

SIMULACIÓN METEOROLÓGICA ANUAL CON ELEVADA RESOLUCIÓN ESPACIAL PARA APLICACIONES DE CALIDAD DEL AIRE

Oriol Jorba⁽¹⁾, Pedro Jiménez⁽¹⁾, José María Baldasano⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Barcelona Supercomputing Center-Centro Nacional de Supercomputación
C/Jordi Girona, 31, 08034 Barcelona. oriol.jorba@bsc.es

INTRODUCCIÓN

Durante las dos últimas décadas se ha realizado un avance muy significativo en la predicción meteorológica del tiempo (p.e., Lalaurette et al. 2005). La mejora en los recursos computacionales y el desarrollo de nuevos modelos que resuelven la dinámica atmosférica y la física del aire ha conducido hoy en día a la posibilidad de disponer de herramientas con una potencialidad muy elevada. Hasta el momento los modelos numéricos de pronóstico mesoescalares se han aplicado a resoluciones medias no superiores a 10-7 km con configuraciones hidrostáticas. El incremento de los recursos computacionales, y la mejora de estos modelos permite hoy en día plantearse la aplicación de los mismos como modelos no-hidrostáticos a resoluciones de trabajo elevadas (5-1km) y poder así modelar la evolución del estado atmosférico con un grado de detalle muy elevado.

La dinámica atmosférica posee un papel crítico en los problemas de calidad de aire de una región, como es el caso de la Península Ibérica. La meteorología rige varios procesos atmosféricos que controlan o tienen una influencia elevada en la evolución de las emisiones, la concentración de las especies químicas, aerosoles y material particulado en la atmósfera. Estos procesos incluyen el transporte vertical, la advección, la dispersión turbulenta, la convección y la deposición seca y húmeda en superficie (Seamann, 2000). Sin embargo, los campos meteorológicos que se aportan a los modelos de calidad del aire pueden contener elevadas incertidumbres que afectan adversamente a las simulaciones del modelo de calidad del aire. Es por eso que es importante profundizar en la capacidad de los modelos meteorológicos en describir la evolución de la atmósfera con un elevado grado de detalle.

Con la intención de analizar la calidad del aire de la Península Ibérica y del nordeste peninsular (zona geográfica de Catalunya) con elevada resolución espacial (2 km) se ha planteado la realización de una simulación numérica de la calidad del aire del año 2004 completo. Para ello, el primer paso consiste en la modelización meteorológica del año con elevada resolución. En esta comunicación se presentan los resultados de esta simulación, analizando las capacidades del modelo utilizado para trabajar con alta resolución horizontal.

MODELO

Se ha utilizado el modelo de pronóstico meteorológico mesoscalar Advanced Research Weather Research and Forecasting Model (WRF-ARW) desarrollado por varias instituciones norteamericanas (Michalakes et al., 2005; Skamarock et al. 2005). WRF-ARW es un modelo mesoscalar no-hidrostático de última generación desarrollado para ser aplicado principalmente en un rango de resoluciones horizontales de 10-1 km.

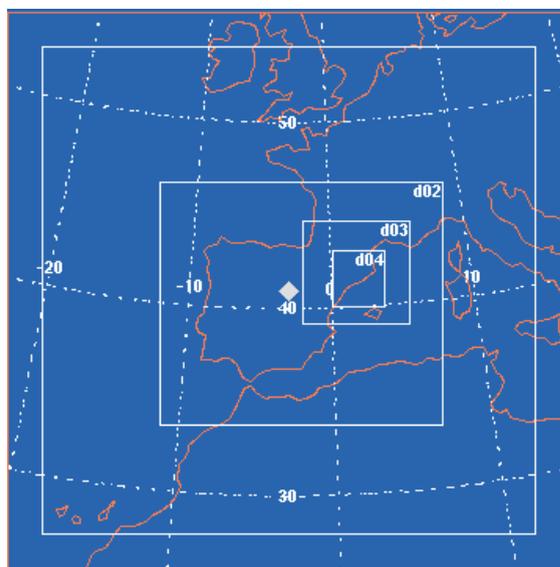


Fig. 1.- Definición de los dominios de estudio

Para poder simular el nordeste peninsular con elevada resolución se han definido cuatro dominios de estudio (ver figura 1). El primer dominio abarca Europa occidental y norte de África con una resolución espacial de 54 km. A continuación se han definido tres dominios anidados de 18, 6 y 2 km que cubren la Península Ibérica, el nordeste peninsular y Catalunya respectivamente. El D1 tiene 55x55 celdas, el D2 94x82, el D3 104x103 y el D4 154x169. La interacción entre dominios es unidireccional (one-way nesting). Se han definido 32 niveles sigma en altura, con la primera capa del modelo a 36 m s.n.t.. El tope de la atmósfera se sitúa en 50 hPa. La parametrización de la capa frontera utilizada, Yonsei University, es una evolución de la parametrización MRF muy extendida con el modelo MM5 (Dudhia, 1993). Se trata de un esquema no-local de primer orden con tratamiento explícito de la zona de entrainment. La parametrización de cúmulos

utilizada ha sido el nuevo esquema Kain-Fritsch del modelo Eta. Los cúmulos se resuelven explícitamente en los dominios D3 y D4. Se utiliza un esquema simple de tres clases para la microfísica de nubes que tienen en cuenta procesos con hielo y nieve. Por último resaltar que se ha utilizado el modelo de suelo Noah (Land Surface Model) que permite pronosticar la temperatura y humedad del suelo en cuatro estratos del suelo.

La simulación anual del 2004 se ha planteado como 366 simulaciones de 36 horas cada una inicializadas a las 12 UTC del día anterior al día de estudio. Para la inicialización y condiciones de contorno se han utilizado los Reanalysis-2 del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) de Estados Unidos con información cada 6 h y resolución 2.5°.

En esta contribución se presenta una breve descripción de los patrones del flujo en el Área Geográfica de Catalunya (AGC) y la evaluación preliminar del modelo frente a observaciones meteorológicas en superficie localizadas en Catalunya. Se discute el comportamiento del modelo en base anual y la influencia de la resolución horizontal.

EVALUACIÓN DEL MODELO

Los resultados del modelo se evalúan a partir de un conjunto de estaciones meteorológicas en superficie distribuidas por Catalunya pertenecientes al Servei Meteorològic de Catalunya (SMC). Se comparan los resultados del modelo con las observaciones, analizando la velocidad y dirección del viento a 10 m y la temperatura del aire a 2 m.

Las estaciones meteorológicas de viento utilizadas se presentan en la Figura 2a, y las estaciones de temperatura se complementan con las estaciones que se presentan en la Figura 2b.

Se ha calculado el RMSE y BIAS de la velocidad del viento a 10 m, la dirección del viento a 10 m y de la temperatura del aire a 2 m. Estos estadísticos se han calculado a partir de los datos horarios del modelo y las observaciones obteniendo un valor estadístico diario. El cálculo del RMSE y BIAS utilizado se detalla en las ecuaciones 1, 2 y 3.

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(\mathbf{f}_i - \mathbf{f}_{iobs})^2}{N}} \quad (1)$$

$$BIAS = \sum_{i=1}^N \frac{(\mathbf{f}_i - \mathbf{f}_{iobs})}{N} \quad (2)$$

Donde \mathbf{f}_i es el valor pronosticado para la celda i , \mathbf{f}_{iobs} es el valor observado para la celda i , y N es el número de valores analizados.

Por último comentar el caso particular de la dirección del viento. Al tratarse de una variable cíclica se deben calcular los estadísticos con precaución. Una manera es utilizar el RMSVE para tener una magnitud de la corrección del vector. Para analizar por separado la dirección se ha calculado en

algunos casos el RMSE. Entonces se utiliza la diferencia entre dirección simulada y dirección observada mínima, ya que se pueden tener dos valores, uno positivo y otro negativo. Al trabajar con el valor mínimo, los resultados al promediar los estadísticos no incluirán una desviación por método de cálculo que no represente la diferencia real entre las medidas. Así el RMSE de la dirección se calculará como:

$$RMSE_{dir} = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{D^2}{N}} \quad (3)$$

$$D = \min(|d_i - d_{iobs}|, |360 + (d_i - d_{iobs})|)$$

Donde d_i es la dirección del viento horizontal pronosticada para la celda i , d_{iobs} es la dirección del viento horizontal observada para la celda i , N es el número de valores analizados.

Cuando se ha calculado el BIAS de la dirección del viento se ha aplicado la siguiente formulación:

$$BIAS_{dir} = \sum_{i=1}^N \frac{D}{N}; \quad (5)$$

si $d_i < d_{iobs}$:

$$D = d_i - d_{iobs} \quad \text{si } |d_i - d_{iobs}| < |360 + (d_i - d_{iobs})|$$

$$D = 360 + (d_i - d_{iobs}) \quad \text{si } |d_i - d_{iobs}| > |360 + (d_i - d_{iobs})|$$

si $d_i > d_{iobs}$:

$$D = d_i - d_{iobs} \quad \text{si } |d_i - d_{iobs}| < |(d_i - d_{iobs}) - 360|$$

$$D = (d_i - d_{iobs}) - 360 \quad \text{si } |d_i - d_{iobs}| > |(d_i - d_{iobs}) - 360|$$

Donde d_i es la dirección del viento horizontal pronosticada para la celda i , d_{iobs} es la dirección del viento horizontal observada para la celda i , N es el número de valores analizados. Un BIAS positivo implica que la tendencia del modelo es a simular vectores del viento a la derecha de las observaciones, y viceversa cuando es negativo. Por último, comentar que para los estadísticos de la dirección del viento, éstos sólo se calculan para velocidades superiores a 0.5 m/s.

Para la aplicación de estos estadísticos en mallas de trabajo se pueden utilizar dos métodos: verificación celda-celda y verificación celda-punto (Pielke, 1984).

La verificación celda a celda consiste en comparar el resultado del pronóstico con el análisis para la misma hora. La ventaja que conlleva éste método es la sencillez en la computación, ya que, todos los puntos de los valores observados y pronosticados coinciden espacialmente. Sin embargo, algunos autores, Stenger (2000) y White et al. (1999), han constatado la tendencia de esta metodología en producir un sesgo a favor de los resultados de los dominios con resoluciones menores. Stenger (2000) constata este hecho al analizar el RMSE celda-celda para una malla de 36 km de resolución frente al dominio anidado en ella de 12 km; aplicando esta metodología para la malla de 36 km se tienen RMSE inferiores que para la de

12 km, cuando al realizar comparaciones con medidas puntuales queda claro el mejor comportamiento de los resultados de 12 km.

La otra metodología utilizada, y altamente extendida, es la verificación celda-punto. En esta se comparan observaciones puntuales con los valores de las celdas donde se sitúan las observaciones. En éste caso no se analizan todos los puntos del dominio, sólo se centra en los puntos donde hay observación. Esta metodología supone que los dos valores son comparables, aunque la observación es un valor temporal y espacialmente puntual, a diferencia del resultado pronosticado, que es un valor temporal y espacialmente promediado.

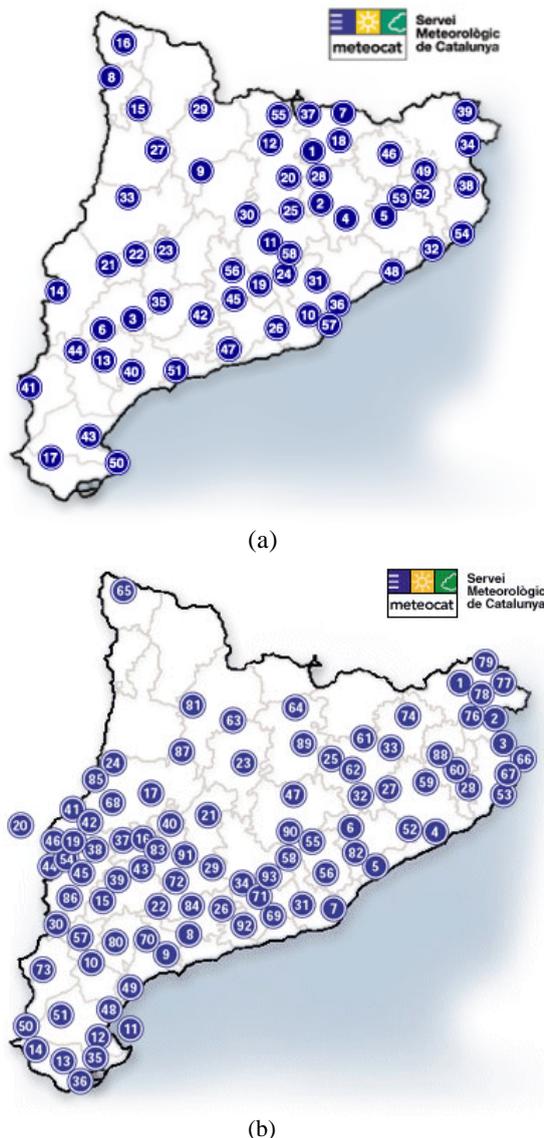


Fig. 2.- Localización de las estaciones meteorológicas utilizadas para la validación de las simulaciones. (a) Estaciones utilizadas para el viento, (b) estaciones utilizadas para la temperatura.

La problemática que se plantea al analizar la calidad de las simulaciones con un análisis estadístico es que aunque los estadísticos presenten

un mal comportamiento los resultados de la simulación sean buenos pero con un decalaje temporal en la predicción de los fenómenos dentro el dominio. En una segunda fase de verificación se profundizará en esta problemática, no abordada en la presente contribución.

Para la verificación del modelo se ha utilizado la metodología celda-punto. Se comparan los resultados del modelo con las observaciones. Para comparar con las observaciones se escogen los datos del modelo correspondientes a la celda más próxima a la localización de la observación. No se ha realizado ninguna interpolación con los datos del modelo para ajustarse al punto específico de la observación.

RESULTADOS

La compleja orografía de la Península Ibérica, y su localización marcan significativamente las circulaciones que se presentan en las distintas situaciones meteorológicas analizadas. El cuadrante suroccidental es el que presenta un mayor dominio del flujo sinóptico en niveles bajos. Esto se puede explicar por su orografía menos intrincada, y una posición más cercana a la influencia del anticiclón de las Azores. El cuadrante noroccidental está muy caracterizado por la compleja orografía, aunque los flujos advectivos en niveles bajos no muestran demasiadas perturbaciones en los resultados del modelo a resoluciones medias. En situaciones de dominio de fenómenos mesoscales, la mitad occidental de la Península es la que se encuentra más influenciada por la circulación en altitud.

El comportamiento en la mitad oriental ya muestra mayores diferencias. Las cordilleras litorales, y los grandes sistemas orográficos que se localizan en esta región producen modificaciones de los vientos sinópticos en niveles bajos en un grado significativo. En situaciones advectivas de W, NW y N se puede observar el desarrollo de vientos locales en el nordeste (Cierzo y Tramontana). A lo largo del litoral de levante se aprecia el desarrollo de drenajes hacia el mar y la formación de ondas de gravedad en altitud. En el valle del Guadalquivir también se presentan modificaciones del flujo sinóptico importantes. Las situaciones con bajo gradiente bórico y una fuerte insolación se caracterizan por el desarrollo de brisas de mar en la costa de levante y desarrollo de vientos de montaña en los distintos sistemas orográficos.

El dominio del Área Geográfica de Catalunya (AGC) se ha simulado con elevada resolución horizontal con un paso de malla de 2 km. Los resultados obtenidos del modelo han puesto de manifiesto la capacidad del mismo para trabajar con elevada resolución. El detalle que se consigue permite analizar las posibles circulaciones que se pueden producir en la región de estudio.

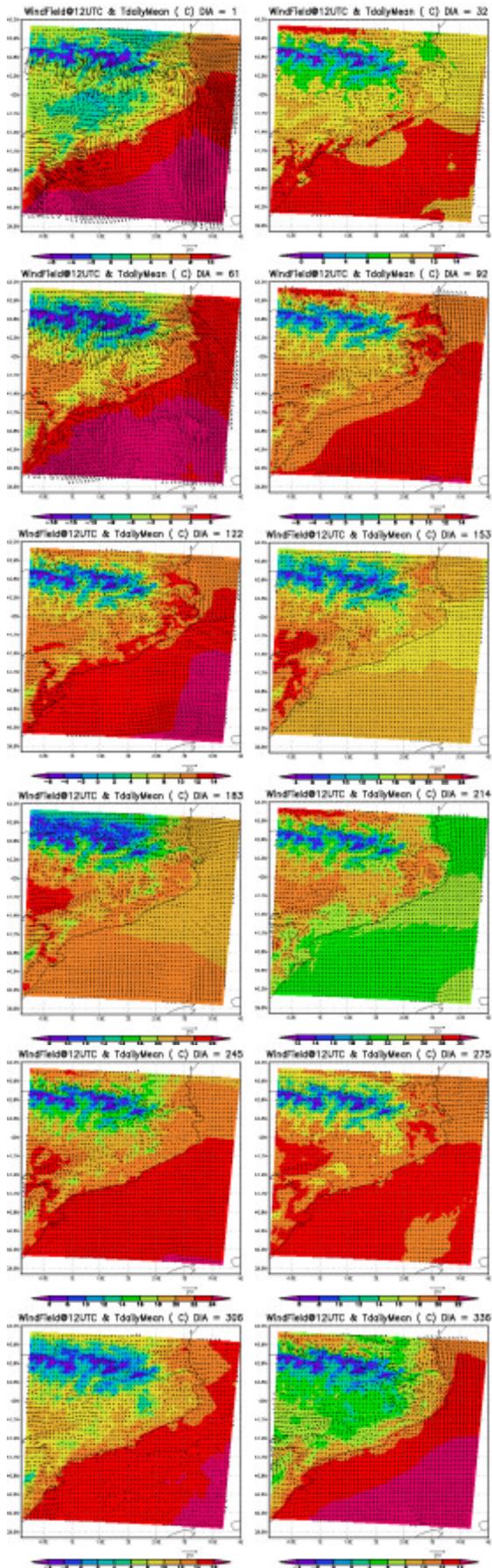


Fig. 3.- Temperatura diaria media y vientos a las 24 UTC para el primer día del mes (Dominio 4 – 2km).

La compleja conformación orográfica de la zona de estudio contribuye a una modificación de los flujos superficiales significativa, y que presentan un desacoplamiento con el régimen sinóptico también importante.

Las diferentes situaciones permiten identificar distintas regiones con comportamientos particulares de los vientos, influidas en algunos casos por el desarrollo de vientos regionales, y en otros por el efecto de su localización respecto a los grandes accidentes geográficos de la zona. Así, las tierras alrededor del curso del río Ebro se caracterizan por una fuerte influencia de las circulaciones que se desarrollan siguiendo el mismo curso del río. Sin embargo, en situaciones de estancamiento, se producen regímenes de calmas en las hondonadas y a lo largo del valle.

La conformación del AGC siguiendo una estructura de abanico con los Pirineos, Depresión Central, y valle del Ebro-Sistema Ibérico condiciona los flujos que se observan en la Depresión Central, en su mitad occidental. En situaciones caracterizadas por el desarrollo de fenómenos mesoscalares esta región presenta unos vientos superficiales siguiendo un régimen térmico reforzado por las circulaciones térmicas de las primeras montañas pirenaicas y por la penetración de la brisa de mar que va coalesciendo con las celdas térmicas que se producen en las cordilleras prelitorales, comportamiento descrito por Salvador (1999) en el litoral del levante peninsular. En situaciones invernales esta región se caracteriza por las fuertes inversiones térmicas que se mantienen durante todo el día, produciendo un desacoplamiento de los vientos superficiales del flujo en altitud muy marcado.

La mitad oriental de la Depresión Central, constituida por el Pla de Bages y la Plana de Vic (en el interior central del AGC) presentan circulaciones más marcadas por la propia orografía de ambas llanuras. La primera al ser más abierta y extensa se ve más influida por los flujos sinópticos, sin embargo, la segunda queda más resguardada de los mismos por el efecto de sombra aerológica que ejercen los Pirineos sobre esta zona. Las situaciones con componente zonal en altitud acostumbran a inducir unos flujos muy débiles en esta región debido a la convergencia de los flujos que se dividen al encontrarse con los Pirineos y el efecto de abrigo aerológico que ejercen éstos sobre la llanura. La orografía de la Plana de Vic también contribuye a los débiles vientos, al ser una zona en forma de cubeta donde las zonas del llano quedan muy protegidas de los flujos sinópticos dominantes por las cordilleras que la envuelven.

Por otro lado, los Pirineos representan el accidente geográfico más importante del AGC. Los flujos que se desarrollan en ellos se caracterizan por presentar una estructura vertical muy compleja, con la formación de ondas de gravedad internas. Las

situaciones de verano muestran como en la alta montaña los vientos presentan un régimen inducido por los forzamientos térmicos, con desarrollo de vientos de ladera y de valle. En situaciones con un dominio de la circulación sinóptica los flujos son más complejos y presentan distintos forzamientos en función del gradiente de presión de la situación, la velocidad del flujo sinóptico y su dirección respecto a los valles y montañas del macizo.

El litoral presenta por su parte un comportamiento particular, distinguiéndose entre el litoral sur, central y el litoral norte. El litoral sur, al no tener cordillera litoral, presenta unos flujos muy influidos por la circulación marítima dominante, y por los flujos que puedan circular desde el interior del AGC hacia la costa. Esta región se encuentra muy influenciada por las situaciones con desarrollo del Cierzo o Mestral, viento regional de NW.

Por su parte, el litoral central viene caracterizado por su orografía más accidentada con la cordillera litoral, la Depresión Prelitoral y la cordillera prelitoral. A parte, juegan un papel importante las distintas canalizaciones naturales que se producen siguiendo los valles de los ríos que desembocan en esta zona.

El litoral norte está más influenciado por el desarrollo de la Tramontana, viento regional de componente N. Los vientos que vehiculan por la canalización de los Pirineos-Macizo Central afectan en un grado significativo a la circulación marítima delante la costa del litoral norte. En la llanura del interior de esta subregión, la orografía particular, con cordilleras montañosas al oeste y norte contribuyen a situaciones donde los flujos se presentan debilitados, y en el caso del desarrollo de la Tramontana, la componente N se impone por toda la zona al superar las cordilleras septentrionales. En estas situaciones se han observado el desarrollo de ondas de gravedad en las cordilleras que obstaculizan el avance de la Tramontana.

DISCUSIÓN DE LA VALIDACIÓN

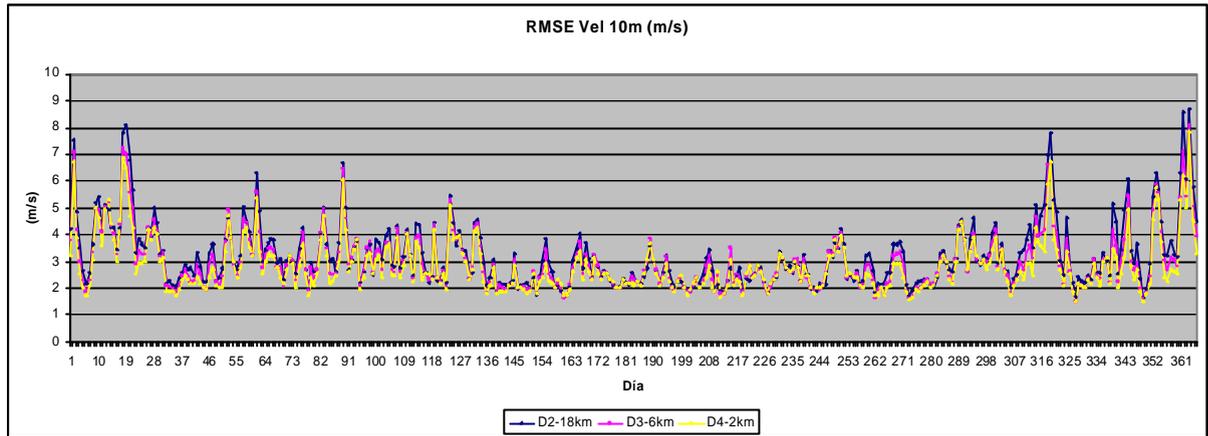
La Figura 4 muestra la evolución del RMSE y BIAS de la velocidad del viento a 10 m, la dirección del viento a 10 m y la temperatura del aire a 2 m. En este apartado se discute los resultados preliminares de la validación estadística realizada.

La velocidad del viento a 10 m presenta un RMSE acotado entre 4 y 2 m/s durante buena parte del año (Figura 4a). Los mayores problemas se observan durante el invierno, con RMSE que superan los 5 m/s llegando hasta 8 m/s. Las situaciones en que el modelo presenta un peor comportamiento en los vientos superficiales se caracterizan por la presencia del anticiclón invernal sobre el atlántico, al oeste o norte de la Península, induciendo flujos de componente NE sobre Catalunya (ver Figura 5). Estas situaciones también están caracterizadas por la presencia de una depresión en el mediterráneo occidental. La Figura 4

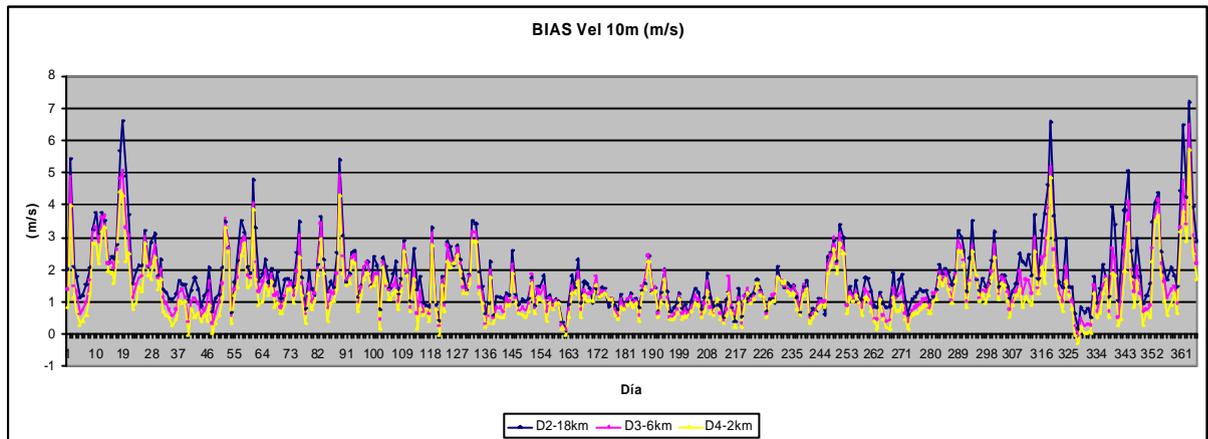
presenta el campo de presión en superficie y la precipitación acumulada a 24 h de distintos días donde el modelo tiene un comportamiento poco satisfactorio. El modelo sobrestima los fuertes flujos en el noreste peninsular. La presencia de los Pirineos se considera un factor clave en el mal comportamiento del modelo. Este comportamiento se seguirá analizando, pudiéndose atribuir a la localización de las fronteras de los dominios internos, aunque este no parece ser la causa principal, ya que, las simulaciones anidadas presentan errores menores. Con ello se puede pensar que los efectos orográficos provocados por los Pirineos sobre el flujo a sotavento no se modelan satisfactoriamente, siendo éste la problemática más relevante frente a la localización de los límites laterales de los dominios. En este sentido, por ejemplo, el día 19 de enero de 2004 se observa un RMSE en la velocidad del viento de 8.1 m/s en el dominio de la Península Ibérica a 18 km, error que se reduce a 7 y 6.4 m/s para los dominios NE y Catalunya respectivamente a 6 y 2 km de resolución.

Durante la parte central del año el modelo presenta un RMSE inferior a 4 m/s, quedando por debajo de 3 m/s en gran parte del período. Este período se caracteriza por situaciones meteorológicas con bajo gradiente bórico en la región, con desarrollo de la baja térmica Ibérica y dominio de un régimen de brisas en las costas y vientos de montaña en el interior. Precisamente, durante este período del año es cuando se presentan los episodios de contaminación fotoquímica por ozono en la Península Ibérica. Se puede considerar que para estas situaciones el modelo presenta un buen comportamiento, aunque ya se ha visto en otros trabajos como modelos similares tienden a subestimar la intensidad de las brisas durante el día, y durante la noche el modelo tiene muchas dificultades para modelar las calmas o vientos muy débiles que se presentan en la región. (p.e., Seaman, 2000; Jorba, 2005). Este comportamiento se considera el causante del BIAS positivo que se observa con la velocidad del viento (Figura 4b). El modelo sobreestima los vientos superficiales nocturnos, una fenomenología difícil de modelar y aún no resuelta.

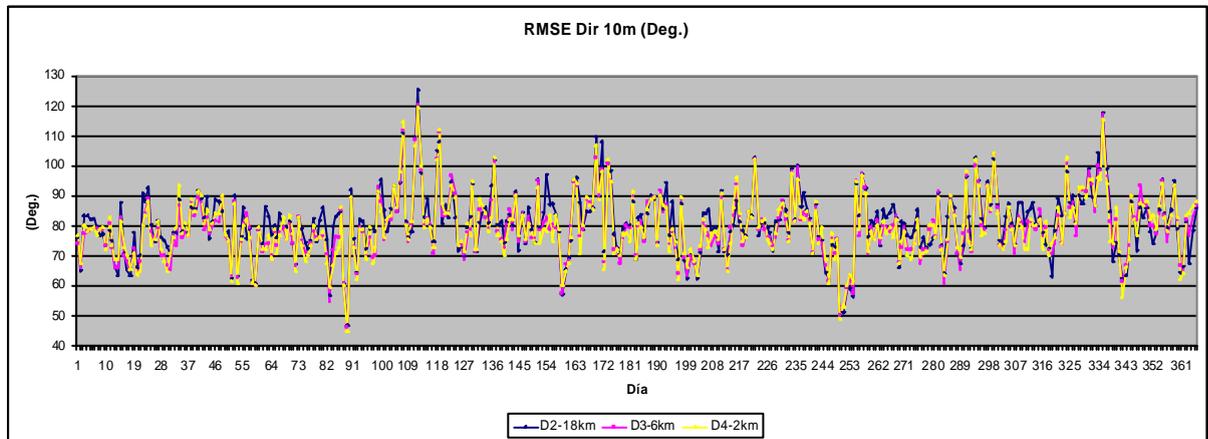
La Figura 4c,d presenta la evolución del RMSE y BIAS de la dirección del viento a 10 m. Se observa como el RMSE varía entre 60-90°. Destacan dos períodos con errores superiores, abril y noviembre, aunque el modelo muestra un comportamiento uniforme. El modelo presenta cierta tendencia a simular direcciones a la derecha de las observaciones, con períodos de BIAS positivo superiores. Estos resultados se consideran preliminares y se necesita analizar con mayor detalle el comportamiento del modelo durante las horas diurnas y las horas nocturnas. El aumento de la resolución mejora en la mayoría de las situaciones con diferencias del RMSE superiores a 10°.



(a)



(b)



(c)

Fig. 4.- Evolución anual del error diario del viento a 10 m y la temperatura del aire a 2 m para los resultados del dominio Peninsular D2 a 18 km de resolución (color azul), dominio del noreste peninsular D3 a 6 km (color rosa) y dominio de Catalunya D4 a 2 km (color amarillo). (a) RMSE de la velocidad del viento a 10 m, (b) BIAS de la velocidad del viento a 10 m, (c) RMSE de la dirección del viento a 10 m, (d) BIAS de la dirección del viento a 10 m, (e) RMSE de la temperatura del aire a 2 m, (f) BIAS de la temperatura del aire a 2 m.

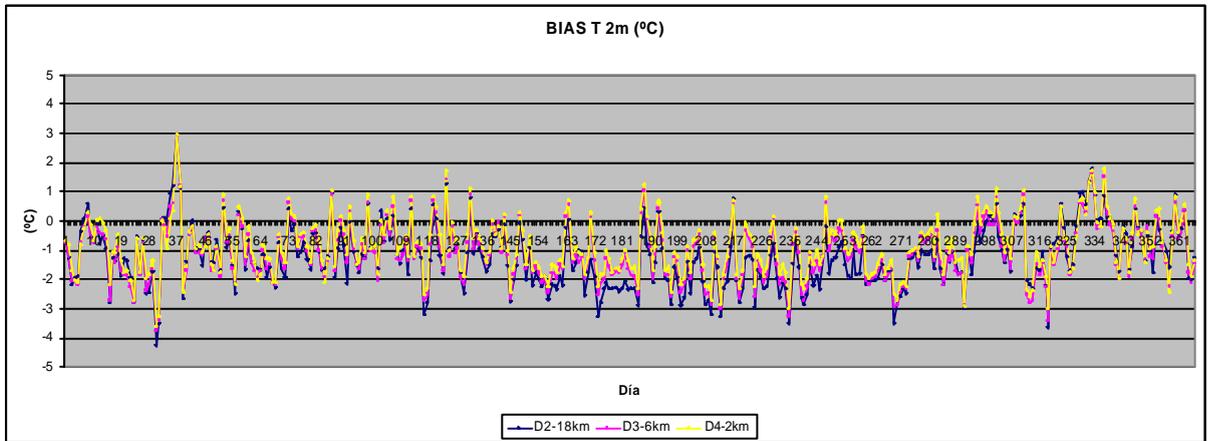
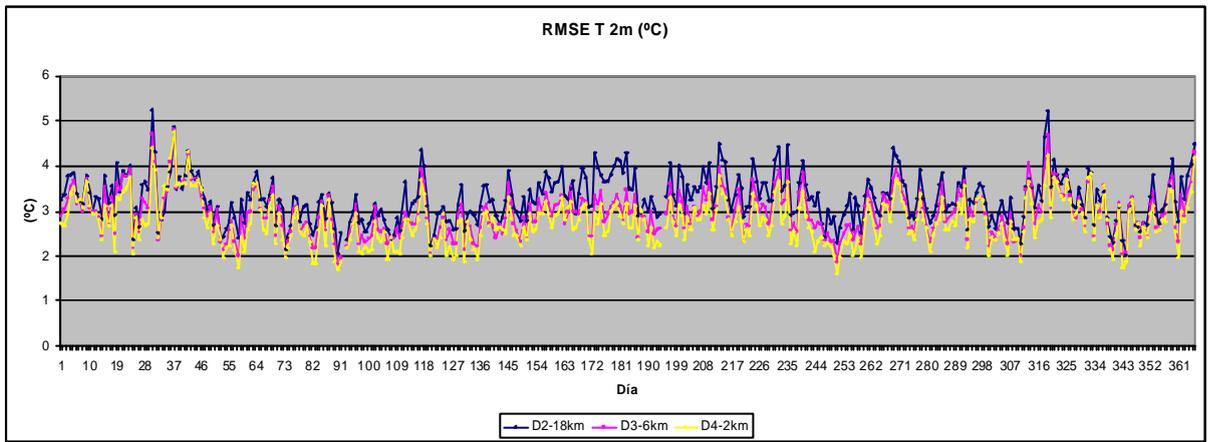
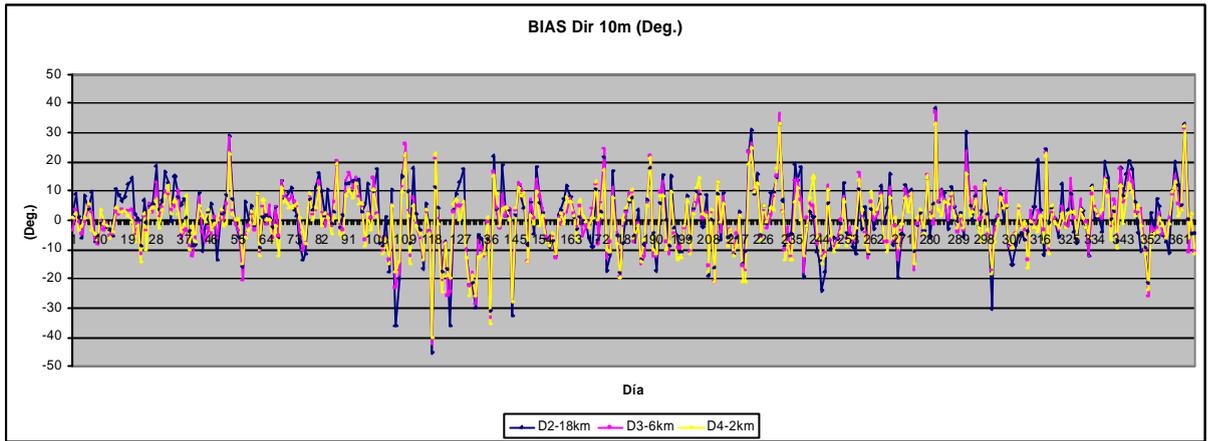


Fig. 4.- Cont.

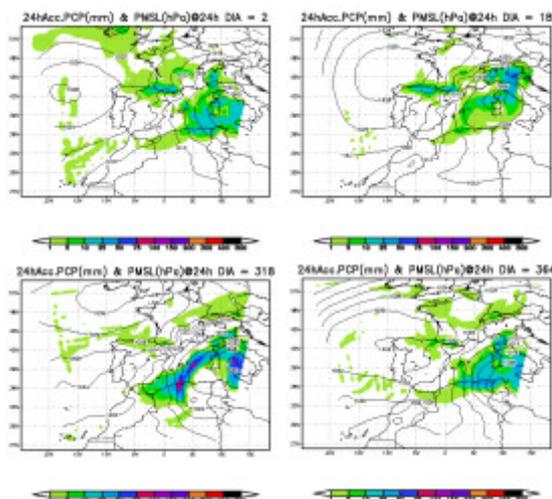


Fig. 5.- Resultados del dominio europeo para distintos días donde el modelo presenta los errores superiores en velocidad del viento a 10 m. Se representa presión reducida a nivel del mar y precipitación acumulada a 24 h.

Tanto en la velocidad, dirección del viento a 10m y temperatura a 2 m se observa una mejora en los estadísticos al aumentar la resolución en la mayoría de los días.

La evolución del error en la temperatura del aire a 2 m se presenta en la Figura 4e,f. El RMSE de la temperatura del aire a 2 m se mantiene acotado entre 4 y 2°C durante la mayor parte del año. Los errores más importantes se producen en dos situaciones invernales, mientras que el resto del año se mantiene alrededor de 3°C. Durante el verano es cuando se observa la mayor diferencia entre el comportamiento del modelo a distintas resoluciones, así, el RMSE puede llegar a ser mayor en 1°C en la simulación a 18 km, quedando los resultados a 2 km con el error menor. Durante el invierno las diferencias en la temperatura entre las tres simulaciones no son muy notorias, debido al dominio de las situaciones sinópticas (p.e., paso de frentes) advectivas frente al dominio mesoscalar típico de verano.

El BIAS pone de manifiesto la tendencia del modelo a subestimar la temperatura en niveles bajos. Este comportamiento es más acusado durante el verano y en especial con la simulación a 18 km. En Jorba (2005) se indica el comportamiento del modelo con una clara tendencia a subestimar las temperaturas diurnas, y sobreestimar ligeramente las nocturnas. El modelo presenta dificultades para reproducir la amplitud térmica de los días de verano, aunque este comportamiento se ve mejorado con la resolución. Una mejor caracterización de las propiedades geomorfológicas del suelo permite aumentar la capacidad del modelo. Se debe tener en cuenta que el modelo mesoscalar utilizado trabaja con un esquema del suelo complejo (Noah LSM) que representa el estado del conocimiento de la interacción atmósfera-suelo.

CONCLUSIONES

Se ha realizado una simulación meteorológica con elevada resolución horizontal (2km) para el noreste de la Península Ibérica en un ciclo anual para su aplicación a modelos de calidad del aire.

El análisis estadístico de los resultados del modelo ha puesto de manifiesto un comportamiento estable durante la gran parte del año, con mayores dificultades durante los períodos invernales, especialmente asociado a situaciones advectivas del NE sobre Catalunya. Estas situaciones están forzadas por la presencia del anticiclón invernal al oeste, o norte de la Península Ibérica y la presencia de una depresión sobre el Mediterráneo.

Durante los meses de verano, el modelo presenta unos estadísticos acotados y satisfactorios. Teniendo en cuenta que los episodios de contaminación fotoquímica se producen con mayor intensidad durante el verano (p.e., Toll y Baldasano, 2000, Jiménez et al., 2005), la modelización meteorológica presenta un buen comportamiento durante este período.

Así mismo, el modelo presenta un comportamiento estable al aumentar la resolución, sin observarse desviaciones en los resultados simulados, acordes con los dominios externos. Se puede afirmar que el modelo presenta un comportamiento correcto al aumentar la resolución de trabajo. Se debe, sin embargo, analizar con detenimiento las estructuras verticales que se modelan con estas elevadas resoluciones en regiones de topografía compleja como son los Pirineos, que pueden resultar excesivamente intensas.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer al Servei Meteorològic de Catalunya por los datos de las estaciones meteorológicas de medida utilizados en la validación de los resultados del modelo.

Referencias

- Dudhia, J., 1993: A non-hydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1493-1513.
- Jiménez, P., Jorba, O., Parra, R., Baldasano, J.M., 2005a. Influence of high-model grid resolution on photochemical modeling in very complex terrains. *International Journal of Environment and Pollution*, 24, Nos. 1/2/3/4, 180-200.
- Jorba, O., 2005: Simulación de los campos de viento de la zona geográfica de catalunya con alta resolución espacial para las situaciones meteorológicas típicas. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona.
- Lalauette, F., J. Bidlot, L. Ferranti, A. Ghelli, F. Grazzini, M. Skamarock, J.E. Paulsen and P. Viterbo, 2005: Verification statistics and evaluations of ECMWF forecasts in 2003-2004. ECMWF Tech. Memo. 463.
- Michalakes, J., J. Dudhia, D. Gill, T. Henderson, J. Klemp, W. Skamarock, and W. Wang: The Weather Research and Forecast Model: Software Architecture and Performance. *Proceedings of the Eleventh ECMWF Workshop on the Use of High Performance Computing in Meteorology*. Eds. Walter Zwiefelhofer and George Mozdzynski. World Scientific, 2005, pp 156–168.

- Pielke, R.A., 1984: Mesoscale Meteorological Modeling. Orlando, Academic Press, 611 pp.
- Salvador, R., 1999: Análisis y modelización de los procesos atmosféricos durante condiciones de brisa en la costa mediterránea occidental: Zona Castellón. Tesis Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya.
- Seaman, N.L., 2000. Meteorological modeling for air quality assessments. *Atmos. Environ.*, 34, 2231-2259.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers, 2005: A description of the Advanced Research WRF Version 2. NCAR Tech Notes-468+STR
- Stenger, R.A., 2000: Sensitivity studies on a limited area mesoscale model: an examination of lateral boundary placement, grid resolution and nesting type. Air Force Institute of Technology, Thesis for the degree of Master of Science in Meteorology, 215 pp.
- Toll, I., Baldasano, J.M., 2000. Modeling of photochemical air pollution in the Barcelona area with highly disaggregated anthropogenic and biogenic emissions. *Atmospheric Environment* 34, 19, 3060-3084.
- White, B.G., Paegle, J., Steenburgh, W.J., Horel, J.D., Swanson, R.T., Cook, L.K., Onton, D.J., y J.G. Miles, 1999: Short-term forecast validation of six models, *Wea. Forecasting*, 14, 84-108.