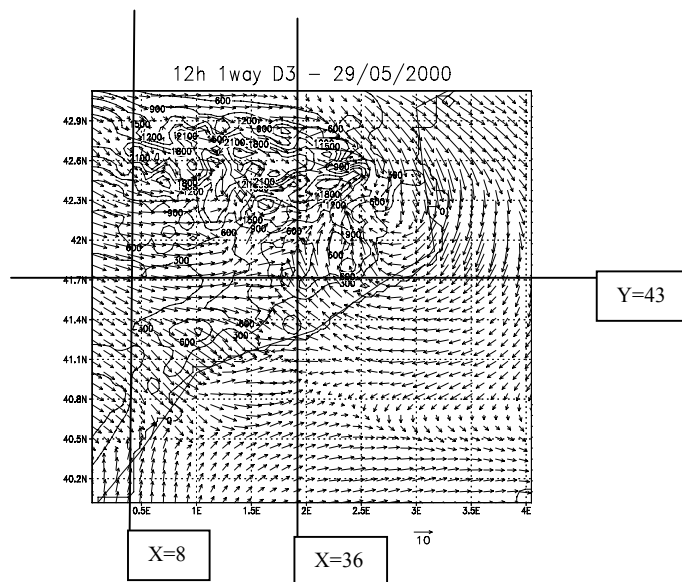


Figura 6.18 Localización de los cortes verticales realizados en el dominio D3.

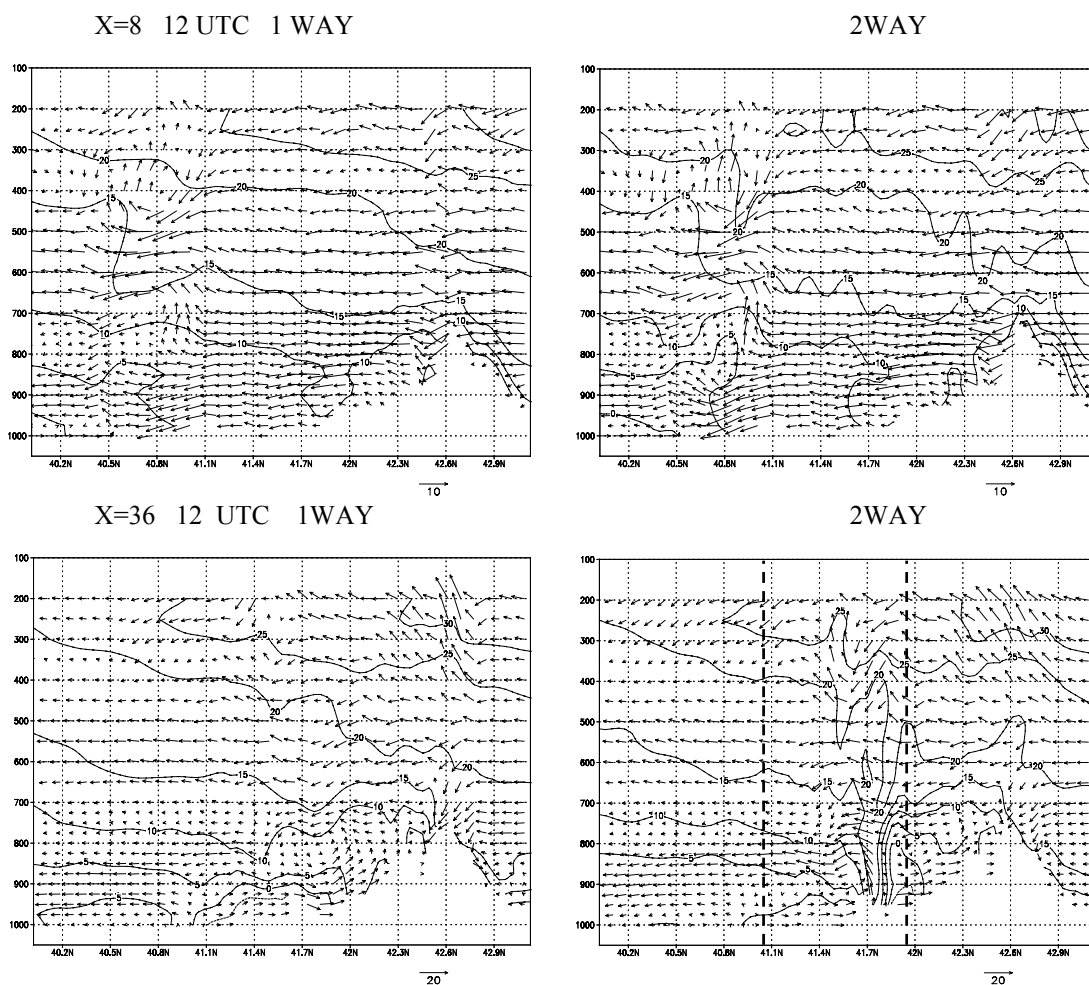


Figura 6.19 Cortes verticales en D3 a $x = 8$ y $x = 36$ para el 29 de mayo de 2000 a las 12 UTC de las simulaciones ETA [(arriba a la izquierda: sección $x = 8$ de D3 *one-way*; arriba a la derecha: sección a $x = 8$ de D3 *two-way*; abajo a la izquierda: sección a $x = 36$ de D3 *one-way*; abajo a la derecha: sección a $x = 36$ de D3 *two-way* con los límites laterales de D4 marcados con línea discontinua); la componente vertical del viento se ha multiplicado por un factor 10].

En la **Figura 6.20** se puede observar la evolución de la energía cinética turbulenta (TKE). La influencia de D4 en la simulación *two-way* es muy relevante. A las 2 UTC, cuando aún se está estabilizando numéricamente el modelo ya se observa la formación de turbulencia en la región del Pla de Bages, centro del dominio D3. Con valores poco realistas para el caso *two-way*. La evolución de TKE durante el día es muy distinta entre ambas simulaciones. En la simulación *two-way* se observa un foco constante de generación de turbulencia en la zona noroeste de D4 durante toda la simulación. La TKE se transporta hacia fuera del dominio D4 afectando a los flujos en D3. Al finalizar el día, se observan valores exagerados de TKE para la simulación *two-way*, y como se mantiene la traza de turbulencia de noroeste a sureste adveccionada en altitud desde la zona de origen hacia el mar. En cambio, la evolución de la TKE que se observa en la simulación *one-way* presenta un comportamiento más razonable. Un aumento de la turbulencia general durante las horas centrales del día causada por el desarrollo de la capa fronteriza. La insolación calienta el suelo desarrollándose flujos de calor sensible

importantes que inestabilizan los estratos superficiales de la atmósfera, desarrollándose la CBL. Sobre el mar se observa también la formación de TKE por la cizalla vertical del viento, en concreto de la débil Tramontana que sopla en el Alt Empordà. Durante la noche, la TKE disminuye debido a la estabilización de los estratos superficiales por el enfriamiento superficial. Esto hace tender a la desaparición de la turbulencia en la ABL junto con el desarrollo de la NBL.

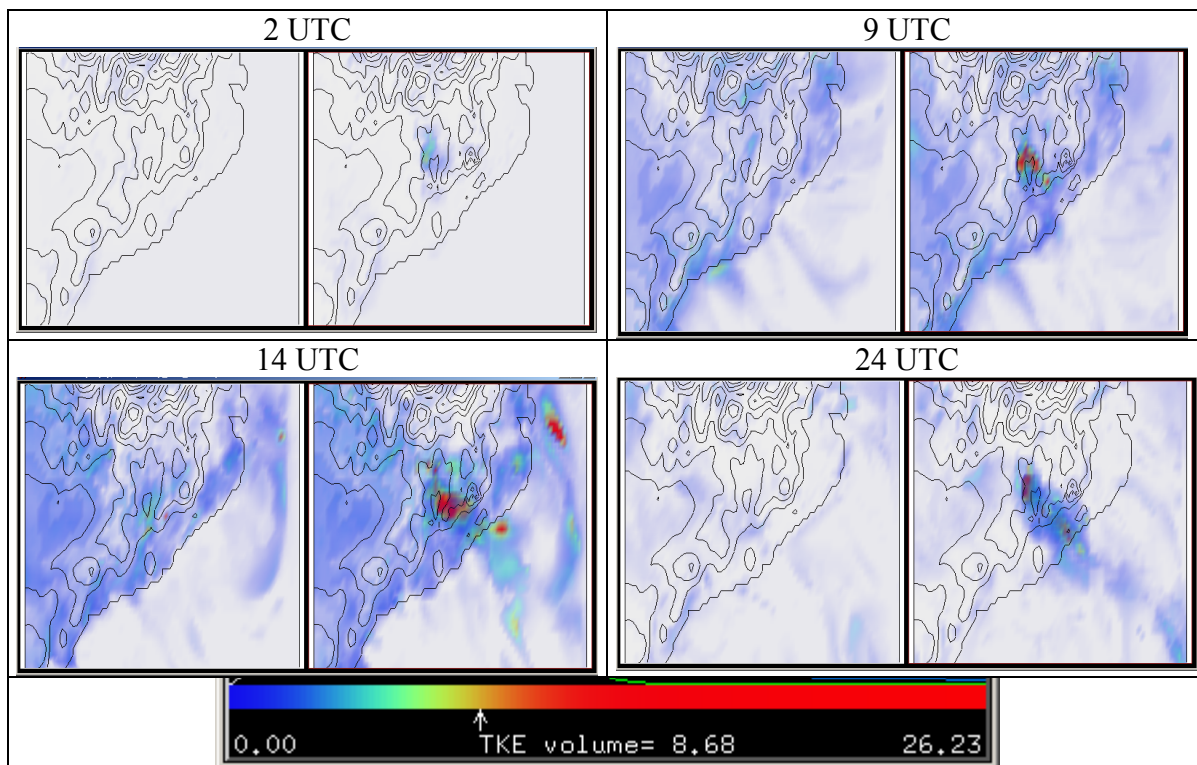


Figura 6.20 Energía cinética turbulenta (TKE) (J/kg) del dominio D3 a las 2, 9, 14 y 24 UTC para las simulaciones ETA (Izquierda: *one-way*; Derecha: *two-way*). Las figuras representen una visión en planta de los valores de TKE 3D, y se ha aplicado una curva de transparencia que no muestra los valores más bajos de TKE (azul marino).

La evolución de la simulación *two-way* es poco realista, con un foco de TKE demasiado localizado y constante durante toda la simulación. Éste coincide precisamente con los límites de barlovento del dominio D4.

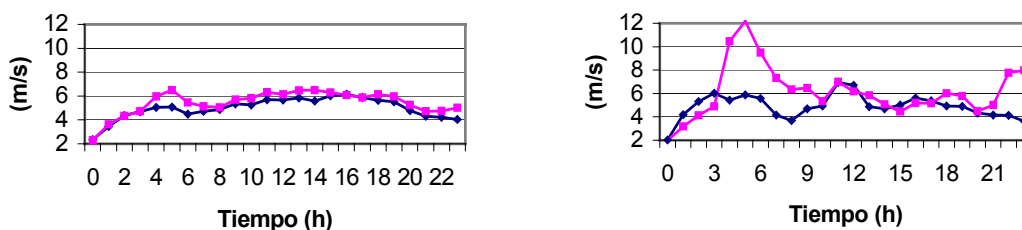


Figura 6.21 Evolución del RMSVE para D3 (izquierda) y D4 (derecha) con la configuración ETA utilizando *one-way* (línea azul) y *two-way* (línea rosa) para el 29 de mayo de 2000.

La **Figura 6.21** muestra la evolución del RMSVE calculado a partir de los datos de la XMET para los dominios D3 y D4. Se observa como aumenta el error durante la estabilización numérica para ambos dominios. Hacia las 7 UTC se produce la diferencia más importante entre simulaciones, con errores superiores en la simulación two-way. Durante la entrada de la brisa el RMSVE se mantiene bastante constante, alrededor de 6 m/s para D3, con mayores fluctuaciones en D4. Hacia la noche los errores bajan ligeramente. Las dos simulaciones presentan problemas para simular los débiles vientos nocturnos y subestiman la intensidad de la brisa durante el día. La simulación one-way presenta unos errores más constantes y similares entre D3 y D4, mientras que en la two-way, éstos fluctúan más. La inestabilidad inducida por D4 se traduce en un claro empeoramiento de los vientos en D3.

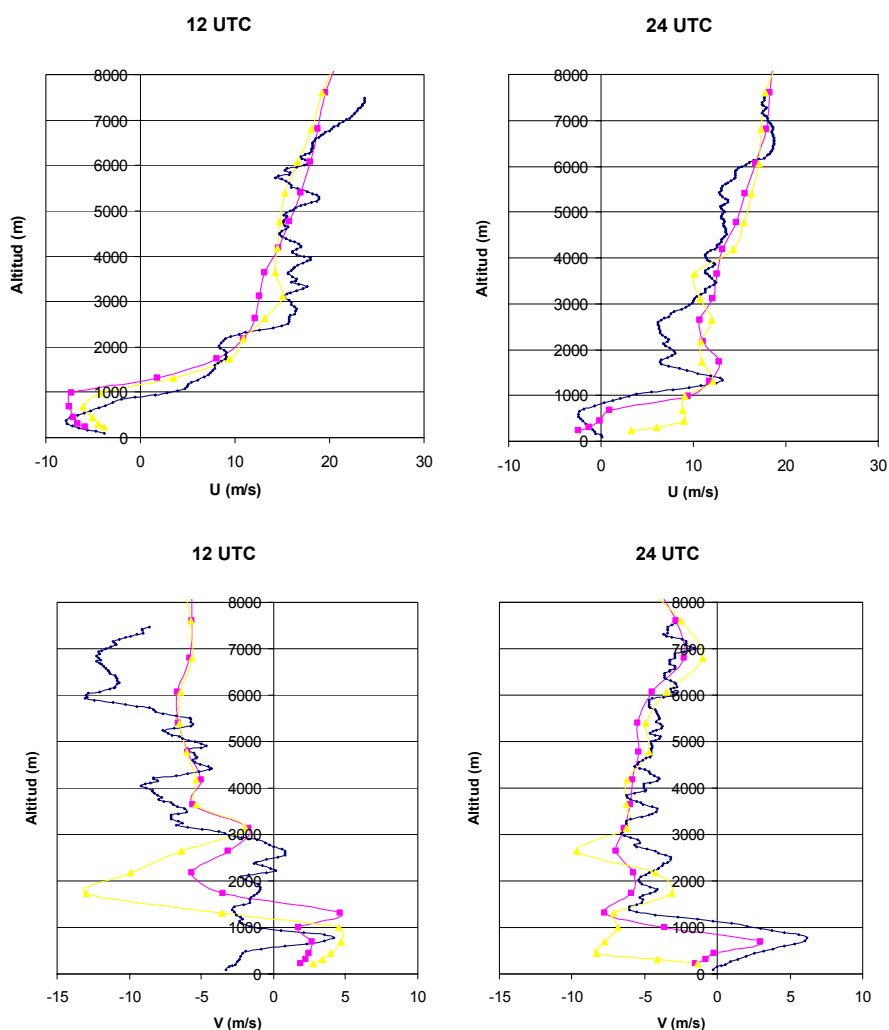


Figura 6.22 Perfil vertical de las componentes del viento horizontales U (izquierda) y V (derecha) a las 12 UTC (arriba) y 24 UTC (abajo) del día 29 de mayo de 2000 (Línea azul: radiosondeo; línea rosa: simulación *one-way*; línea amarilla: simulación *two-way*).

La **Figura 6.22** muestra las comparaciones entre el radiosondeo a las 12 y 24 UTC de Barcelona con los resultados del modelo. La componente zonal del viento presenta un mejor ajuste con el radiosondeo que la componente V. Ésta presenta diferencias más importantes en la simulación two-way. A las 12 UTC, la simulación two-way presenta

unos vientos excesivamente del NW a 2 km. El ajuste con las observaciones de los resultados one-way son correctos, mientras que en el caso two-way se aprecian mayores diferencias en la NBL especialmente.

b) Pantano barométrico del 14 de agosto de 2000

El día 14 de agosto muestra un forzamiento geostrófico débil, el desarrollo de fenómenos mesoscalares es dominante. La **Figura 6.23** muestra el campo de líneas de corriente superficial a las 12 UTC para los dominios D3 y D4 de la simulación ETA one-way y two-way. Las diferencias entre simulaciones aparecen otra vez muy evidentes en la región noroeste de D4. Las perturbaciones generadas en D4 se propagan claramente hacia D3 en la simulación two-way, donde se aprecia modificaciones de las circulaciones sobre el mar entre las simulaciones. Estos vórtices se producen por el transporte de turbulencia generada en D4 para la simulación two-way, con lo que no se pueden considerar un fenómeno físico real, sino la propagación de la inestabilidad inducida por D4. La entrada de la brisa es muy homogénea en todo el dominio D3, y se refuerza con los vientos anabáticos de las montañas costeras y del interior en la simulación one-way. Esta homogeneidad se ve perturbada en la simulación two-way.

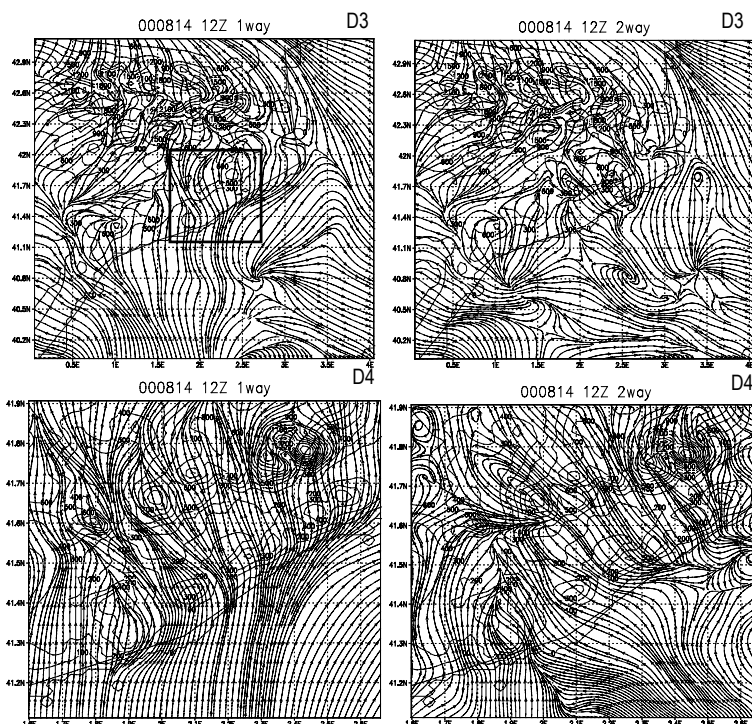


Figura 6.23 Campo de líneas de corriente superficial a las 12 UTC para el 14 de agosto de 2000, para los dominios D3 *one-way* (arriba a la izquierda con D4 indicado con un recuadro), D3 *two-way* (arriba a la derecha), D4 *one-way* (abajo a la izquierda) y D4 *two-way* (abajo a la derecha) con la parametrización ETA.

Para esta situación se han realizado dos cortes verticales para mostrar las diferencias en el campo de vientos vertical entre ambas simulaciones. Las secciones realizadas son $x = 36$ y $y = 43$, ver **Figura 6.18**. Los cortes se muestran en la **Figura 6.24** para las 12 UTC del 14 de agosto de 2000. Las diferencias en los flujos en altura son aún más

importantes para esta situación meteorológica. Las inestabilidades introducidas por D4 en la simulación two-way se propagan tanto vertical como horizontalmente induciendo una elevada turbulencia en altitud. Las diferencias entre la simulación one-way y two-way son dramáticas.

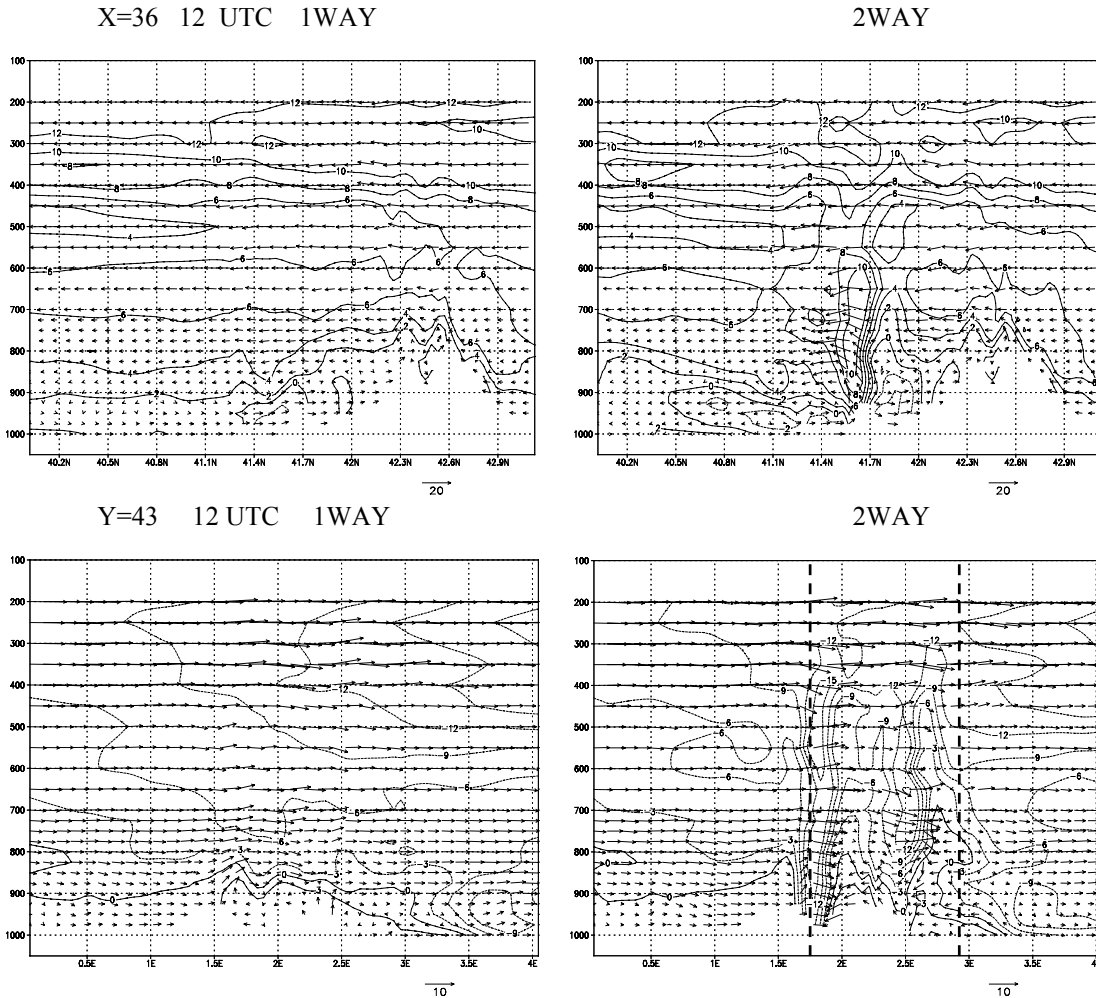


Figura 6.24 Cortes verticales en D3 a $x = 36$ y $y = 43$ para el 14 de agosto de 2000 a las 12 UTC de las simulaciones ETA [(arriba a la izquierda: sección $x = 36$ de D3 *one-way*; arriba a la derecha: sección a $x = 36$ de D3 *two-way*; abajo a la izquierda: sección a $y = 43$ de D3 *one-way*; abajo a la derecha: sección a $y = 43$ de D3 *two-way* con los límites laterales de D4 marcados con línea discontinua); la componente vertical del viento se ha multiplicado por un factor 10].

Las diferencias en la TKE son más importantes para esta situación meteorológica (no se muestra). La simulación two-way produce valores sorprendentemente elevados de TKE durante todo el período simulado, llegando hasta 60 J/kg, mientras que la simulación onw-way presenta valores más realistas que no superan los 5 J/kg durante las horas centrales del día. Otra vez, la turbulencia generada en D4 se disipa por advección en D3, introduciendo importantes diferencias entre ambas simulaciones.

La **Figura 6.25** presenta la evolución del RMSVE para D3 y D4 de las simulaciones ETA. Esta situación meteorológica presenta errores inferiores que la anterior. La

evolución del RMSVE en la simulación one-way es muy homogénea, con una clara mejora al aumentar la resolución. La simulación two-way muestra claramente un deterioramiento de los resultados de D4, mientras que D3 presenta unos errores ligeramente peores que con one-way.

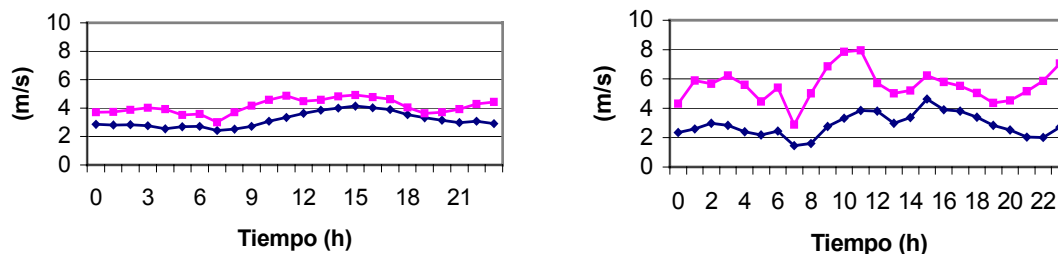


Figura 6.25 Evolución del RMSVE para D3 (izquierda) y D4 (derecha) con la configuración ETA utilizando *one-way* (línea azul) y *two-way* (línea rosa) para el 14 de agosto de 2000.

El comportamiento del modelo es similar para ambas situaciones meteorológicas analizadas, con la producción de TKE desde D4 hacia los dominios externos en las simulaciones two-way. Se puede afirmar que el problema observado con la técnica de anidamiento two-way no depende de la situación meteorológica analizada, y es más atribuible a la localización de las fronteras laterales del dominio interno y a las particularidades orográficas de la región.

6.3.1.4 Conclusiones

El presente estudio de sensibilidad a las técnicas de anidamiento del modelo MM5 ha mostrado como la metodología de interacción bidireccional es más inestable con definiciones de dominios en áreas de compleja orografía. Se han observado importantes perturbaciones del flujo general atmosférico, con la generación de elevada turbulencia en la región del dominio más interno. Estas perturbaciones se propagan hacia los dominios externos empeorando el comportamiento del modelo. Por otro lado, la técnica one-way ha mostrado ser más robusta y realista. Se es consciente que se trata de un caso particular, en lo que se refiere a la zona de estudio y la definición de los dominios, pero el comportamiento inestable de las simulaciones con two-way se ha mostrado en la simulación de dos situaciones sinópticas bien diferenciadas.

Distintos trabajos en la literatura científica resaltan la influencia de la localización de las fronteras laterales de los dominios en modelos de área limitada respecto a importantes accidentes geográficos, como puede ser el caso de los Pirineos. Este factor puede influir en un grado importante a los resultados del modelo (Warnet et al., 1997; Stegner, 2000). La localización de la frontera lateral de barlovento en los dominios con anidamiento bidireccional produce un impacto significativo en la veracidad del pronóstico del modelo (Stegner, 2000). La inestabilidad observada se puede atribuir a la localización de los límites laterales del dominio D4, que se encuentran demasiado cerca de los Pirineos. Esta inestabilidad sólo se produce trabajando con two-way, ya que, la metodología unidireccional es mucho más robusta en este sentido.

Los resultados de las dos situaciones meteorológicas simuladas ha mostrado como el modelo presenta un mejor comportamiento en la situación con bajo forzamiento sinóptico y dominio de fenómenos mesoscalares. Los estadísticos presentados han mostrado una mejora al aumentar la resolución, y un empeoramiento de los resultados con la técnica two-way.

La definición de los dominios y la localización de las fronteras laterales respecto a accidentes orográficos son aspectos a tener en cuenta en los modelos de área limitada trabajando con técnicas de anidamiento bidireccional. La técnica unidireccional ha resultado ser menos sensible a estos aspectos.

6.3.2 Sensibilidad del modelo MM5 a las propiedades geofísicas del suelo

La tendencia actual en los modelos meteorológicos de ir aumentando la resolución espacial de trabajo impone una mejora en la caracterización del territorio de estudio. Un tratamiento detallado de las propiedades del suelo es cada vez más importante para poder capturar las circulaciones mesoscalares locales inducidas por los forzamientos térmicos del suelo (Chen y Dudhia, 2001).

Los elementos básicos en la interacción superficie-atmósfera son el intercambio de humedad y energía entre ambos sistemas. Los flujos de humedad y calor desde la superficie terrestre determinan la distribución de las capas atmosféricas adyacentes de la temperatura del aire, el vapor de agua, la precipitación, las propiedades de las nubes, y de ahí los flujos radiativos de la atmósfera al suelo (Dickinson, 1995).

Varios estudios se han centrado en analizar los efectos de las variaciones en las propiedades del suelo sobre la dinámica atmosférica. Éstos muestran como las variaciones de las propiedades del suelo, causadas por inhomogeneidades naturales o antropogénicas en el tipo de suelo y la cobertura vegetal, pueden producir gradientes térmicos y de humedad significativos en la atmósfera, comparables a los producidos en forzamientos de brisas marinas o vientos de montaña. Estos gradientes, a su vez, inducen circulaciones térmicas directas (Ulrickson, 1992). La idea que los contrastes térmicos en la superficie terrestre pueden provocar circulaciones similares a las brisas marinas fue sugerida ya por Anthens (1984). El autor propuso la plantación de zonas de bosque en regiones semiáridas para potenciar la precipitación convectiva.

Ulrickson (1992) estudió el impacto de la variabilidad de las características del suelo en la meteorología local de la cuenca de Los Angeles mediante modelización. Los resultados mostraron un impacto pequeño de las propiedades geofísicas del suelo en el desarrollo de circulaciones locales. Esto se puede justificar, como remarca Segal et al. (1988), debido a la dificultad de identificar las circulaciones mesoscalares cuando las circulaciones sinópticas presentan una magnitud comparable.

Sailor (1995) por su parte analizó el impacto de modificaciones deliberadas y organizadas de las características del suelo sobre la climatología local, también mediante modelización. El trabajo muestra como aumentando el albedo de la parte baja de la ciudad de Los Angeles en 0.14, y sobre toda la cuenca en 0.08 de mediana, se consigue disminuir las temperaturas máximas de verano hasta 1.5°C. Esta modificación produce una disminución de la capa fronteriza en más de 50 m, y reduce la magnitud y penetración de la brisa marina.

Seth y Giorgi (1996) analizan las circulaciones mesoscalares organizadas inducidas por las discontinuidades de la vegetación, y sus efectos sobre el transporte vertical de calor y humedad. Perlin y Alpert (2001) estudian los efectos de la modificación de los usos del suelo en el potencial incremento de la convección en la región central-meridional de Israel. La modificación de los parámetros del suelo de tierras semiáridas a zonas cultivadas provoca una tendencia al incremento del desarrollo de estructuras convectivas durante las horas diurnas. Los procesos de interacción entre el suelo y la atmósfera son críticos, influenciando la estructura de la capa fronteriza, el desarrollo de nubes asociado, y a los procesos de precipitación (Wetzel et al., 1996; Chen y Dudhia, 2001; Pineda et al., 2004).

La elevada resolución de trabajo planteada en las simulaciones de esta Tesis son un marco ideal para analizar la sensibilidad de un modelo mesoscalar a las propiedades del suelo. MM5 utiliza un esquema simple de caracterización de las propiedades geofísicas del suelo a través de un mapa de usos del suelo, esquema extendido en gran número de modelos mesoscalares (Seamann, 2000). Utiliza el mapa global *United States Geological Survey* (USGS) de usos del suelo (Anderson et al., 1976; USGS, 2002), ver **Figura 6.26**. Este mapa se ha realizado a partir de datos AVHRR-NDVI multitemporales de 1 km de resolución espacial (1992-1993). El mapa trabaja con 24 categorías distintas de usos del suelo.

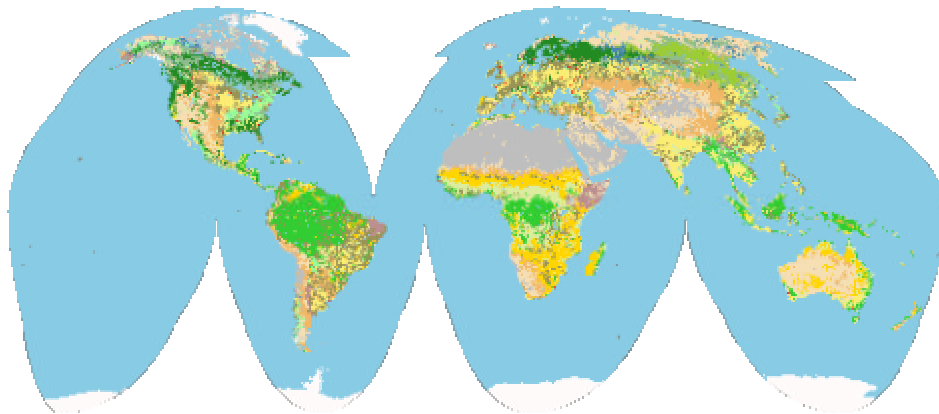


Figura 6.26 Mapa global de usos del suelo USGS de 30'' de resolución (USGS, 2002).

El modelo mesoscalar MM5 utiliza cinco parámetros para caracterizar las propiedades geofísicas del suelo. Éstas son el albedo, la emisividad a $9 \mu\text{m}$, la inercia térmica, la disponibilidad de humedad y la longitud de rugosidad. Los valores de estos parámetros se introducen a partir de una categorización de los usos del suelo del mapa USGS. La **Tabla 6.10** presenta estos valores para las 24 categorías del mismo.

Así, a partir del mapa de usos del suelo y la tabla con los distintos valores de los parámetros superficiales por categoría se cuantifican las propiedades geofísicas del suelo para los dominios de estudio.

En este apartado se presentan los resultados obtenidos de estudiar la influencia de modificar distintos parámetros geofísicos del suelo. Estos resultados se han publicado en Jorba y Baldasano (2002b) y Pineda et al. (2004), y han sido fruto de la colaboración con el grupo de investigación UPC-Departament de Física Aplicada de la *Escola Universitària Politècnica de Manresa*, surgida en el proyecto de investigación IMPACTE.

En primer lugar se presentan los resultados de incorporar un nuevo mapa de usos del suelo, CORINE (EEA, 2000), al modelo junto con una nueva estimación de los valores cuantitativos de distintos parámetros superficiales presentados en la **Tabla 6.10**. En segundo lugar se presentan las diferencias del modelo implementando únicamente los nuevos valores de los parámetros geofísicos en el mapa USGS de MM5.

Tabla 6.10 Descripción de las 24 categorías de usos de suelo y parámetros geofísicos para verano (15 Abril – 15 Octubre) y para invierno (15 Octubre – 15 Abril) (MMMD/NCAR, 2001).

Vegetation Integer Identification	Vegetation Description	Albedo (%)		Moisture Avail. (%)		Emissivity (% at 9 μm)		Roughness Length (cm)		Thermal Inertia (cal cm ⁻² k ⁻¹ s ^{-1/2})	
		Sum	Win	Sum	Win	Sum	Win	Sum	Win	Sum	Win
1	Urban	18	18	10	10	88	88	50	50	0.03	0.03
2	Dry/Ind Crop. Past.	17	23	30	60	92	92	15	5	0.04	0.04
3	Irrg. Crop. Past.	18	23	50	50	92	92	15	5	0.04	0.04
4	Mix. Dry/Irrg.C.P.	18	23	25	50	92	92	15	5	0.04	0.04
5	Crop./Grs. Mosaic	18	23	25	40	92	92	14	5	0.04	0.04
6	Crop./Wood Mosc.	16	20	35	60	93	93	20	20	0.04	0.04
7	Grassland	19	23	15	30	92	92	0.12	0.1	0.03	0.04
8	Shrubland	22	25	10	20	88	88	10	10	0.03	0.04
9	Mix Shrb./Grs.	20	24	15	25	90	90	11	10	0.03	0.04
10	Savanna	20	20	15	15	92	92	15	15	0.03	0.03
11	Decids. Broadlf.	16	17	30	60	93	93	50	50	0.04	0.05
12	Decids. Needlf.	14	15	30	60	94	93	50	50	0.04	0.05
13	Evergrn. Braodlf.	12	12	50	50	95	95	50	50	0.05	0.05
14	Evergrn. Needlf.	12	12	30	60	95	95	50	50	0.04	0.05
15	Mixed Forest	13	14	30	60	94	94	50	50	0.04	0.06
16	Water Bodies	8	8	100	100	98	98	0.01	0.01	0.06	0.06
17	Herb. Wetland	14	14	60	75	95	95	20	20	0.06	0.06
18	Wooded wetland	14	14	35	70	95	95	40	40	0.05	0.06
19	Bar. Sparse Veg.	25	25	2	5	85	85	10	10	0.02	0.02
20	Herb. Tundra	15	60	50	90	92	92	10	10	0.05	0.05
21	Wooden Tundra	15	50	50	90	93	93	30	30	0.05	0.05
22	Mixed Tundra	15	55	50	90	92	92	15	15	0.05	0.05
23	Bare Grnd. Tundra	25	70	2	95	85	95	0.1	5	0.02	0.05
24	Snow or Ice	55	70	95	95	95	95	5	5	0.05	0.05
25	No data										

Para el estudio de sensibilidad se ha trabajado con el día 14 de agosto de 2000 descrito en el **Apartado 6.3.1.2**. Éste se caracteriza por el desarrollo de fenómenos mesoscalares en la región de estudio. En esta situación es de esperar que la influencia de la caracterización geofísica del suelo sea más relevante que en situaciones dominadas por la situación sinóptica. El dominio de estudio es el D4 definido en el **Apartado 6.2.2.2**, al igual que la configuración del modelo.

6.3.2.1 Estimación de los parámetros geofísicos del suelo

Pineda (2004) realizó una estimación del albedo, la emisividad, y la inercia térmica del nordeste de la Península Ibérica. Esta información se ha utilizado para analizar la sensibilidad del modelo mesoscalar a la caracterización geofísica del suelo.

En este apartado se presenta brevemente la metodología empleada por Pineda (2004) en la obtención de los parámetros geofísicos del suelo. Para una descripción más detallada

de la metodología utilizada se refiere al lector a Pineda (2004), donde se profundiza en la metodología y se discuten los resultados.

Para el estudio se realizó una selección de 70 imágenes de mediodía y 55 de mañana del sensor NOAA-14 AVHRR L1B que cubrieran el nordeste de la Península Ibérica. Después de aplicar unas correcciones a los datos de calibración, corrección atmosférica y identificación de pixels contaminados por nubes se procedió a la estimación de los parámetros. El albedo se estimó asumiendo una reflexión lambertiana. Se aplicó el método de Saunders (1990) que combina una ponderación de los canales 1 y 2 del sensor AVHRR. La ponderación utilizada fue la propuesta por Valiente et al. (1995) para la Península Ibérica. La estimación de la emisividad a 9 nm se realizó siguiendo la metodología de Valor y Caselles (1996), que estima la emisividad a partir de las imágenes de NDVI del AVHRR. Y por último, la inercia térmica se calculó a partir de la formulación de Price (1977). Se utilizó la adaptación del modelo de Price propuesto por Sobrino y El Kharraz (1999). La **Figura 6.27** muestra un ejemplo de los resultados obtenidos mediante las imágenes de satélite.

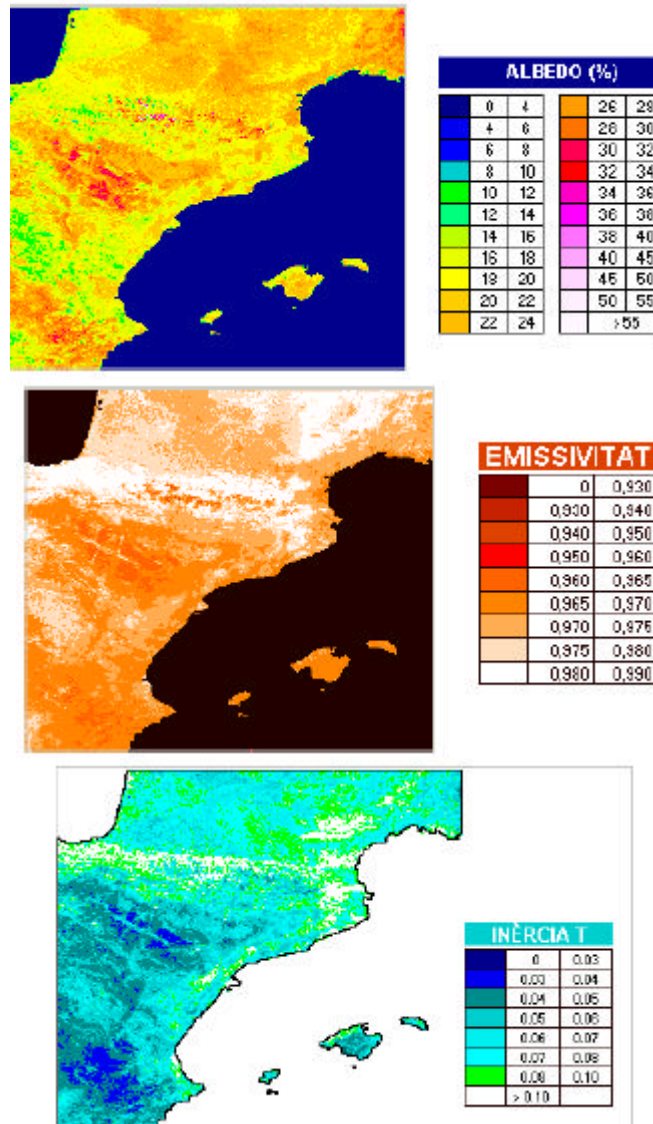


Figura 6.27 Albedo (%), emisividad e inercia térmica ($\text{cal/cm K s}^{1/2}$) para el mes de junio de 2000 (Pineda y Jorge, 2002).

Los valores de inercia térmica obtenidos con AVHRR son superiores a los utilizados por el USGS para todas las categorías de usos del suelo, ver **Tabla 6.10**. Las diferencias se acentúan en las regiones costeras y en zonas de elevada altitud. Las zonas llanas de baja altitud y las regiones continentales son las que presentan unos resultados más similares con los valores empleados por MM5. Parece que los efectos del mar y la montaña no quedan bien capturados en los valores de los parámetros geofísicos empleados en MM5.

6.3.2.2 Mapa de usos del suelo CORINE: introducción en MM5

Con el objetivo de analizar el comportamiento de MM5 con un mapa de usos del suelo más detallado se ha incorporado el mapa CORINE de la *European Environmental Agency (EEA)*, NATure/LANd Cover Map (EEA, 2000), ver **Figura 6.28**. El mapa clasifica los distintos usos del suelo en 44 categorías distintas con una resolución espacial de 250 m. La información con la que se ha elaborado este mapa es más detallada que la del USGS, con trabajos de campo e imágenes satelitales (EEA, 2000).

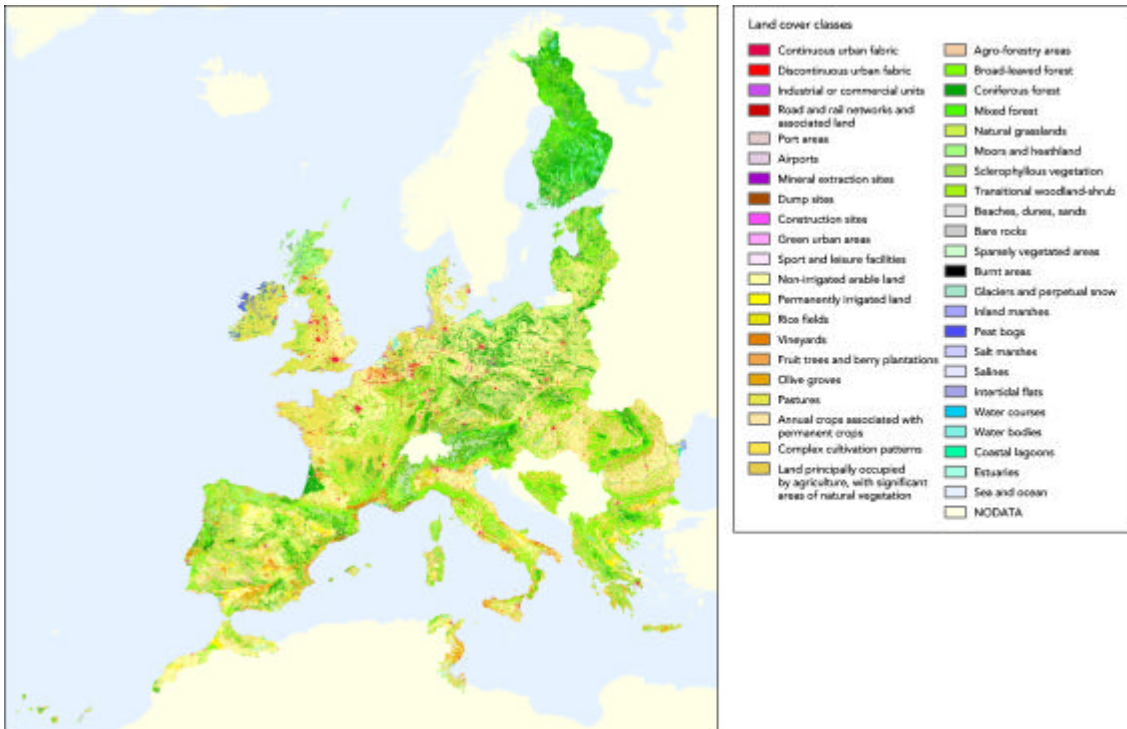


Figura 6.28 NATure/LANd Cover Map CORINE (EEA, 2000).

Como se observa en la **Figura 6.28**, el mapa CORINE contiene regiones con falta de información. Por ello se ha optado por realizar una equivalencia de clases entre las categorías CORINE-USGS y complementar el mapa CORINE con el USGS. El hecho de trabajar con la base del USGS obliga a utilizar la resolución del mapa USGS utilizada en MM5, siendo ésta de 30". Para evitar perder el detalle de la información proporcionada con la base CORINE se ha optado por trabajar con las 44 categorías de esta base. Por ello se ha realizado un cambio de proyección y de resolución en el mapa CORINE para que concuerde con el USGS, y también se ha realizado una equivalencia de categorías entre las 44 del CORINE y las 24 del USGS que se muestra en la **Tabla**

6.11. Esta equivalencia se ha realizado a partir del ciclo anual de NDVI obtenido a partir de un conjunto de 36 imágenes NDVI del sensor SPOT VGT S₁₀ (síntesis de 10 días) para el año 2000. La equivalencia entre categorías de usos del suelo de los dos mapas se presenta en la parte derecha de la **Tabla 6.11**. La última columna corresponde al estadístico métrico Gower (Gower, 1971), utilizado para comparar las similitudes del ciclo anual NDVI y poder establecer las equivalencias de categorías. Valores mayores del estadístico Gower indican una mayor similitud del patrón anual NDVI entre categorías. La metodología aplicada se describe con mayor detalle en Pineda et al. (2004) y Pineda (2004).

La **Figura 6.29** muestra el mapa de usos del suelo USGS que utiliza MM5 por defecto, y el resultado de introducir el mapa CORINE.

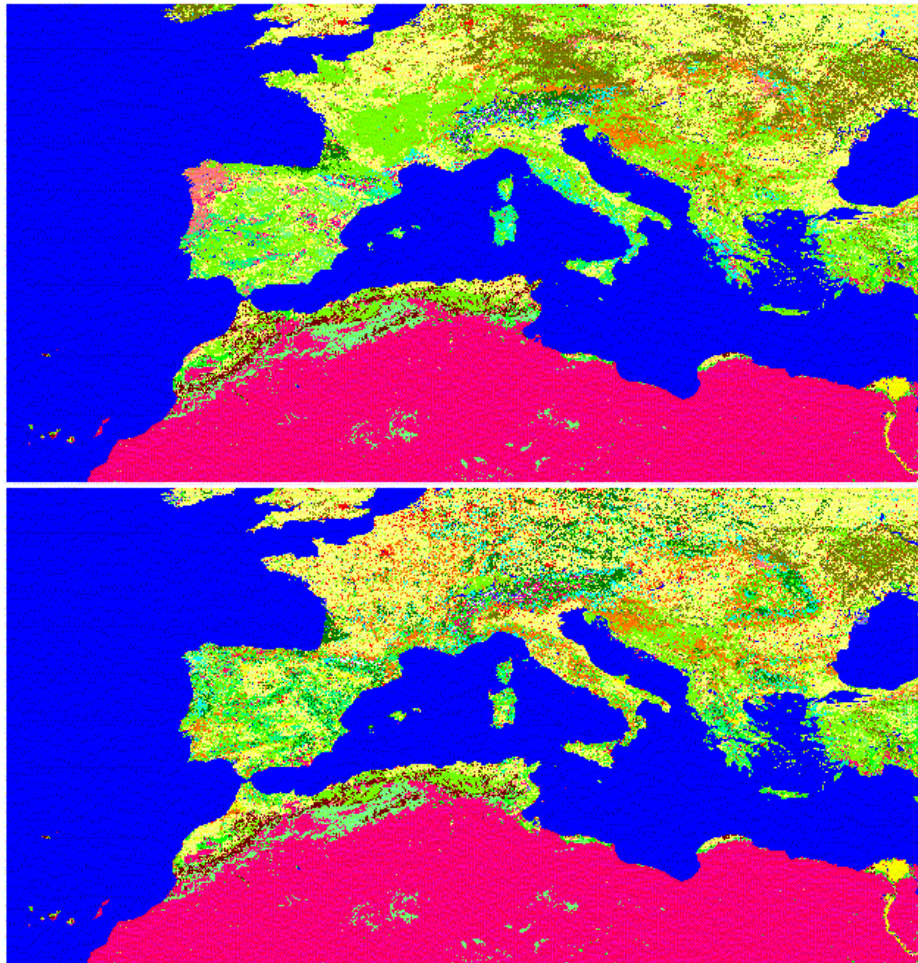


Figura 6.29 Mapa de usos del suelo USGS (arriba) y CORINE (abajo) con una resolución de 30''.

La introducción del mapa CORINE produce un importante cambio en los usos del suelo a nivel europeo. Las categorías de mezcla que dominan en el mapa USGS se han visto sustituidas por clases más específicas debido a la información más detallada disponible con la base de datos CORINE. Para la Península Ibérica se puede observar como con el mapa CORINE los usos del suelo presentan una mayor concordancia con la orografía de la región, pudiéndose intuir los principales sistemas orográficos como son los Pirineos,

Sistema Ibérico, Central, Bético y cordilleras cantábricas. Las mesetas presentan una definición más clara que en el caso del mapa USGS.

6.3.2.3 Simulación con el mapa CORINE y una nueva estimación de distintos parámetros geofísicos del suelo

Los resultados de Pineda (2004) se han introducido en MM5 para caracterizar mejor las propiedades geofísicas del suelo de la región de estudio en lo que se refiere a albedo, emisividad e inercia térmica.

Como no ha sido posible obtener la longitud de rugosidad y la disponibilidad de humedad mediante satélite, los nuevos datos se han complementado con los valores por defecto de estos dos parámetros que utiliza MM5 con la categorización de usos del suelo USGS.

Con el objetivo de mejorar la representatividad del mapa de usos del suelo empleado por MM5 se ha utilizado la información del mapa CORINE. Las zonas en las que el nuevo mapa no dispone de información se han complementado con el mapa USGS. Para ello, se ha realizado una reclasificación de las categorías de USGS, pasando de 24 categorías iniciales a 44, equivalentes a las del mapa CORINE. Con ello, se puede utilizar la información nueva de albedo, emisividad e inercia térmica, junto con los valores por defecto de longitud de rugosidad y disponibilidad de humedad que dispone MM5.

La **Tabla 6.11** presenta los nuevos valores de albedo, emisividad e inercia térmica introducidos a partir de la información satelital.

Tabla 6.11 Parámetros geofísicos del suelo para las categorías CORINE en invierno (W) y verano (S), y equivalencias con el mapa USGS de usos del suelo. La Tercera columna se refiere al porcentaje de presencia de una categoría en el dominio D3.

CORINE	Category description		Albedo (%)			Moisture avail. (%)		Emissiv. (% at 9 μm)		Roughness length (cm)		Termal Inertia (Wm ⁻² k ⁻¹ s ^{1/2})		Equivalencias			
			%	W	S	W	S	W	S	W	S	W	S	CORINE	USGS	USGS category description	GOWER
1-11	Urban	0.43	16.8	17.8	10	10	93.5	93.7	50	50	2283	2895	1-11	101	Urban and Built-Up Land	6.2	
12	Non-Irrigated Arable Land	21.77	18.4	20.7	60	30	96	95.8	5	15	2064	2332	12	102	Dryland Cropland and Pasture	15.2	
13	Permanently Irrigated Land	3.23	19.7	20.5	50	50	95.4	96.5	5	15	1582	2322	13	103	Irrigated Cropland and Pasture	11.2	
14	Rice Fields	0.18	15.7	17	50	50	92.8	97.5	5	15	2618	3977	14	103		21.7	
15	Vineyards	3.91	18.5	19.9	60	35	95.2	95.6	20	20	1906	2321	15	106	Crops/Wood mosaic	23.5	
16	Fruit Trees & Berry Plantations	1.97	16.5	17.1	60	35	96.4	95.9	20	20	2097	2831	16	106		27	
17	Olives Groves	0.51	15.8	17.1	60	35	96.4	95.3	20	20	2010	2537	17	106		15	
18	Pastures	2.32	16	17.1	60	30	97.6	98.9	5	15	2636	3348	18	102	Dryland Cropland and Pasture	36.1	
19	Annual Crops & Permanent Crops	0.50	18.5	20.4	60	35	97.1	93.7	20	20	2093	2410	19	106	Crops/Wood mosaic	22.6	
20	Complex Cultivation Patterns	9.21	17.4	18.8	60	35	96.5	96.7	20	20	2219	2619	20	106		33.9	
21	Mixed Agriculture & Natural Vegetation	5.94	17.8	19.4	60	35	95.7	95	20	20	1655	2211	21	106		24.5	
22	Agro-Forestry Areas	0.08	17.8	19.4	60	35	95.7	95	20	20	1655	2211	22	106		19	
23	Broad-Leaved Forest	10.03	14.4	16.1	60	30	97.1	98.5	50	50	2771	3269	23	111	Deciduous Broadleaf	5.7	
24	Coniferous Forest	12.56	14.1	14.3	60	30	97.3	97.4	50	50	2394	2983	24	114	Evergreen Needle leaf Forest	20.4	
25	Mixed Forest	3.15	14.1	14.8	60	30	97.4	98.4	50	50	2659	3283	25	115	Mixed Forest	4.8	
26	Natural Grassland	4.30	17.7	17.2	30	15	96.1	98	0.10	0.12	2505	2889	26	107	Grassland	42	
27	Moors & Heathland	1.19	16	16.4	25	15	97.4	98.4	10	11	2500	3216	27	109		28.4	
28	Sclerophyllous Vegetation	6.41	15.6	15.8	25	15	96.4	96	10	11	2135	2575	28	109	Mix Shrubland/Grassland	21.3	
29	Transitional Woodland-Shrub	6.06	15.4	15.6	25	15	96.7	96.5	10	11	2112	2657	29	109		11.5	
30	Beaches, Dunes & Sand Plains	0.06	16.8	17.1	5	2	94.5	96.9	10	10	2752	2778	30	119	Barren or Sparsely Vegetated	66.4	
31	Bare Rock	0.62	17.3	16.9	5	2	96.2	96.5	10	10	2619	2948	31	119		55.8	
32	Sparsely Vegetated Areas	0.98	19.6	21.1	5	2	95.1	94.3	10	10	1631	2023	32	119		72	
33	Burnt Areas	0.19	13.3	13.8	5	2	97	96.4	10	10	1966	2600	33	119		113.2	
34	Glaciers & Perpetual Snow	0	51.3	41.5	95	95	99.7	96.1	5	5	359	418	34	124	Snow or Ice	-	
35-38	Inland Marshes Peatbogs, Salines	0.06	14.7	15.5	75	60	94.6	95.8	20	20	2611	3329	35-38	117	Herbaceous Wetlands	-	
39	Intertidal Flats	0.01	15.1	15.8	75	80	93.7	95.6	20	20	2802	3901	39	117		-	
40-43	Inland Water	0.16	7.8	7.7	100	100	97.8	97.8	0.01	0.01	5916	7116	40-43	116	Water Bodies	-	
44	Sea & Ocean	-	7.8	7.7	100	100	97.8	97.8	0.01	0.01	7055	7829	44	116		-	

a) Resultados del modelo

La **Figura 6.30** presenta las diferencias en los valores de albedo, disponibilidad de humedad, emisividad, longitud de rugosidad e inercia térmica del suelo entre los valores con el nuevo mapa CORINE respecto a los valores por defecto con USGS.

Las tonalidades azules representan valores superiores con el nuevo mapa CORINE y los nuevos valores geofísicos del suelo, mientras que los rojos representan valores superiores con el mapa USGS y los valores por defecto. Se aprecia claramente como la emisividad y la inercia térmica presenta valores superiores con el nuevo mapa. El albedo en cambio presenta un comportamiento más equilibrado, con zonas ligeramente más elevadas en CORINE, el interior del dominio y los Pirineos, mientras que la costa y los Prepirineos presentan valores ligeramente inferiores a los utilizados por defecto con el USGS.

La modificación del mapa de usos del suelo implica indirectamente una variación en la disponibilidad de humedad y la longitud de rugosidad. Aunque no se dispone de nuevos valores de estos dos parámetros, como los usos del suelo han variado con el nuevo mapa se producen variaciones entre los datos de CORINE y USGS. Este aspecto se debe tener en cuenta, ya que, puede influir significativamente en los resultados. Salvador (1999) constata con un modelo mesoscalar con elevada resolución la elevada sensibilidad de los resultados del mismo a la humedad del suelo.

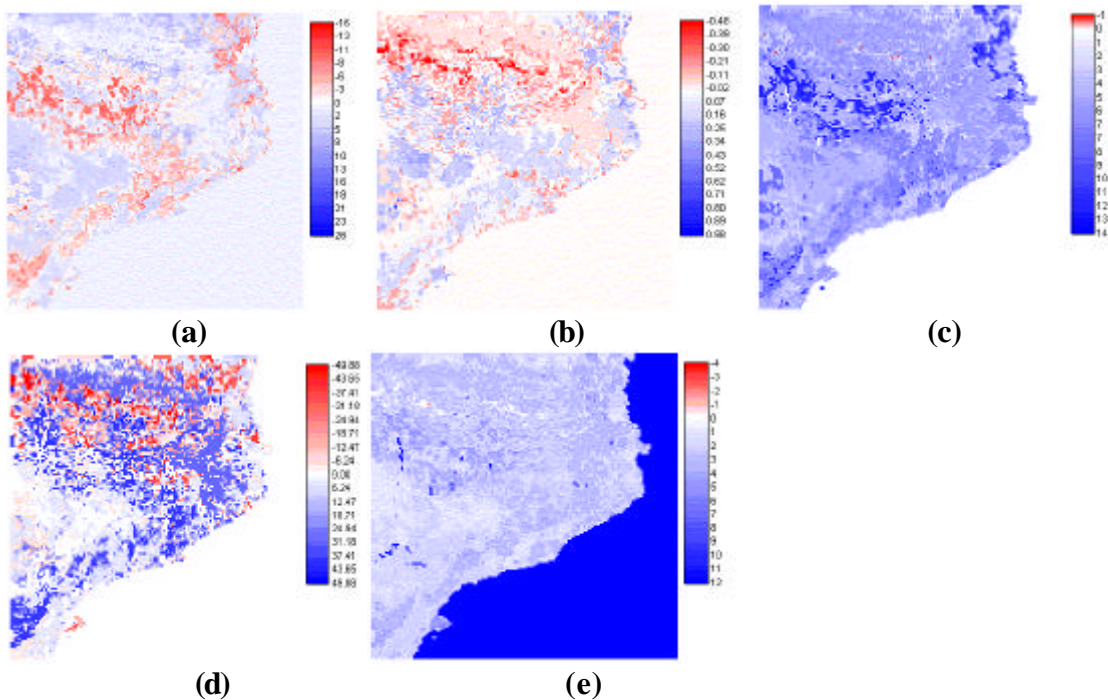


Figura 6.30 Diferencias entre CORINE+AVHRR y USGS-Original de los parámetros físicos del suelo (a) albedo (%), (b) disponibilidad de humedad (tanto por uno), (c) emisividad (% a 9 mm), (d) longitud de rugosidad (cm), (e) inercia térmica (cal cm⁻² K⁻¹ s^{1/2}) para el dominio D4.

A continuación se presentan los resultados del modelo con los valores por defecto (USGS-Original) y con el nuevo mapa de usos del suelo y los nuevos parámetros estimados mediante imágenes de satélite (CORINE+AVHRR). La discusión de los resultados se centra en la simulación del dominio D4, con un paso de malla de 2 km.

La **Figura 6.31** presenta las diferencias porcentuales de la temperatura del suelo para todo el dominio D4 a las 15 UTC.

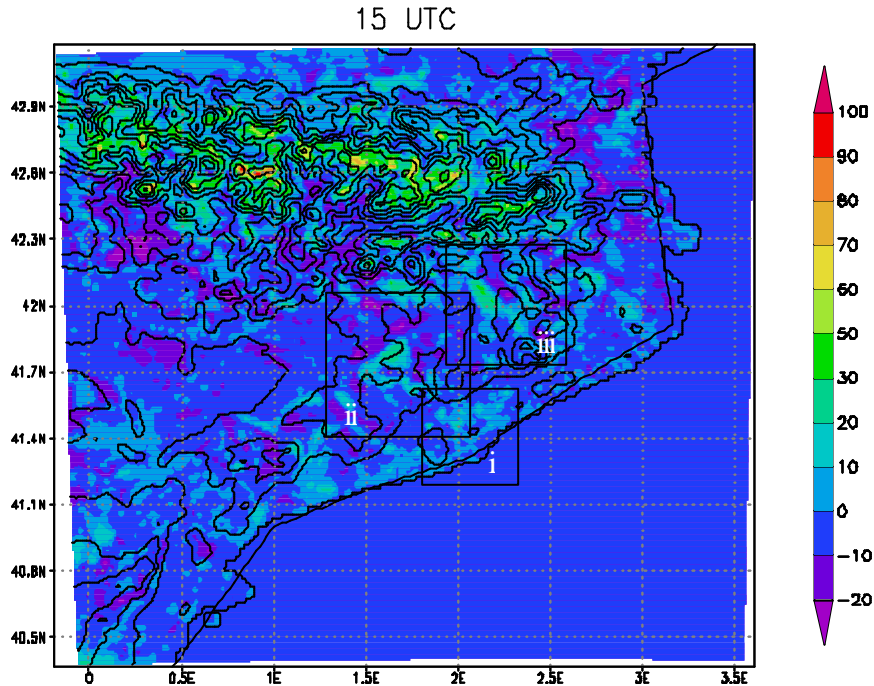


Figura 6.31 Diferencia porcentual de la temperatura del suelo (CORINE-USGS) para el dominio D4 a las 15 UTC del día 14 de agosto de 2000.

Las diferencias en la temperatura del suelo entre ambas simulaciones pueden llegar a ser del 100% en las zonas pirenaicas. Esta situación es más acusada durante las horas nocturnas, posiblemente debido a la elevada inercia térmica que se obtiene con las imágenes de satélite respecto a los valores por defecto que utiliza MM5 con el mapa USGS. Esto se observa con claridad en las regiones donde se han reclasificado como zona de nieve perenne con valores de inercia térmica elevados. A las 15 UTC se aprecian las máximas diferencias en las regiones más elevadas de los Pirineos, y las diferencias oscilan entre el 20-50% en zonas como el área metropolitana de Barcelona, el interior del dominio, o la costa sur. Destacan también regiones con disminuciones de hasta el 20% en la plana de Lleida, en el interior occidental, o el Alt Empordà, al nordeste.

A continuación se analizan con detalle las diferencias que se producen en tres regiones donde las diferencias en las temperaturas del suelo son importantes. Las regiones se muestran en la **Figura 6.31**.

i) *Área Geográfica de Barcelona*

En la **Figura 6.32** se presentan las diferencias porcentuales en la temperatura del suelo entre la simulación CORINE y la USGS a las 14 UTC.

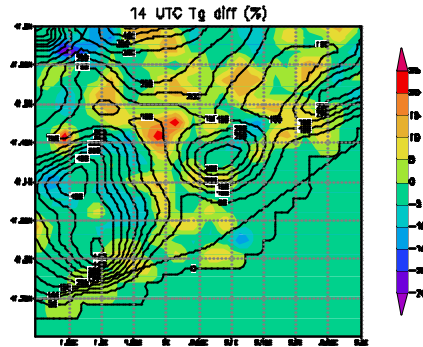


Figura 6.32 Diferencias porcentuales de la temperatura del suelo (color) a las 14 UTC para el subdominio de Barcelona (Líneas de contorno: orografía).

Estas diferencias de hasta el 25 % en la temperatura del suelo afectan a la temperatura simulada en el primer nivel del modelo con variaciones del 2.5%. Esto es suficiente para provocar modificaciones en los campos de vientos simulados. En la **Figura 6.33** se presenta a la izquierda el campo de vientos con la configuración por defecto de MM5, y a la derecha las diferencias en la velocidad del viento en el primer nivel del modelo (en color) y el campo de vientos diferencia entre el campo CORINE y el USGS.

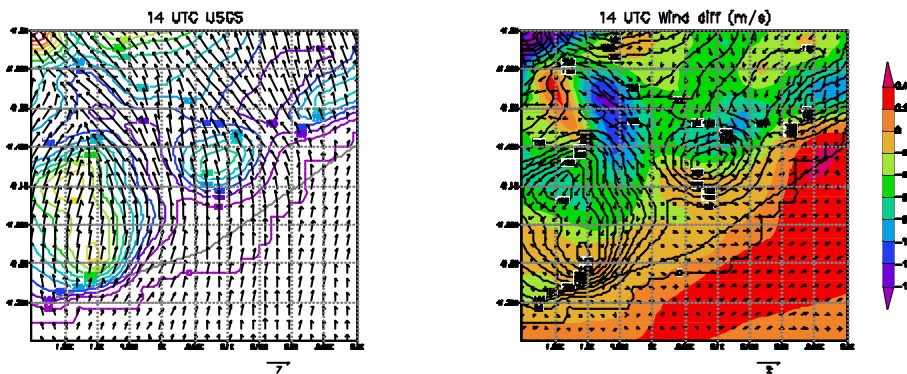


Figura 6.33 Diferencias en el campo de vientos superficial para el subdominio de Barcelona a las 14 UTC (Izquierda: campo de vientos superficial de la simulación USGS, derecha: campo de vientos diferencia CORINE-USGS y diferencia en la magnitud del viento en color; Líneas de contorno: orografía).

Las diferencias en el campo de vientos se aprecian con disminuciones en la velocidad del viento por la canalización del río Llobregat de hasta 1.4 m/s, donde la entrada de la brisa presenta una menor intensidad. En términos generales la simulación CORINE presenta vientos superficiales de menor intensidad en el interior, y ligeramente superiores en la costa y el mar. La dirección del flujo en el litoral marino presenta una componente SW más marcada con la simulación CORINE, y están virados a W en el interior respecto a la simulación USGS.

ii) Catalunya central (Anoia, Bages)

Las diferencias porcentuales a las 14 UTC de la temperatura del suelo entre las simulaciones para esta región se observan en la **Figura 6.34**.

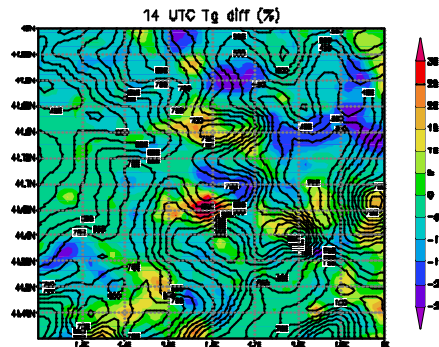


Figura 6.34 Diferencias porcentuales de la temperatura del suelo (color) a las 14 UTC para el subdominio de Catalunya central (Líneas de contorno: orografía).

Las diferencias que se observan se pueden atribuir a la variación en el balance térmico superficial, y a la distinta evolución del desarrollo de las nubes simuladas por el modelo. Este segundo aspecto tiene relevancia significativa, ya que, en las zonas donde se simula el desarrollo de nubes la radiación solar incidente sobre el suelo se reduce sensiblemente, provocando una disminución de la temperatura del suelo. Las diferencias en la temperatura varían entre $\pm 2.5\%$, y en la temperatura superficial del aire en un -4% a un 10% . Estas diferencias afectan al campo de vientos sensiblemente, tal y como se observa en la **Figura 6.35**.

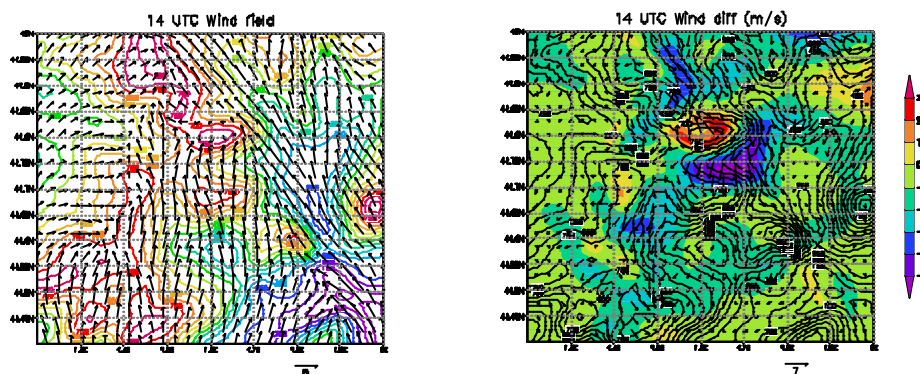


Figura 6.35 Diferencias en el campo de vientos superficial para el subdominio de la Catalunya central a las 14 UTC (Izquierda: campo de vientos superficial de la simulación USGS, derecha: campo de vientos diferencia CORINE-USGS y diferencia en la magnitud del viento en color; Líneas de contorno: orografía).

Las diferencias en esta región son bastante más importantes que en la anterior, llegándose a presentar variaciones de la velocidad del viento de hasta 5 m/s en extensas regiones a las 14 UTC. Para entender estas variaciones es interesante observar un corte vertical N-S a lo largo de la zona donde se produce una disminución del viento de hasta

8 m/s (longitud 1.55E) a las 15 UTC. La **Figura 6.36** muestra el corte vertical del campo de vientos y de la relación de mezcla. En el perfil se observa como las convecciones que se producen en la región a las 15 UTC no se localizan exactamente en el mismo lugar, y con la misma intensidad, provocando diferencias muy significativas en el campo de vientos superficial y en altura. La inyección de masas de aire es superior en el caso de la simulación CORINE para el corte que se muestra, en el caso de la simulación USGS la convección se localiza más hacia el este.

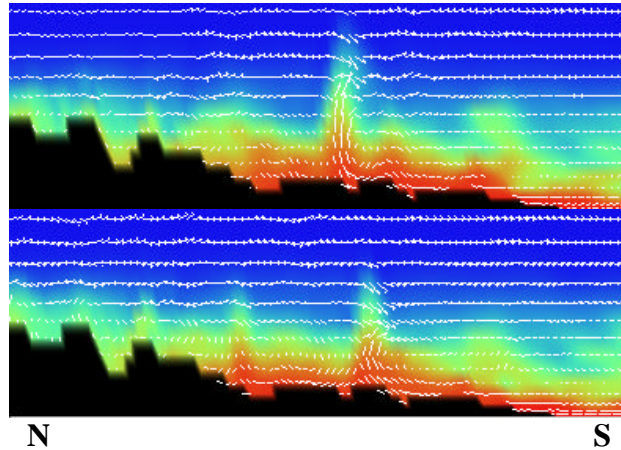


Figura 6.36 Corte vertical N-S del campo de vientos a las 15 UTC a lo largo de la longitud 1.55 E (Arriba: simulación CORINE, abajo: simulación USGS).

De los resultados de ambas simulaciones, se observan un número mayor de inyecciones en altura en la región central catalana en la simulación USGS. También se simula el máximo en la velocidad vertical del viento con el USGS con un valor de hasta 6.45 m/s para los 5.14 m/s simulados con CORINE.

iii) *Osona*

La **Figura 6.37** muestra las diferencias porcentuales de la temperatura del suelo (CORINE-USGS) a las 14 UTC para el subdominio de Osona.

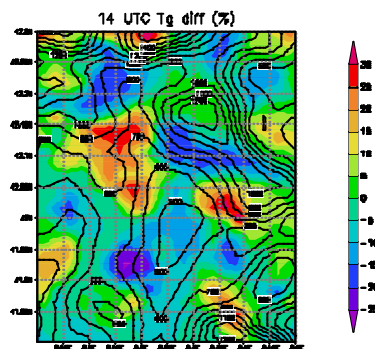


Figura 6.37 Diferencias porcentuales de la temperatura del suelo (color) a las 14 UTC para el subdominio de Osona (Líneas de contorno: orografía).

Se aprecian diferencias de hasta el 30% en la temperatura del suelo. En la zona de la Plana de Vic, en el centro del subdominio, se produce una ligera disminución, mientras que en las vertientes noroeste, nordeste y sureste se observan incrementos elevados de la

temperatura de hasta el 25-30%. Las vertientes nordeste y suroeste presentan disminuciones del 20-25%. Estas variaciones se traducen en la temperatura del aire en el primer nivel del modelo en diferencias de hasta el 14%. Las vertientes noroeste y nordeste presentan incrementos de hasta el 14%, la vertiente norte disminuciones del 8%, similares a las disminuciones de la vertiente suroeste.

La variación introducida con la modificación de los parámetros geofísicos del suelo produce un balance hídrico distinto en las dos simulaciones. Esto provoca que la simulación de masas nubosas sea diferente, produciéndose diferencias en la temperatura superficial importantes.

La **Figura 6.38** se observan las diferencias entre la radiación incidente simulada en las dos simulaciones. Se aprecia claramente las regiones donde el desarrollo de las nubes no coincide entre simulaciones, siguiendo un patrón similar al observado con la temperatura del suelo.

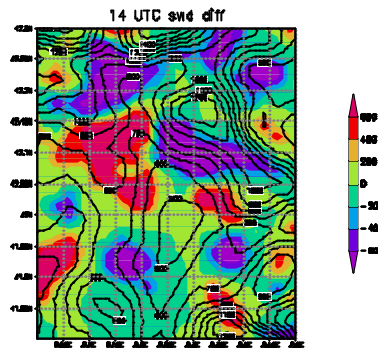


Figura 6.38 Diferencias en la radiación solar incidente de onda corta en superficie (color) entre la simulación CORINE y USGS para el subdominio de Osona (Líneas de contorno: orografía).

Para mostrar con mayor claridad este hecho, la **Figura 6.39** presenta la evolución de la temperatura del suelo del punto 42°N 2.25°E a lo largo del día para ambas simulaciones. La curva verde representa la temperatura del suelo en °C para la simulación CORINE, la curva negra la temperatura del suelo para la simulación USGS, la curva roja la radiación solar incidente en el punto en W/m² para la simulación CORINE, y la curva amarilla la radiación solar incidente para la simulación USGS.

Se aprecia con claridad la influencia de la presencia de nubes en la simulación USGS. Durante las horas diurnas, la simulación CORINE no muestra presencia de nubes sobre el punto en cuestión. A parte, la variación de los parámetros geofísicos introducida provoca que la amplitud térmica con la simulación CORINE sea menor que con la USGS. Esto se atribuye principalmente al incremento de la inercia térmica en este punto con los nuevos valores estimados con las imágenes de satélite.

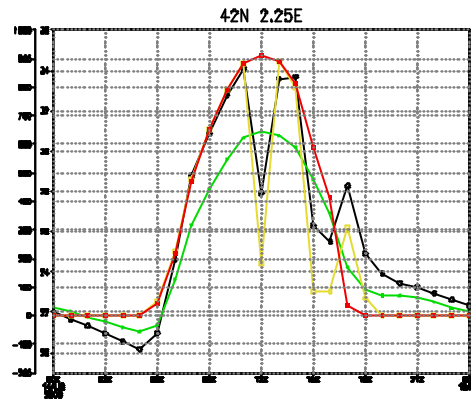


Figura 6.39 Evolución de la temperatura del suelo y de la irradiancia incidente a 42 N 2.25E (Línea roja: irradiancia incidente para la simulación CORINE; línea amarilla: irradiancia incidente para la simulación USGS; línea verde: temperatura del suelo CORINE; línea negra: temperatura del suelo USGS).

Estas variaciones influyen en el campo de vientos significativamente, ver **Figura 6.40**. Se aprecian claras diferencias en los vientos superficiales. En las vertientes oeste y noroeste de la Plana de Vic se producen disminuciones en la velocidad del viento para la simulación USGS en comparación con la CORINE. Los vientos a sotavento se simulan ligeramente más débiles con la simulación CORINE. Es interesante destacar que la penetración del flujo por el Congost no padece demasiadas diferencias debido a estar dominado por el desarrollo de la brisa por encima de circulaciones locales de origen térmico.

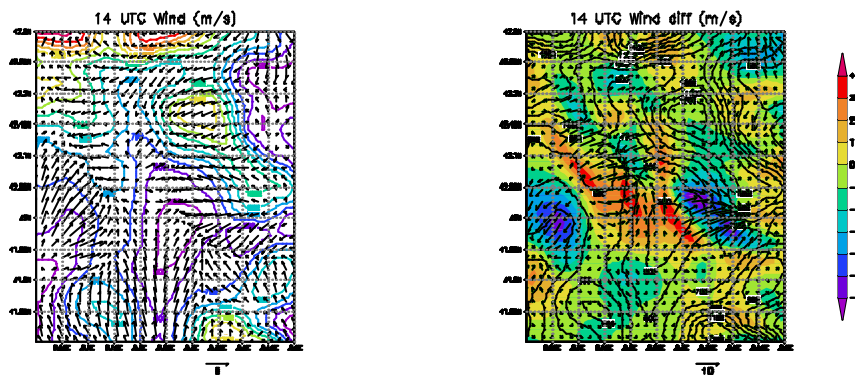


Figura 6.40 Diferencias en el campo de vientos superficial para el subdominio de Osona a las 14 UTC (Izquierda: campo de vientos superficial de la simulación USGS, derecha: campo de vientos diferencia CORINE-USGS y diferencia en la magnitud del viento en color; Líneas de contorno: orografía).

b) Comparación con observaciones

Se han utilizado las estaciones en superficie de medida del Servei Meteorològic de Catalunya para realizar comparaciones de la temperatura y el viento simulados con los observados. Las estaciones están distribuidas a lo largo de todo el dominio D4 y permiten realizar una extensa evaluación de las simulaciones para todo el dominio. Para la comparación se ha calculado el error medio cuadrático (RMSE), el sesgo (BIAS) y

para el vector viento el error medio cuadrático vectorial (RMSVE). Se han calculado para la Temperatura del aire a 2 m y el viento a 10 m. El **Anexo 2** presenta los datos utilizados, y en el **Apéndice A** se describen los estadísticos calculados.

La **Figura 6.41** presenta la evolución del RMSE y el BIAS para la temperatura a 2m. Ambos estadísticos se han calculado con relación a las observaciones. La evolución del error y su magnitud para las dos simulaciones es muy similar. Los resultados CORINE son ligeramente más cálidos durante la noche, como muestra la evolución del BIAS, y ligeramente más fríos durante el día. El modelo no es capaz de reproducir la amplitud térmica del día de estudio, con una sobreestimación durante la noche, y subestimación durante las horas diurnas de la temperatura a 2 m.

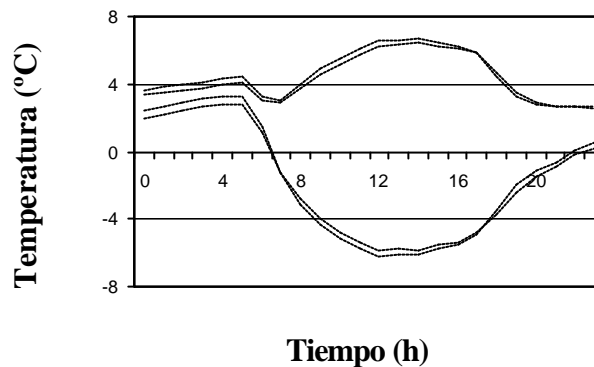


Figura 6.41 Evolución del RMSE (curvas superiores) y el BIAS (curvas inferiores) para la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a 2 m (Línea discontinua: CORINE, línea continua: USGS).

Respecto al viento, ver **Figura 6.42**, el comportamiento es similar. Las diferencias entre las dos simulaciones son cortas, con unos valores del RMSVE ligeramente mejores con la simulación CORINE, aunque el RMSE de la velocidad del viento es ligeramente superior que con el USGS. Los vientos superficiales se simulan más débiles con la configuración CORINE que con la USGS, y en ambos casos, son inferiores a los observados por las estaciones durante las horas diurnas, mientras que son demasiado intensos durante la noche. La evolución del RMSE y el RMSVE para el viento muestran una ligera mejora en la dirección del viento con la simulación CORINE.

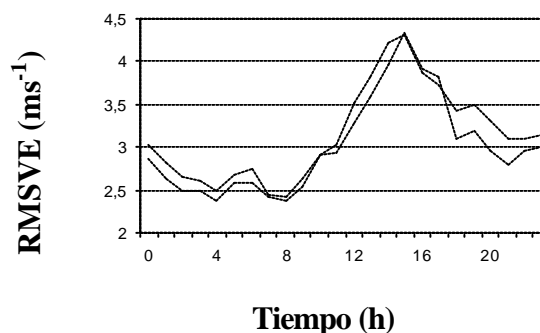


Figura 6.42 Evolución del RMSVE del viento (ms^{-1}) a 10 m (Línea discontinua: CORINE, línea continua: USGS).

6.3.2.4 Simulación con el mapa USGS y la nueva estimación de los parámetros geofísicos del suelo

En el apartado anterior se ha introducido un nuevo mapa de usos del suelo en MM5, junto con los valores estimados por Pineda (2004). Al modificar el mapa de usos del suelo, se ha modificado indirectamente la distribución espacial de la longitud de rugosidad y la disponibilidad de humedad. De estos dos parámetros no se disponía de información nueva, sin embargo, se han introducido modificaciones. Este hecho ha dificultado el análisis del peso de los nuevos valores estimados sobre el comportamiento del modelo mesoscalar. En este apartado se plantea trabajar con el mapa USGS por defecto de MM5, para poder mantener invariables la longitud de rugosidad y la disponibilidad de humedad. Así, con esto se puede analizar la influencia en la introducción de los valores de Pineda (2004) en el modelo mesoscalar.

La **Tabla 6.12** presenta los valores para verano e invierno de albedo, emisividad e inercia térmica asignados a cada categoría de usos del suelo del mapa USGS que se encuentra en el dominio de estudio D3 y D4. La metodología empleada para introducir los valores obtenidos mediante las imágenes de satélite es la misma que la descrita en el estudio anterior.

Tabla 6.12 Parámetros geofísicos del suelo estimados a partir de las imágenes NOAA-AVHRR del año 2000 para el mapa de usos del suelo USGS.

USGS Categories		Albedo (%)		Emisividad (% at 9um)		Inercia térmica (cal cm ⁻² k ⁻¹ s ^{-1/2})	
		W	S	W	S	W	S
1	Urban	20.5	18	97.4	97.5	0.054	0.071
2	Drylnd Crop. Past.	20.9	18.2	97.5	97.6	0.044	0.059
3	Irrg. Crop. Past.	24.9	19.3	97.3	97.8	0.045	0.066
5	Crop./Grs. Mosaic	26.1	17.6	97.2	98.1	0.06	0.084
6	Crop./Wood. Mosaic	19.9	17.8	97.6	98	0.049	0.073
7	Grassland	37	16.8	96.7	98	0.057	0.084
8	Shrubland	26.5	22.7	97.1	97.2	0.038	0.044
9	Mix Shrub./Grs.	19.3	16.3	97.8	97.6	0.058	0.075
10	Savanna	16.6	14	97.9	98.1	0.056	0.075
11	Decids. Broadleaf F.	26.8	16	96.8	98.7	0.105	0.115
14	Evergrn. Needleleaf F.	19.2	15.2	97.9	98.6	0.045	0.088
15	Mixed Forest	17.8	15.2	98	98.4	0.06	0.087
16	Water Bodies	7.8	7.7	97.7	97.8	0.141	0.17
19	Bar. Sparce Veg.	17.7	14.6	97.7	97.9	0.052	0.07

La **Figura 6.43** presenta las diferencias entre la caracterización del albedo, emisividad e inercia térmica. Con este nuevo planteamiento la disponibilidad de humedad y la longitud de rugosidad se mantienen invariables.

Se aprecia claramente como los nuevos valores de emisividad e inercia térmica son superiores en todo el dominio, mientras que el albedo presenta un comportamiento más equilibrado, con valores inferiores para clases de prados y suelos áridos, y superior en el resto. Con estos nuevos valores, las modificaciones porcentuales más importantes se producen con la inercia térmica, donde se producen variaciones de hasta un 100% respecto a los valores por defecto de MM5. Por otro lado, la emisividad y el albedo presenta variaciones inferiores de 36% y 14% respectivamente. Estas variaciones son lógicas, ya que, todos los valores de emisividad rondan alrededor del 90%, mientras que

el albedo presenta valores más dispersos, y la inercia térmica aún más. La información obtenida mediante las imágenes satelitales presentan valores superiores de emisividad e inercia térmica que los propuestos por la base USGS. Éste es uno de los puntos que llaman más la atención. Pineda (2004) presenta una validación de sus resultados, considerándolos satisfactorios, lo que nos induce a pensar que para la región de estudio la información USGS presenta ciertas deficiencias.

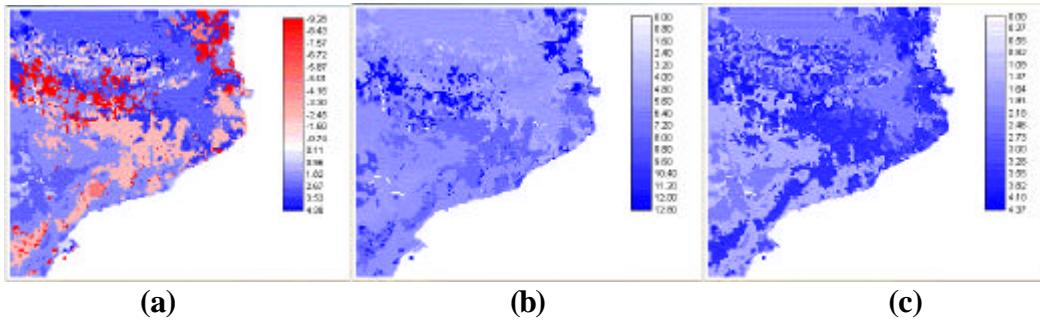


Figura 6.43 Diferencias de (a) albedo, (b) emisividad y (c) inercia térmica introducidas en MM5 para el AGC.

A continuación se presentan los resultados del modelo mesoscalar al simular el día 14 de agosto de 2000 con los nuevos valores introducidos vía el mapa USGS.

a) Definición del dominio de estudio y configuración del modelo

El dominio de estudio se centra en la zona geográfica del área metropolitana de Barcelona. Engloba la zona del Garraf, Montserrat, la canalización del río Llobregat, Collserola, Barcelona, la canalización del río Besós. Se trata de un dominio de 31x31 celdas de 2 km de resolución y 23 niveles verticales sigma definidos anteriormente. La **Figura 6.44** muestra el dominio de estudio.

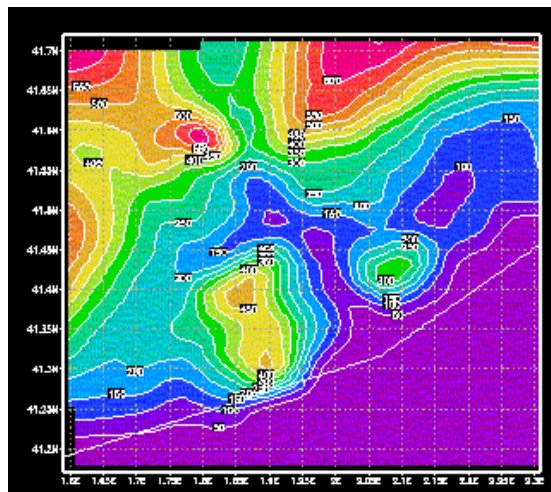


Figura 6.44 Dominio de estudio.

Para inicializar el dominio de estudio se han utilizado los datos del modelo global ECMWF, creando las condiciones de inicialización y de contorno a partir de una simulación previa MM5 con tres dominios. La **Figura 6.45** muestra estos tres dominios

preliminares. Su resolución y tamaño son las mismas que las detalladas para la configuración de trabajo de las simulaciones realizadas en esta Tesis, que se han especificado en el **Apartado 6.2.2.2**.

A partir de los resultados de estos tres dominios se han preparado los datos de inicialización y condiciones de contorno para el dominio de estudio. Se ha utilizado una interacción unidireccional entre dominios (*one way nesting*).

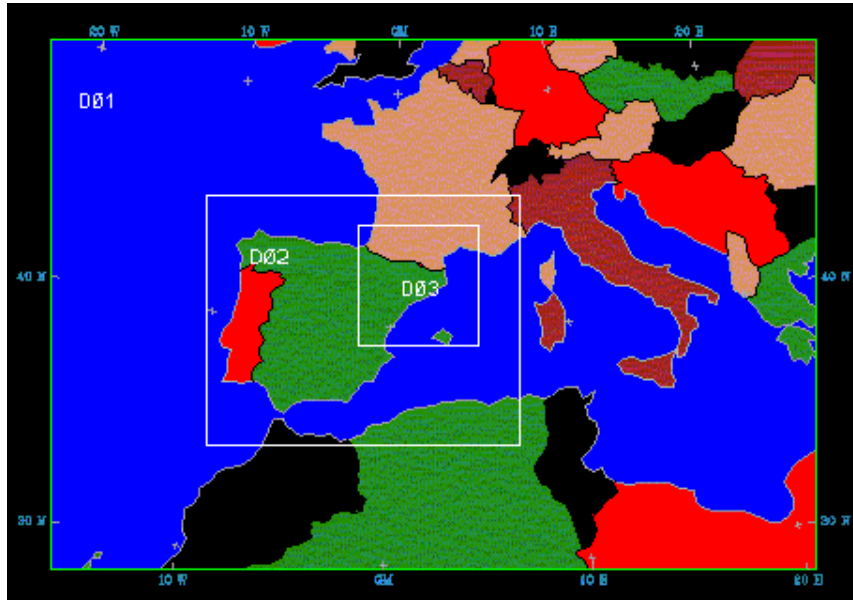


Figura 6.45 Dominios para preparar los datos de inicialización y condiciones de contorno del dominio de estudio.

Las parametrizaciones físicas utilizadas en las simulaciones son las siguientes:

- Cumulus: Resolución explícita (sin parametrizar).
- Capa frontera: Eta.
- Esquema de vapor de agua: Simple Ice (Dhudia).
- Esquema radiativo: Cloud-radiation scheme.
- Esquema de la temperatura del suelo: Five-layer soil.

Para poder analizar la influencia de cada parámetro sobre el modelo se han realizado cinco simulaciones distintas. En una primera, se ha simulado el día de estudio con los valores por defecto de MM5. A continuación se han ido realizando simulaciones introduciendo los distintos parámetros geofísicos por separado. Por último, se ha realizado una simulación con todos los nuevos valores de albedo, emisividad e inercia térmica. Así, las simulaciones realizadas han sido:

- Def: simulación con los valores de verano por defecto de MM5.
- Alb: simulación modificando el mapa de albedo del modelo con los nuevos valores.
- Emi: simulación modificando el mapa de emisividad del modelo con los nuevos valores.
- IT: simulación modificando el mapa de inercia térmica del modelo con los nuevos valores.

- ALL: simulación modificando el mapa de albedo, emisividad e inercia térmica.

b) Resultados

La **Tabla 6.13** presenta las diferencias en la temperatura del suelo para cada simulación respecto a la simulación Def para las 13 y 19 UTC. Superpuesto a estas diferencias, para las 13 UTC en todas las simulaciones y a las 19 UTC para la simulación ALL, aparecen las diferencias en el valor de la columna de agua de nube total respecto a la simulación Def.

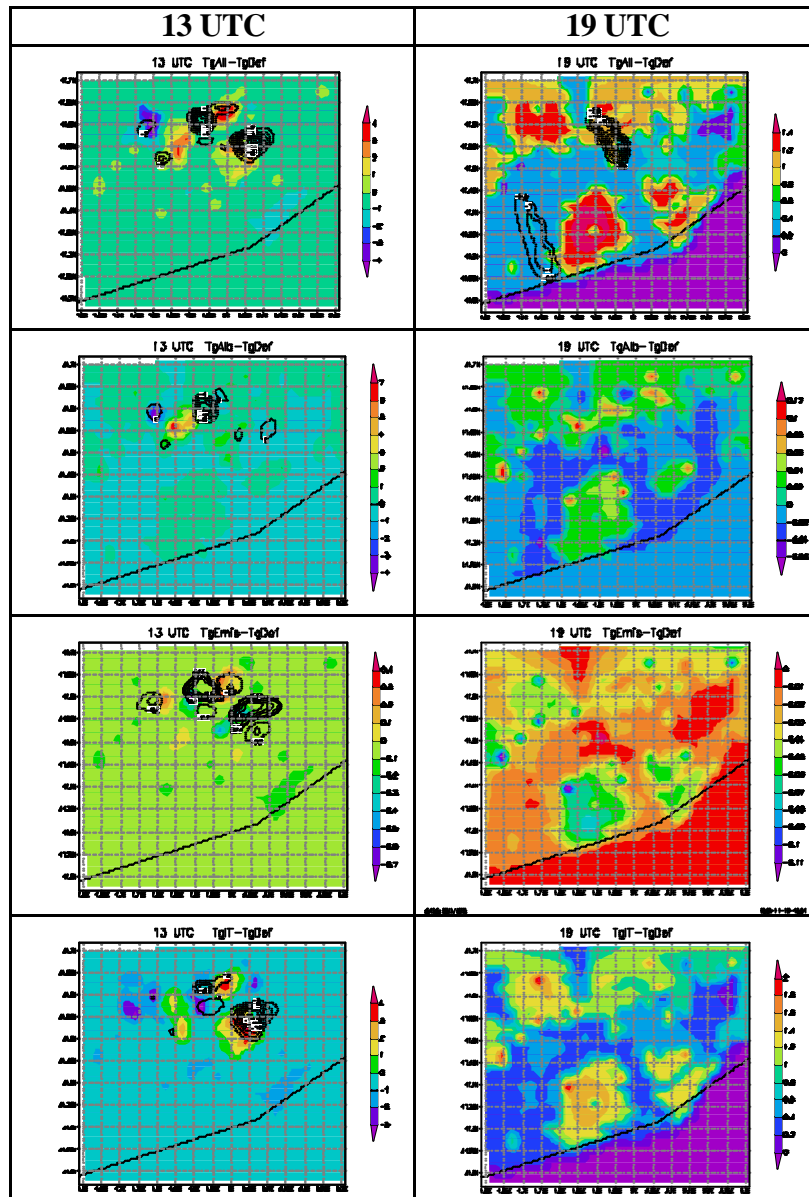
Las diferencias más significativas se observan con los nuevos valores de inercia térmica. En el otro extremo, la emisividad es el parámetro que menos peso presenta en la sensibilidad del modelo, y el albedo presenta un comportamiento intermedio.

Un punto interesante a resaltar es la modificación de los patrones de nubes simulados por el modelo. Todo y observarse pequeñas modificaciones en los mismos, la variación del albedo, la emisividad o la inercia térmica del suelo son suficientes para producir variaciones en la posición y extensión de la nubosidad simulada por el modelo. Precisamente, debido a las diferencias en los patrones de nubes, aquellas zonas con un cubrimiento distinto presentan diferencias puntuales importantes de la temperatura del suelo. En el caso de la simulación Alb se observan diferencias de hasta 7°C, 4°C para la simulación IT, y menos de 1°C para la simulación Emi. ALL presenta diferencias de hasta 4°C, intuyéndose un dominio de la influencia de la inercia térmica sobre los otros dos parámetros.

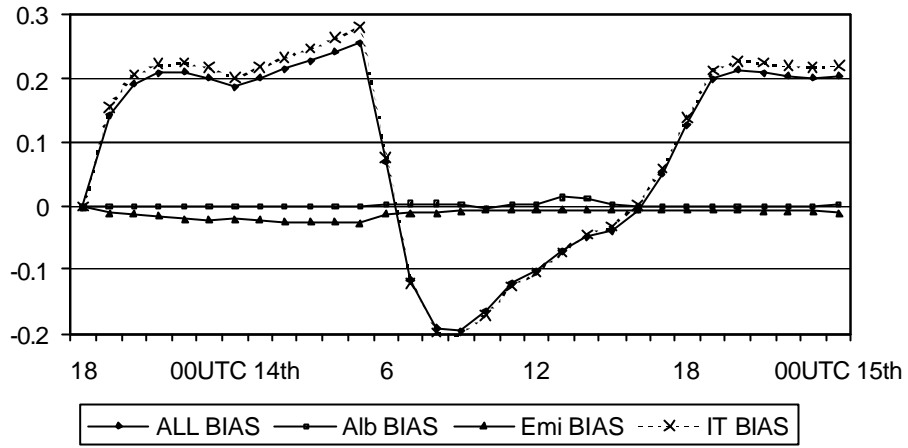
Para poder apreciar mejor este comportamiento, se han calculado el BIAS y RMSE de los valores de temperatura a 2 m y de la magnitud del viento a 10 m para cada simulación respecto a la simulación base Def. La **Figura 6.46** presenta la evolución de ambos estadísticos.

En las gráficas se aprecia claramente la similitud de las diferencias en el caso de la simulación ALL y la IT. Este hecho pone de manifiesto la mayor sensibilidad del modelo en referencia a la inercia térmica respecto al albedo o la emisividad. De estos resultados se puede extraer la primera conclusión sobre el esfuerzo a realizar en el cálculo de cada parámetro, siendo muy recomendable centrarse en la inercia térmica más que en el albedo o la emisividad. Por otro lado, los valores de la diferencia cuadrática media de la temperatura no supera los 0.4°C y para la velocidad los 0.25 m/s. Estos valores bajos dejan entrever la influencia limitada de estos parámetros sobre dos variables meteorológicas importantes a nivel del suelo. Sin embargo, como ya se ha comentado anteriormente, estas pequeñas variaciones son significativas al observarse variaciones en la distribución del vapor de agua y del desarrollo de las nubes.

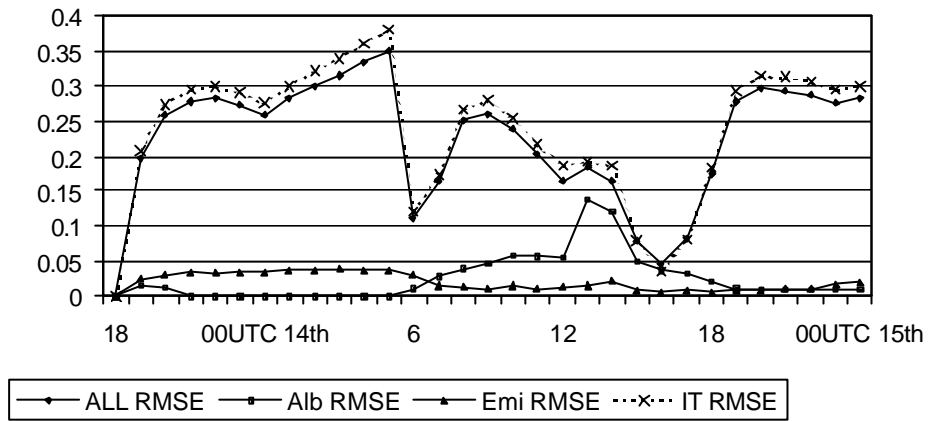
Tabla 6.13 Diferencias en la temperatura del suelo (°C) y en la nubosidad (mm*1000).



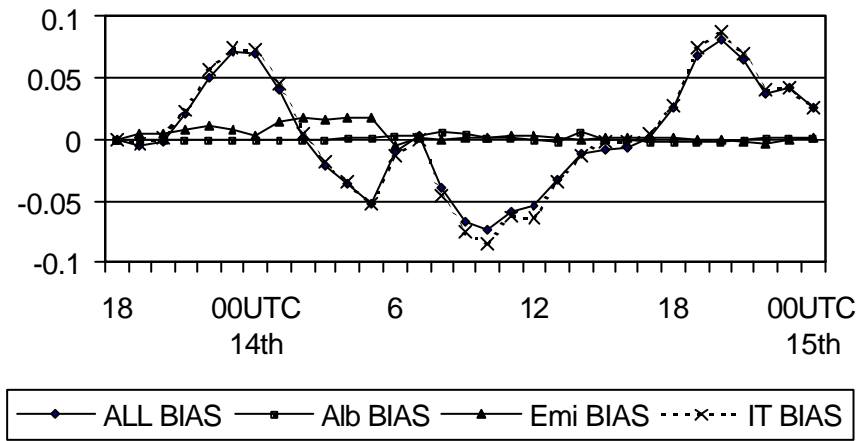
La evolución del BIAS muestra una tendencia a simular temperaturas más cálidas durante la noche y más frías durante el día en la simulación IT en comparación con la Def. Por el contrario, los resultados de Alb y Emi casi no muestran diferencias. Para el caso de la velocidad del viento en superficie se observa un comportamiento similar, con vientos más intensos durante la noche e inferiores durante el día para IT.



(a)



(b)



(c)

Figura 6.46 (a) BIAS de la temperatura del aire a 2 m, (b) RMSE de la temperatura del aire a 2 m, (c) BIAS de la velocidad del viento a 10 m, y (d) RMSE de la velocidad del viento a 10 m para cada simulación respecto de la simulación Def.

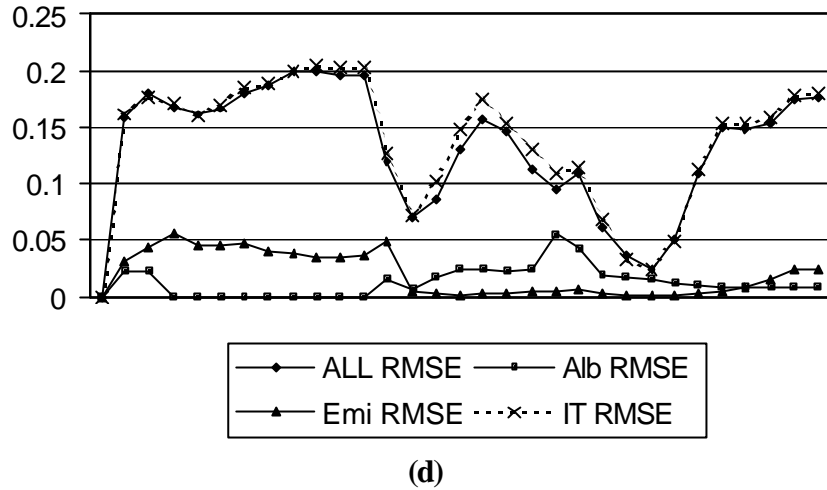


Figura 6.46 Cont.

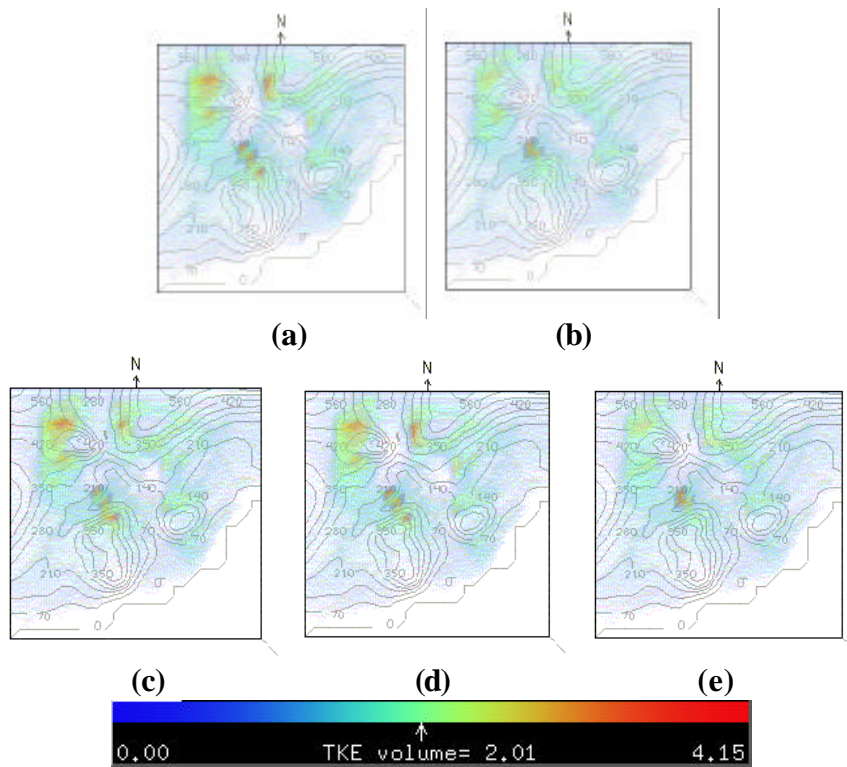


Figura 6.47 TKE (J/kg) a las 13 UTC para las simulaciones (a) Def, (b) ALL, (c) Alb, (d) Emi, y (e) IT.

Estos resultados presentan cierta contradicción con la intención de mejorar el comportamiento del modelo MM5 con la introducción de los nuevos parámetros geofísicos obtenidos mediante imágenes de satélite. Uno de los problemas que se observan con el modelo es la baja amplitud térmica diaria simulada, y la pobre capacidad de simular los vientos débiles nocturnos. Estos dos aspectos no se ven mejorados con los nuevos parámetros, sino que incluso se acentúan.

La **Figura 6.47** presenta la energía cinética turbulenta (TKE) a las 13 UTC obtenida con las cinco simulaciones. La TKE se ha representado a partir de una vista en planta con una escala de colores, a la que se le ha aplicado una curva de transparencia para los valores más bajos de TKE con el objetivo de mejorar su visualización. La distribución de la TKE muestra las zonas con niveles mayores de turbulencia, coincidiendo con el desarrollo de nubes de poco espesor con una distribución que varía entre las distintas simulaciones.

La variación introducida en la inercia térmica produce un debilitamiento de la producción de turbulencia en la capa fronteriza y la atmósfera libre, mientras que con el albedo y la emisividad el comportamiento no se ve alterado significativamente. Al norte del macizo del Garraf se aprecian tres núcleos turbulentos en las simulaciones Def, Alb y Emi, que en el caso de las simulaciones IT y ALL se presentan como un solo núcleo más compacto. Se observa también un debilitamiento de la turbulencia al noroeste del dominio en las simulaciones IT y ALL. Otra vez, el peso de la inercia térmica es superior que el de los otros dos parámetros como se observa en los resultados de la simulación ALL.

Con la finalidad de mostrar las variaciones de los resultados con los nuevos parámetros se han comparado las simulaciones con medidas en superficie de la temperatura del aire, la velocidad del viento y la dirección del viento. Las estaciones meteorológicas utilizadas para la comparación son las de la Xarxa Meteorològica (XMET) del Servei Meteorològic de Catalunya (SMC). Se ha trabajado con cuatro estaciones que cumplen los siguientes requisitos:

- Datos sin errores.
- Estaciones localizadas dentro del dominio de estudio que no se encuentren en la frontera del mismo (la frontera del dominio se considera las cinco celdas más externas del perímetro).

Así, las estaciones utilizadas han sido las que se presentan en la **Tabla 6.14**.

Tabla 6.14 Estaciones XMET utilizadas para evaluar las simulaciones.

Municipio	Comarca	Código	Latitud (°)	Longitud (°)
Barcelona	Barcelonès	AN	41.39	2.18
Hostalets de Pierola	Anoia	CE	41.53	1.81
Vacarisses	Vallès Occidental	D2	41.59	1.91
Vallirana	Baix Llobregat	D3	41.38	1.93

La **Figura 6.48** presenta la evolución del BIAS y RMSE de la temperatura del aire en superficie. Se comparan los valores de la temperatura del aire a 2 m diagnosticada por el modelo con la temperatura medida en las estaciones XMET a 1.5m s.n.t. Aunque las alturas no sean las mismas, al estar muy cercanos los dos valores, las diferencias atribuibles a este hecho serán poco relevantes en comparación con la incertidumbre del propio modelo.

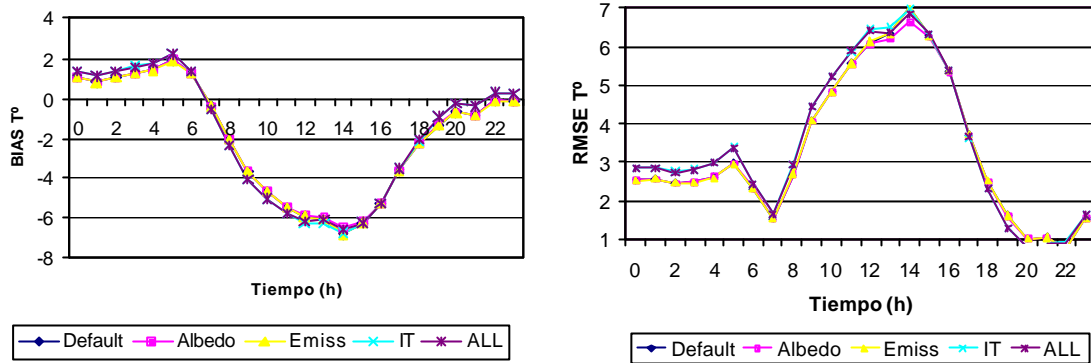


Figura 6.48 BIAS y RMSE de la temperatura del aire a 2 m de las cinco simulaciones Def, Alb, Emis, IT y ALL (Modelo menos observaciones).

La evolución del BIAS y RMSE muestra un comportamiento muy similar para las distintas simulaciones, con unos valores más ajustados en el caso de las simulaciones Def, Alb y Emi. Por otro lado, el comportamiento de las simulaciones ALL y IT son muy similares. La evolución del error muestra como la configuración utilizada con el modelo presenta dificultades para simular correctamente la evolución de la temperatura durante el día, subestimándola con valores medios de hasta 7°C. Este hecho se puede atribuir en parte a la parametrización de la capa fronteriza utilizada, Eta, que como se comentará en el **Apartado 6.3.3** presenta una tendencia a simular atmósferas frías. Al modificar la inercia térmica este comportamiento se acentúa, empeorando ligeramente el comportamiento del modelo, con valores demasiado fríos durante el día y excesivamente cálidos durante la primera noche (0-6 UTC), pero en cambio mejora ligeramente el comportamiento en la segunda noche (19-24 UTC).

También se han comparado los resultados del viento a 10 m. La **Figura 6.49** presenta la evolución del BIAS y el RMSE de la magnitud del viento y el RMSVE del vector viento a 10 m.

El BIAS muestra la tendencia del modelo a subestimar la magnitud del viento en superficie entre las 12 y las 19 UTC, durante la entrada de la brisa. Durante la noche se observa un comportamiento poco regular, compensándose los errores de las distintas estaciones en el BIAS. El error es inferior a 2 m/s durante todo el día, con magnitudes superiores durante la noche, y en el período de mayor intensidad de la brisa, ver la evolución del RMSE. El estadístico RMSVE permite analizar a la vez las dos componentes horizontales del viento. El error queda bien acotado, y la dirección presenta un mejor comportamiento durante las primeras horas de la mañana y hacia el atardecer. Durante la penetración de la brisa es cuando se producen las mayores diferencias en la dirección del viento, como se puede observar comparando el RMSE y el RMSVE. Lo cual no es de extrañar, ya que las horas nocturnas se caracterizan por débiles flujos.

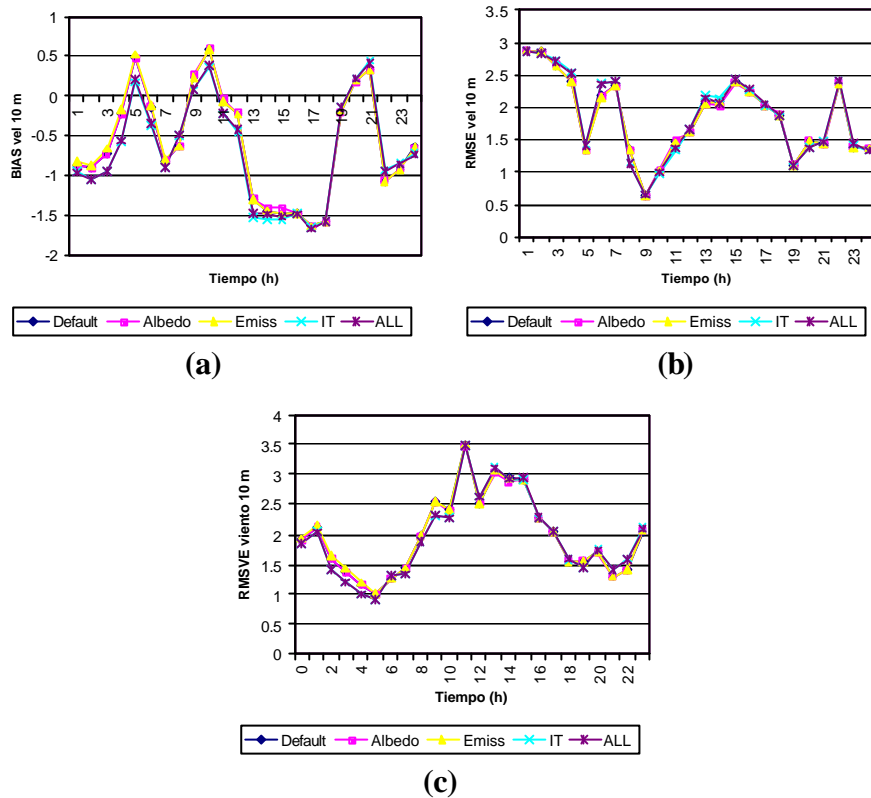


Figura 6.49 Evolución del BIAS y RMSE de la velocidad del viento a 10 m y RMSVE del viento a 10 m de las cinco simulaciones Def, Alb, Emis, IT y ALL (Modelo menos observaciones).

6.3.2.5 Conclusiones

Se ha realizado un extenso trabajo para analizar la sensibilidad del modelo mesoscalar MM5 a la caracterización geofísica del suelo. Durante los trabajos realizados se ha puesto de manifiesto la problemática asociada con la actualización del mapa de usos del suelo con los que se fundamentan estos modelos.

La caracterización geofísica del suelo se realiza a partir de un mapa de usos del suelo. Éste se organiza a partir de un número de categorías de uso, en el caso del mapa USGS éstas son 24 y el mapa CORINE cuenta con 44. El modelo MM5 asigna a cada categoría un valor de albedo, emisividad, inercia térmica, disponibilidad de humedad y longitud de rugosidad a partir de una tabla. Estos parámetros toman dos valores distintos en función de la época del año, verano o invierno. Cabe reseñar que la variación real se produce durante todo el año, y este enfoque es una simplificación de la realidad.

El grupo de investigación UPC-Departament de Física Aplicada de Manresa ha obtenido el albedo, la emisividad y la inercia térmica del nordeste peninsular (Pineda, 2004). En colaboración con el mismo se ha introducido esta información dentro del modelo MM5 para analizar e intentar mejorar el comportamiento del modelo al actualizar las propiedades geofísicas del suelo. Durante el proceso se ha ido analizando la problemática y las dificultades asociadas a la nueva caracterización de estos parámetros.

La estructura algorítmica con la que se fundamenta MM5 dificulta la introducción directa de una imagen de albedo para la zona de estudio. Para realizar este proceso se tendría que modificar el código fuente del modelo, por esto se ha optado por intentar introducir la nueva información siguiendo la rígida estructura del modelo. Este hecho ha provocado ciertas perturbaciones en la imágenes originales obtenidas mediante el satélite.

A grandes rasgos, la metodología seguida para introducir las imágenes en MM5 ha sido la de superponer a estas imágenes el mapa de usos de suelo de trabajo (USGS o CORINE), y obtener valores medios para cada categoría o uso del suelo. Con este proceso se ha obtenido una nueva tabla con los nuevos valores de albedo, emisividad e inercia térmica asociados a cada categoría. Una vez introducida la información se han analizado las diferencias que se producen con los nuevos valores.

Con las simulaciones realizadas se ha puesto de manifiesto la influencia de los parámetros geofísicos del suelo en la simulación de la dinámica atmosférica, viéndose el peso importante que presenta la interacción suelo-atmósfera en el desarrollo de la capa fronteriza.

Se ha visto que la modificación de las características geofísicas del suelo es suficiente para producir variaciones en el desarrollo de nubes. Obviamente, estas variaciones derivan de una simulación distinta de las circulaciones locales y el transporte de humedad por la región. Se observan zonas con variaciones claras en las convecciones, tanto en intensidad como en localización. Los vientos superficiales también sufren modificaciones, así como la temperatura del suelo y del aire en las capas superficiales del modelo. Los cambios que se observan en el balance energético entre el suelo y la atmósfera debido a la modificación del albedo, la emisividad y la inercia térmica producen todas estas variaciones en las variables meteorológicas.

En todas las simulaciones realizadas se ha puesto de manifiesto que la parametrización de la turbulencia en la capa fronteriza utilizada, Eta (Janjic, 1994), subestima la temperatura del aire en los primeros niveles del modelo. Así, al comparar con medidas de estaciones XMET, esta variable queda modelada con dificultad. En el **Apartado 6.3.3** se discute este aspecto con mayor profundidad.

Del análisis realizado para determinar el peso de cada parámetro geofísico modificado sobre el comportamiento del modelo se ha puesto de manifiesto que la inercia térmica produce diferencias superiores que las producidas por el albedo y la emisividad. Se debe remarcar que las variaciones introducidas en la inercia térmica han sido superiores que para los otros dos parámetros. Este hecho viene impuesto por los valores obtenidos con las imágenes de satélite. Aunque no se ha podido analizar aisladamente la influencia de la disponibilidad de humedad y de la longitud de rugosidad, de trabajos previos parece que ambos parámetros tienen un peso importante, e incluso superior a los estudiados. Salvador (1999) concluye que la humedad del suelo es el parámetro más sensible en la simulación de los flujos de calor y humedad entre el suelo y la atmósfera.

A modo de resumen se presenta la evolución del RMSE de la temperatura del aire y el RMSVE del viento en superficie de las distintas simulaciones realizadas más significativas, ver **Figura 6.50**. Los estadísticos se han calculado utilizando las

estaciones de medida de la XMET para el dominio del AGC con una resolución de 2 km. Las simulaciones que se comparan son:

- Default-USGS: configuración por defecto de MM5.
- ALL-USGS: configuración de MM5 con el mapa USGS y los nuevos valores de albedo, emisividad e inercia térmica.
- CORINE: configuración de MM5 con el mapa CORINE de 24 categorías y los nuevos valores de albedo, emisividad e inercia térmica.

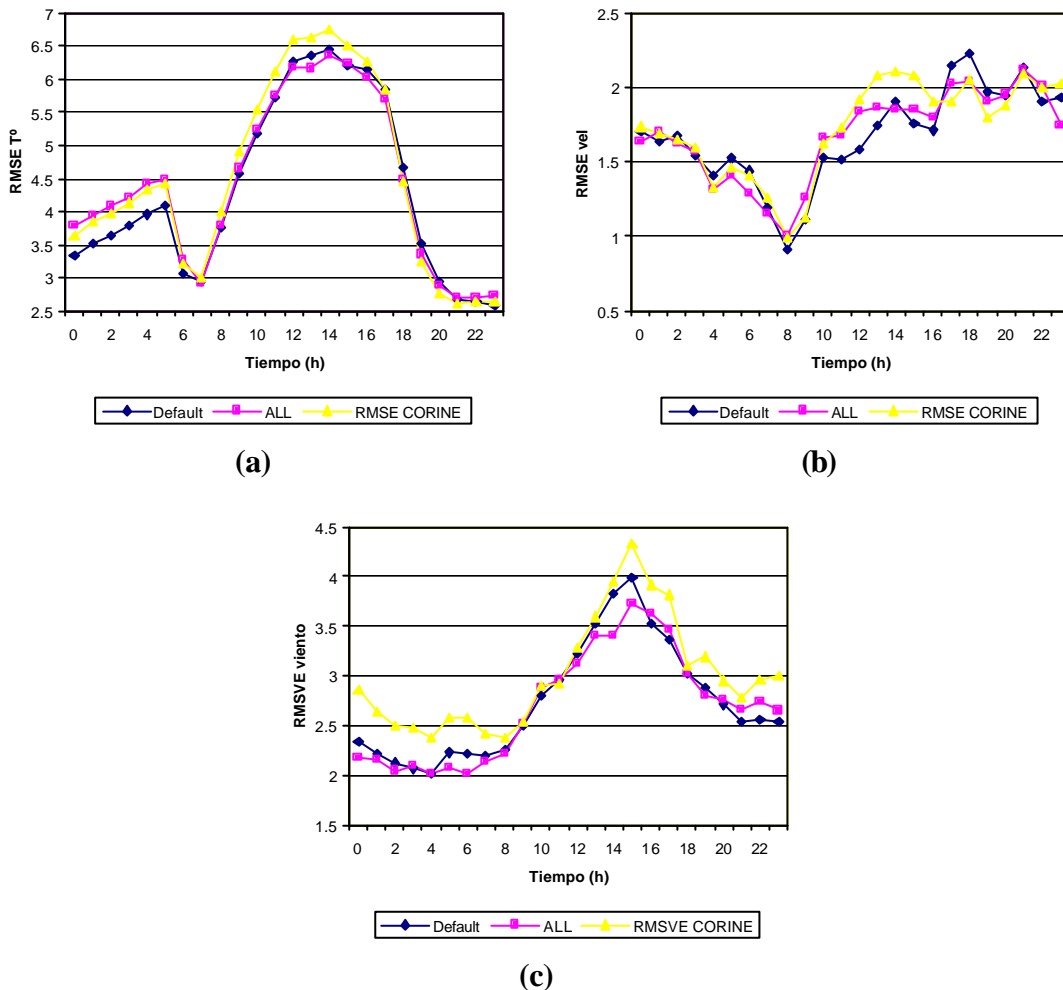


Figura 6.50 Evolución del (a) RMSE de la temperatura del aire a 2 m, (b) RMSE de la velocidad del viento a 10 m y (c) RMSVE del viento a 10 m (Línea azul: Default-USGS, línea rosa: ALL-USGS, línea amarilla: CORINE).

Se aprecia un comportamiento similar en todas las simulaciones, con errores significativos en la temperatura superficial durante el día debido a la poca capacidad de modelar la amplitud térmica diaria. El modelo subestima la temperatura durante las horas diurnas por una falta de mezcla del aire en la capa fronteriza, y la sobreestima en las horas nocturnas. De las tres simulaciones, la que presenta un comportamiento en termino medio más correcto es la simulación ALL-USGS. Ésta muestra algunos problemas durante las primeras horas del día, con valores demasiado cálidos, pero durante el día mantiene ligeramente más acotado el error.

Los vientos en superficie presentan un comportamiento similar también en las tres simulaciones. Errores inferiores durante las horas nocturnas, asociados a los vientos débiles de la noche, y un incremento del error con la penetración del flujo de brisa durante el día. La simulación ALL-USGS presenta un comportamiento medio ligeramente superior a las otras dos simulaciones, especialmente durante las horas centrales del día. Sin embargo, las diferencias estadísticas entre las distintas simulaciones son relativamente pequeñas. Observando los resultados de las simulaciones se ve como las modificaciones introducidas producen variaciones locales más significativas de las que muestran los estadístico, debido a su efecto suavizador.

6.3.3 Sensibilidad a la parametrización de la capa fronteriza

MM5 es un modelo mesoscalar que dispone de los últimos avances en modelización atmosférica. Esto se refiere en gran parte a la disponibilidad de gran número de parametrizaciones de los distintos procesos físicos. La posibilidad de estudiar la influencia de distintas parametrizaciones convierte a MM5 en una herramienta muy valiosa como laboratorio de investigación.

En este apartado se presenta un estudio de sensibilidad de MM5 a la parametrización de la capa fronteriza (ABL). Se ha realizado una simulación de un episodio de pantano barométrico (p.e., Martín-Vide, 1984) donde dominan el desarrollo de fenómenos mesoscales, y el desarrollo de una CBL durante el día. El período simulado va desde el día 13 de agosto hasta el 16 de agosto de 2000 a las 18 UTC. Se han simulado solamente los dominios D1 y D2 de la configuración presentada en el **Apartado 6.2.2.2**. La discusión de los resultados se centra en D2, a partir del cual se pueden extraer las conclusiones sobre la sensibilidad de MM5 y la conveniencia de trabajar con una u otra parametrización.

6.3.3.1 Parametrizaciones utilizadas

Hay varios trabajos que analizan el comportamiento del modelo MM5 trabajando con distintas parametrizaciones de la ABL. A continuación se presentan los resultados de algunos de ellos.

EMC (2000) compara los resultados de MM5 utilizando las parametrizaciones de la ABL siguientes: MRF, Eta, Blackadar y Gayno-Seaman. El modelo presenta el siguiente comportamiento con las distintas parametrizaciones:

- MM5-MRF: las temperaturas superficiales son razonables. La altura de la capa de mezcla presenta unos valores entre 300 y 500 m demasiado elevados. La relación de mezcla en superficie es consistente con el esquema Blackadar, pero inferior que los esquemas basados en la TKE. La producción de precipitación convectiva sobre tierra se encuentra entre los esquemas TKE y la Blackadar. Se trata del esquema más rápido.
- MM5-Eta: las temperaturas superficiales son las más frías de todos los esquemas. La relación de mezcla en superficie presenta los valores más elevados de entre todos los esquemas. Las dos parametrizaciones que resuelven la TKE producen valores similares y los más elevados de precipitación convectiva sobre tierra. Se trata del segundo esquema más rápido.
- MM5-Blackadar: las temperaturas superficiales presentan un sesgo frío respecto a las observaciones. La altura de la capa de mezcla es probablemente unos 100-200 m más alta. La relación de mezcla en superficie es similar a los resultados con MRF, pero inferiores que en los esquemas que calculan la TKE. Es más lenta que la Eta.
- MM5-Gayno-Seaman: las temperaturas superficiales son ligeramente cálidas. El cálculo de la altura de la capa de mezcla es el más correcto. La relación de

mezcla superficial presenta valores razonables (comportamiento medio entre todos los esquemas). La precipitación convectiva es consistente con la Eta y más elevada que la MRF, mientras que es muy superior a la producida por la Blackadar. Es la configuración más lenta.

La opción MRF es la que presenta el menor coste computacional, la Eta es un 5% más lenta, la Blackadar un 10% y la Gayno-Seaman un 50% más lenta.

Otros dos trabajos que analizan el comportamiento de las parametrizaciones MRF y Eta son Vilà et al. (2002) y Pino et al. (2004). Analizan las diferencias entre ambas parametrizaciones aplicando el modelo en un entorno rural y uno urbano respectivamente. Comparando con medidas de radiosondeos y LIDAR concluyen que ambas parametrizaciones describen atmósferas más húmedas y frías que las observadas. De las dos, la que mejor comportamiento presenta es la MRF, con un desarrollo de la capa de mezcla más preciso que la Eta.

Vellinga (2002) realiza una comparación entre los esquemas locales y no-locales de la ABL en MM5. Analiza los esquemas no-locales Blackadar y MRF, y los locales Eta y Burk-Thompson. Los resultados muestran como todos los esquemas sobrestiman los flujos de calor superficiales, que se relaciona con una sobreestimación de la velocidad de fricción, la velocidad del viento y la diferencia de temperatura y humedad entre el suelo y la capa superficial atmosférica. En los flujos superficiales los esquemas locales presentan un mejor comportamiento que los no-locales. Las comparaciones con perfiles verticales muestran como todos los esquemas presentan CBLs más húmedas y frías, subestimando las inversiones. Un comportamiento contradictorio con los resultados de sobreestimación de los flujos superficiales. La estructura vertical aparece capturada con mayor corrección con los esquemas no-locales, y muestran sesgos menores que los esquemas locales. La altura de la capa de mezcla queda subestimada por todas las parametrizaciones, sin embargo, los esquemas no-locales se ajustan más a las observaciones.

Wisse y Vilà (2004) analizan la influencia de las parametrizaciones de la ABL en situaciones de convección severa. Los autores trabajan con tres parametrizaciones distintas: MRF, Blackadar y Eta. Los resultados muestran como las tres parametrizaciones presentan un comportamiento realista en la distribución de precipitación acumulada. La MRF presenta los valores de precipitación acumulada más elevados, mientras que la Eta produce las tasas de precipitación más extremas. El análisis de la distribución vertical de la temperatura potencial muestra como la MRF produce una mezcla turbulenta más acentuada, con un transporte de humedad más eficiente hacia la atmósfera libre. La inversión de la ABL es poco acentuada con la MRF. Por otro lado, la simulación Eta produce una fuerte inversión que inhibe los procesos de mezcla dando valores más elevados de energía potencial convectiva disponible (CAPE, *convective available potential energy*). Esto hace que la tasa de precipitación más elevada sea la simulada por la parametrización Eta.

Tremback y Snook (2004) presentan una revisión de la parametrización MRF de MM5 discutiendo los problemas que presenta con su implementación actual. Discuten también la implementación de los esquemas basados en la resolución de la TKE. Los autores ponen de manifiesto como MM5 simula vientos de brisa marina demasiado débiles, y que el desarrollo de la ABL es demasiado exagerado trabajando con el esquema MRF.

Debido a que esta parametrización se desarrolló inicialmente para un modelo global de menor resolución horizontal y vertical incorpora unos parámetros para potenciar la mezcla en la CBL, que en el caso de un modelo mesoscalar con resoluciones más finas no serían necesarios. Haciendo algunos estudios de sensibilidad consigue mejorar los resultados de la parametrización. Eliminando el término de exceso de temperatura virtual de escala en el cálculo de la CBL mejora la predicción de la altura de la ML, aunque se sigue observando un sesgo. Para mejorar la intensidad de los flujos superficiales en condiciones de CBL se elimina la contribución de la velocidad convectiva en el cómputo de la velocidad de fricción, consiguiendo unas brisas más intensas, y con un perfil horario más acorde con las medidas.

Otro aspecto importante que subrayan Tremback y Snook (2004) reside en los peores resultados que se obtienen con MM5 trabajando con los esquemas basados en la resolución de la ecuación de la TKE en comparación con el esquema MRF. En teoría, un esquema basado en la TKE debe simular con mayor corrección tipos de situaciones no-clásicas como son las brisas marinas. Teniendo en cuenta que la mayoría de modelos mesoscalares se basan exclusivamente en un esquema TKE (ver **Tabla 6.2**), y que las experiencias con algunos muestran poco BIAS en la altura de la ML (p.e., RAMS), se debe suponer que se puede mejorar la implementación de los esquemas-TKE de MM5.

Para el presente estudio se han aplicado seis parametrizaciones distintas de la ABL disponibles en MM5. Éstas son:

- **High-resolution Blackadar:** adecuada para ABLs con elevada resolución, por ejemplo 5 capas en los primeros 1000 m, y con la capa superficial inferior a 100 m. Cuenta con cuatro regímenes de estabilidad, incluyendo una capa de mezcla de convección libre (Grell et al., 1995).
- **Burk-Thompson:** adecuada para resoluciones bajas y elevadas. Predice la energía cinética turbulenta (TKE) para utilizarla en la mezcla vertical, siguiendo la formulación de Mellor-Yamada. Predice la temperatura del suelo mediante un esquema simple similar al force-restore. Burk y Thompson (1989) para más detalles.
- **Eta:** esquema Mellor-Yamada utilizado en el modelo Eta (Janjic, 1990; Janjic, 1994). Predice la TKE y trabaja con mezcla vertical local. El coste computacional está entre el esquema MRF y el Blackadar.
- **MRF:** o Hong-Pan ABL, adecuado para ABLs con elevada resolución (como el esquema Blackadar). Esquema eficiente basado en la representación de Troen-Mahrt del término del contragradiante y el perfil K en la capa de mezcla, tal y como está implementado en el modelo MRF del NCEP. Hong y Pan (1996) para más detalles.
- **Gayno-Seaman:** esquema basado en la predicción de la TKE según Mellor-Yamada. Se diferencia de los otros dos por el uso de la temperatura potencial del agua líquida como una variable conservativa, permitiendo que la ABL opere con mayor precisión en situaciones de saturación (Ballard et al., 1991; Shafran et al. 2000). El coste computacional es similar al del esquema Blackadar.

- **Pleim-Chang:** se trata de un esquema derivado del Blackadar que utiliza una variación en la mezcla vertical no-local. Recibe el nombre de Asymmetric Convective Model (Pleim and Chang, 1992). Trabaja con un modelo de suelo propio (LSM, *Land Surface Model*).

Con el fin de analizar la sensibilidad del modelo a las distintas parametrizaciones de la ABL, las demás opciones físicas de configuración se han intentado mantener invariables entre las distintas simulaciones, siempre que ha sido posible. En este sentido, algunos esquemas de la ABL son incompatibles con determinados tratamientos del balance radiativo en superficie por cuestiones de coste computacional. La **Tabla 6.15** presenta las distintas configuraciones utilizadas para los dos dominios simulados (D1 y D2). Como se observa se han utilizado tres esquemas distintos para tratar los balances radiativos en superficie. Los tres esquemas utilizados son:

- **Esquema Force/restore (Blackadar):** sustrato con temperatura constante y una sola capa de suelo. La temperatura de la capa superficial se basa en el balance energético y el espesor asumido para representar el espesor de la variación diurna de temperatura (~ 10-20 cm).
- **Modelo del suelo Five-Layer Soil model:** predice la temperatura del suelo en capas a 1, 2, 4, 8, 16 cm (aproximadamente) con un sustrato fijo por debajo, utilizando la ecuación de difusión vertical. Resuelve verticalmente las variaciones diurnas de temperatura permitiendo una respuesta más rápida de la temperatura de la superficie del suelo (Dudhia, 1996).
- **Modelo del suelo Pleim-Xiu Land-Surface Model:** este modelo del suelo va acoplado a la parametrización de la ABL Pleim-Chang. Es una combinación de modelos de ABL y de suelo. Representa la humedad del suelo y la temperatura en dos capas (capa superficial de espesor 1 cm, y una zona raíz a 1 m), así como la humedad de la capa *canopy*. Trabaja con flujos superficiales, flujos de la capa *canopy*, y flujos de humedad por evapotranspiración (Xiu y Pleim, 2000).

Tabla 6.15 Configuración de las distintas simulaciones realizadas.

Parametrización PBL	Modelo del suelo	Calcula TKE
ETA	5-layers	Sí
MRF	5-layers	No
Hi-Res Blackadar	5-layers	No
Burk-Thompson	Force/restore	Sí
Gayno-Seaman	5-layers	Sí
Pleim-Chang (LSM)	Pleim-Xiu LSM	No

6.3.3.2 Resultados

Para evaluar la sensibilidad del modelo mesoscalar a la parametrización de la ABL se han comparado los resultados del dominio D2 con medidas en superficie de la temperatura del aire a 2 m y de la velocidad y dirección del viento a 10 m. Los datos de temperatura para la validación corresponden a datos de estaciones del Instituto Nacional de Meteorología (INM) distribuidas por la Península Ibérica. Los datos de velocidad y

dirección del viento corresponden a la red de estaciones XMET. En el **Anexo 2** se presenta la localización de las estaciones utilizadas.

Se ha calculado el BIAS y el RMSE de la temperatura del aire en el primer nivel del modelo (36 m s.n.t.) con la temperatura medida a 2 m. A diferencia de los anteriores apartados, donde se ha utilizado la temperatura diagnosticada por el modelo a 2 m, en éste se ha optado por utilizar la temperatura en el primer nivel del modelo, ya que, no todos los esquemas de la ABL diagnostican esta variable. Para el viento se ha calculado el BIAS y el RMSE de la velocidad del viento a partir de la velocidad del viento en el primer nivel del modelo y el RMSE de la dirección. Las siguientes figuras presentan la evolución de dichos estadísticos para el período simulado.

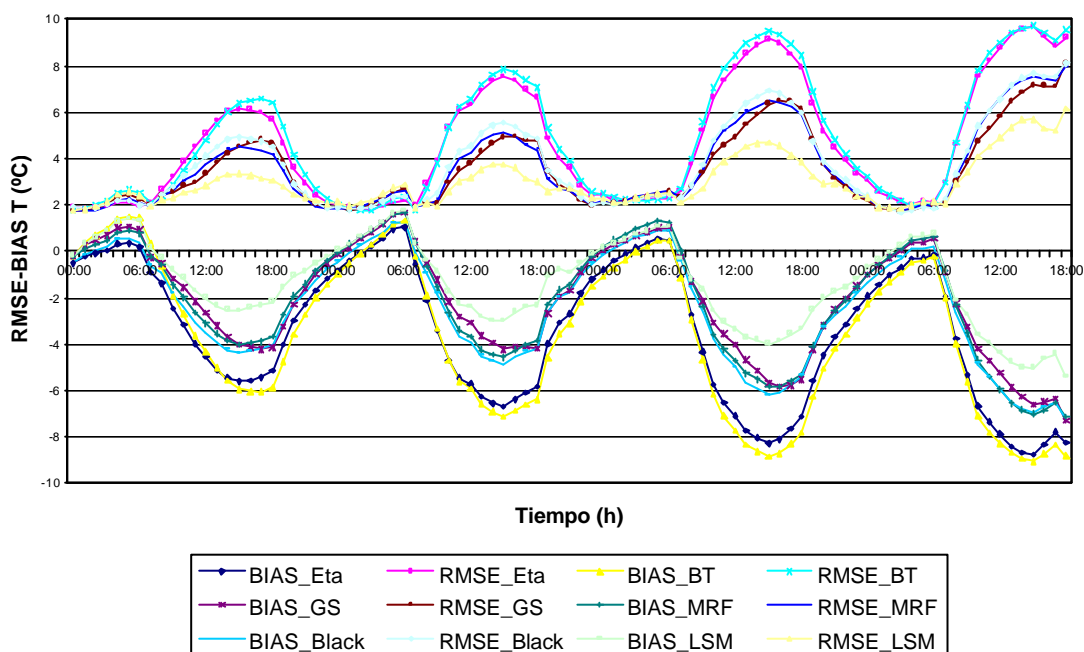


Figura 6.51 Evolución del RMSE y el BIAS de la temperatura del aire en el primer nivel del modelo para el período del 13 al 16 de agosto de 2000.

La evolución del error en la temperatura del aire presenta una tendencia a empeorar a medida que avanza la simulación (**Figura 6.51**). Esto es, el día 13 presenta errores inferiores a los del día 14 y estos van empeorando en los sucesivos días. Este comportamiento es una particularidad de los modelos de área limitada, que a partir de las 48 horas de simulación empieza a degradarse la solución. Las condiciones de inicialización y de frontera son las responsables de este deterioramiento que dificulta una resolución más eficaz una vez ha transcurrido un espacio de tiempo de más de dos días. Señalar que para estas simulaciones no se ha aplicado ninguna técnica de asimilación de datos para contrarrestar este aspecto.

A parte de esta tendencia, se aprecia una evolución diaria del error con resultados más precisos durante las horas nocturnas, y una subestimación de la temperatura en las horas centrales del día. De entre las seis parametrizaciones de la ABL comparadas, la que presenta un mejor comportamiento es la Pleim-Chang. Este hecho es atribuible al uso de

un modelo de suelo más complejo (LSM) que pronostica la evolución de la temperatura y la humedad del suelo. Las otras parametrizaciones de la ABL trabajan junto con un esquema del suelo más simple que sólo pronostica la temperatura del suelo y considera la humedad del mismo constante durante toda la simulación. Los flujos de calor y humedad superficial son los que se ven más afectados por esta aproximación, teniendo resultados menos realistas. Las siguientes parametrizaciones con un mejor comportamiento son la Gayno-Seaman, la MRF y la Blackadar, con errores bastante similares entre las tres. Por último, las parametrizaciones que presentan un peor resultado en la temperatura superficial son la Burk-Thompson y la Eta, siendo la primera la que presenta errores ligeramente superiores. De la evolución del BIAS queda clara la tendencia del modelo a subestimar la temperatura del aire, solo durante algunas horas nocturnas presenta valores superiores a los medidos.

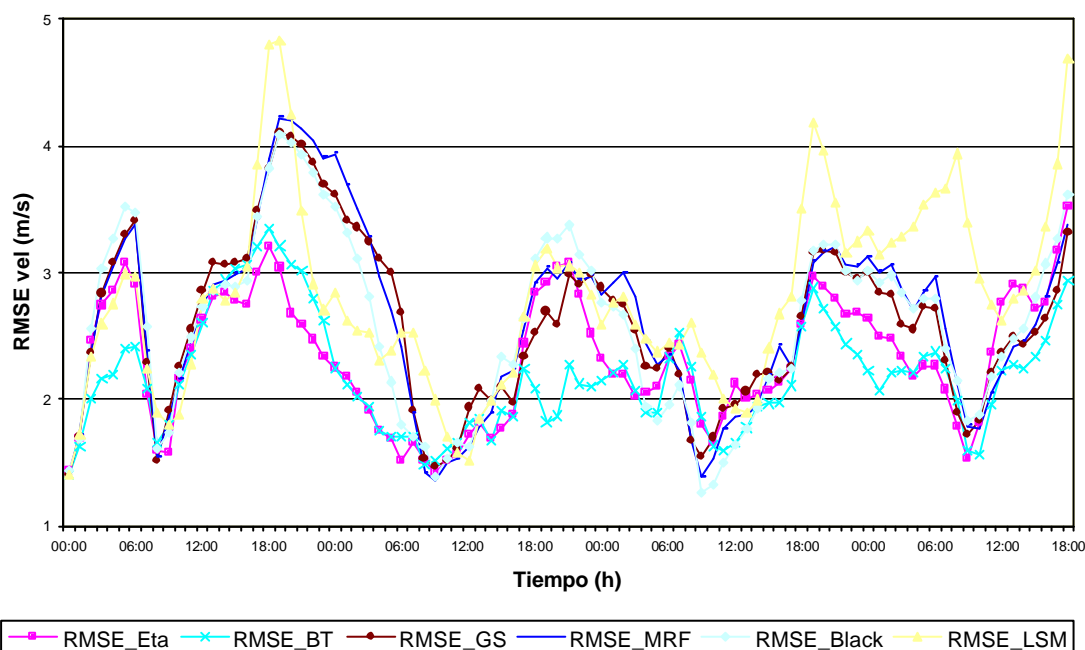


Figura 6.52 Evolución del RMSE de la velocidad del viento en el primer nivel del modelo para el período del 13 al 16 de agosto de 2000.

Para analizar el comportamiento de las diferentes parametrizaciones en el tratamiento de los vientos en superficies se han comparado los resultados obtenidos con las medidas de torres meteorológicas distribuidas por el nordeste del dominio D2. La **Figura 6.52** y la **Figura 6.53** presentan la evolución del RMSE y del BIAS de la velocidad del viento respectivamente. Los resultados muestran como todas las simulaciones presentan un rango de errores entre 1.5 y 3 m/s. La evolución del BIAS pone de manifiesto la sobrestimación de los vientos nocturnos por parte del modelo, mientras que durante las horas centrales del día esta desviación se corrige con el establecimiento del régimen de brisas marinas. Las parametrizaciones que presentan un mejor comportamiento en la velocidad del viento en superficie son la Burk-Thompson y la Eta. Las siguientes son la Blackadar, Gayno-Seaman y MRF, que presentan un comportamiento muy similar. La que presenta peores estadísticos es la Pleim-Chang. En términos generales, entre las 8 UTC y las 16 UTC se tienen errores menores, coincidiendo con la entrada de brisa, y

con vientos de mayor intensidad. Por otro lado, durante las horas nocturnas, donde las situaciones de calma y los terrales débiles son la tónica general, los errores se incrementan. El modelo presenta dificultades en simular los débiles vientos nocturnos.

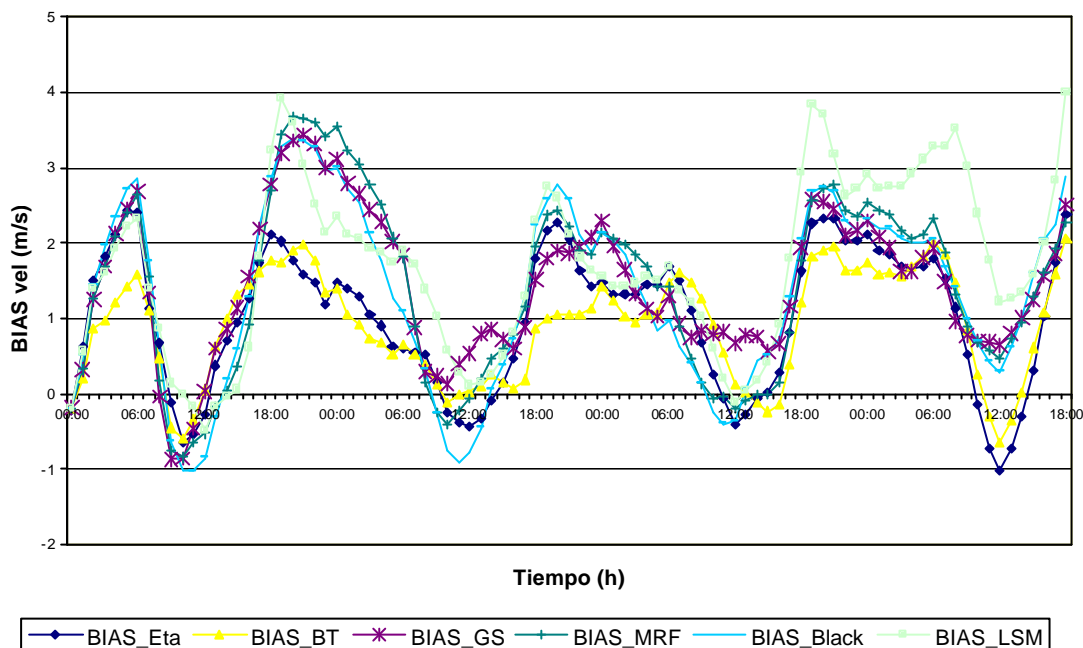


Figura 6.53 Evolución del BIAS de la velocidad del viento en el primer nivel del modelo para el período del 13 al 16 de agosto de 2000.

En referencia a la dirección del viento en superficie, la tendencia general de las seis parametrizaciones es bastante similar. La **Figura 6.54** presenta la evolución del RMSE de la dirección del viento. La parametrización Gayno-Seaman presenta un comportamiento ligeramente mejor que las otras. De 8 UTC a 18 UTC se aprecia una disminución en el error, cuando el régimen de brisas se establece. Por otro lado, durante las horas nocturnas el error se mantiene elevado alrededor de los 100° . Esto se explica por los débiles vientos nocturnos medidos con una variabilidad en la dirección importante que hace aumentar el error del modelo. Éste no es capaz de reproducir estos vientos tan débiles como se ha visto. Otro aspecto a tener en cuenta es la resolución de trabajo, que al no ser lo suficientemente fina no representa con detalle los accidentes geográficos del dominio de estudio y no se pueden simular las canalizaciones que se observan.

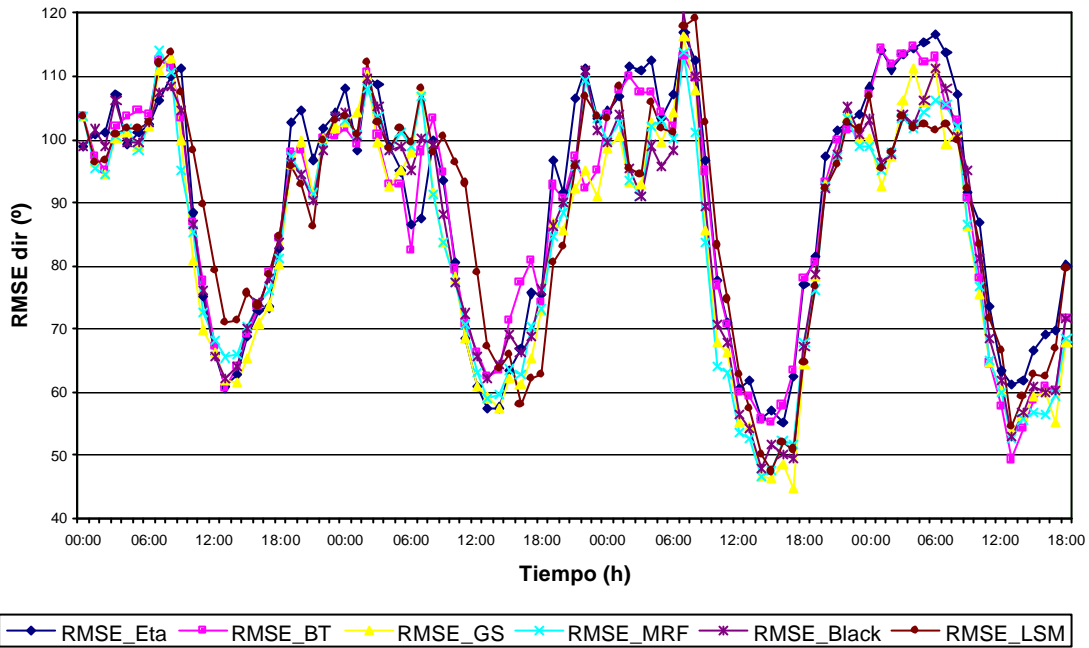


Figura 6.54 Evolución del RMSE de la dirección del viento en el primer nivel del modelo para el período del 13 al 16 de agosto de 2000.

La estructura vertical de la ABL se ha analizado comparando el radiosondeo lanzado en Barcelona el día 14 de agosto de 2000 a las 12 UTC con los resultados del modelo con las distintas configuraciones. La **Figura 6.55** muestra los perfiles de temperatura potencial para estos casos. Los perfiles muestran como el modelo presenta una ABL demasiado fría en todas las configuraciones implementadas. Las opciones Blackadar y LSM son las que consiguen modelar una troposfera baja más cálida, aunque aún se quedan por debajo de lo observado con el radiosondeo. La parametrización Burk-Thompson es la que simula la ABL más fría, mientras que la GS, MRF y ETA presentan un comportamiento intermedio. La estructura vertical de la ABL observada por el radiosondeo muestra el desarrollo de la ML hasta casi 600 m s.n.t. Los resultados de las distintas simulaciones muestran dos comportamientos bastante marcados. Por una parte, las parametrizaciones BT, GS, MRF y LSM presentan un desarrollo de la ML muy limitado, con desarrollos que no superan los 200 m s.n.t., mientras que por otro lado, las parametrizaciones ETA y Blackadar consiguen desarrollar la ML hasta 800 y 1000 m s.n.t. respectivamente. Teniendo en cuenta la importancia de una buena modelización de la altura de la ML para cuestiones relacionadas con la calidad del aire, se observa que el mejor comportamiento lo presentan la parametrización Blackadar y la ETA. Aunque se debe remarcar que se trata de un caso particular de una zona costera, y la resolución de trabajo puede influir significativamente en los resultados del modelo.

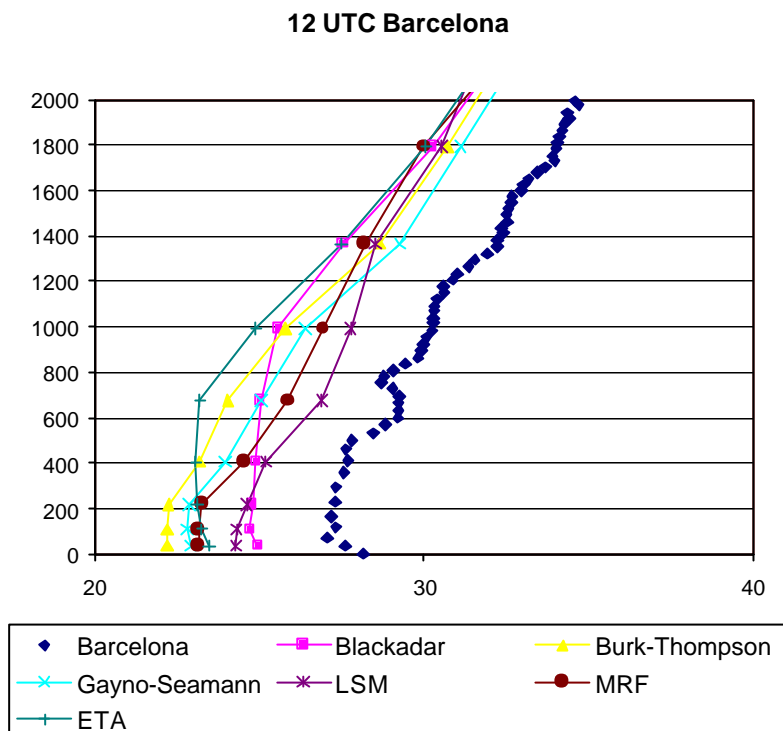


Figura 6.55 Perfil de la temperatura potencial a las 12 UTC del día 14 de agosto de 2000 obtenido a partir del radiosondeo de Barcelona y las simulaciones con las distintas parametrizaciones de la capa fronteriza.

6.3.3.3 Conclusiones

De la comparación entre las distintas parametrizaciones de la ABL queda clara la sensibilidad del modelo mesoscalar a estos esquemas en situaciones de bajo gradiente bórico. De las comparaciones con observaciones se ha mostrado como las simulaciones que presentan un comportamiento más destacable en modelar la temperatura del aire en superficie presentan errores superiores en los vientos superficiales, especialmente en la velocidad del viento.

Teniendo presente que uno de los objetivos planteados en el estudio de los campos de vientos de la zona geográfica de Catalunya es la descripción de la formación y evolución de la turbulencia a través de la variable de la energía cinética turbulenta (TKE), se impone trabajar con una parametrización de la ABL que resuelva la TKE. De las parametrizaciones disponibles, las que resuelven la ecuación de la TKE son la Burk-Thompson, la Eta y la Gayno-Seaman. Por lo tanto, entre las parametrizaciones analizadas solo estas tres son de interés para el tema de estudio.

La parametrización que se selecciona para realizar las simulaciones de las distintas situaciones sinópticas es la Eta. Ésta presenta un comportamiento en la simulación de los vientos superficiales superior a la Gayno-Seaman y similar a la Burk-Thompson. Esta última, sin embargo, muestra errores ligeramente inferiores en la velocidad, pero presenta mayores dificultades en la simulación de la evolución de la temperatura del

aire, además, teniendo en cuenta las recomendaciones de Tremback y Snook (2004) se puede considerar una parametrización obsoleta para un modelo mesoscalar.

Los resultados presentados para la Península Ibérica son coherentes con los trabajos anteriormente descritos. La parametrización de la capa fronteriza ha resultado ser un punto ciertamente crítico en el comportamiento del modelo. Con la parametrización seleccionada se tiene que considerar que presenta un sesgo en la temperatura en las capas bajas, con atmósferas más frías y húmedas.

El comportamiento dispar entre las distintas parametrizaciones de la capa fronteriza obliga a seguir estudiando y mejorando los esquemas implementados en MM5. Los esquemas basados en la TKE presentan un comportamiento inferior en comparación con el esquema no-local MRF, cuando pareciera que su física más compleja debería ser capaz de modelar con mayor detalle los fenómenos atmosféricos. Teniendo en cuenta que gran número de modelos mesoscalares se basan exclusivamente en un esquema TKE (RAMS, ARPS, COAMPS, MesoNH, WRF, MC2), y que su comportamiento no presenta un sesgo en la temperatura tan importante como con MM5 es importante profundizar en su implementación y poder evaluar los puntos que presentan una desviación con la codificación actual (Tremback y Snook, 2004).