

MODELACION NUMERICA DEL VIENTO EN LA CAPA LIMITE ATMOSFERICA SOBRE LA REGION DEL RIO DE LA PLATA

Guillermo J. Berri ^a

Servicio Meteorológico Nacional. 25 de Mayo 658, (C1002ABN) Buenos Aires, Argentina

^aMiembro del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas –CONICET-

Palabras Clave: viento en capas bajas, modelación numérica, Río de La Plata

Resumen. Se presenta un modelo numérico de capa límite en mesoescala (MCL) que se emplea para la simulación del viento en capas bajas sobre la región del Río de La Plata y sur del Litoral. El modelo MCL está diseñado específicamente para simular el movimiento atmosférico en capas bajas forzado por el contraste térmico mar-tierra. El modelo funciona en modo diagnóstico forzado por condiciones de borde definidas a partir de observaciones meteorológicas locales y/o análisis de modelos globales o regionales. También funciona en modo pronóstico forzado por las salidas de modelos regionales de pronóstico. Los análisis y pronósticos del modelo MCL se validan con las observaciones de las estaciones meteorológicas de la región. Se describe el modelo, la técnica de inicialización y definición de condiciones de borde, como así también el método desarrollado para la generación de campos climatológicos de viento en capas bajas sobre la región y su validación con las observaciones. Se muestran ejemplos de pronósticos diarios y de campos climatológicos de viento en capas bajas obtenidos con el modelo. Se muestran además ejemplos del uso de las salidas del modelo MCL en estudios de dispersión atmosférica a escala regional.

1 INTRODUCCION

El Río de La Plata es un extenso cuerpo de agua que ejerce una acción condicionante y reguladora del tiempo y el clima local sobre una amplia región que se extiende por varias decenas de kilómetros hacia el interior del continente. Las regiones continentales lindantes con extensos espejos de agua constituyen zonas de fuerte contraste térmico superficial debido a la marcada diferencia entre la capacidad calorífica de la tierra y el agua. En tal condición se desarrolla una circulación local en la capa límite atmosférica conocida como brisa de mar-tierra. La misma debe su existencia a la diferencia de temperatura entre el agua y la tierra y está caracterizada por un flujo del aire en capas bajas de la zona más fría a la zona más caliente. Como consecuencia de ello, el viento tiende a soplar desde el mar hacia la tierra durante el día y desde la tierra hacia el mar durante la noche.

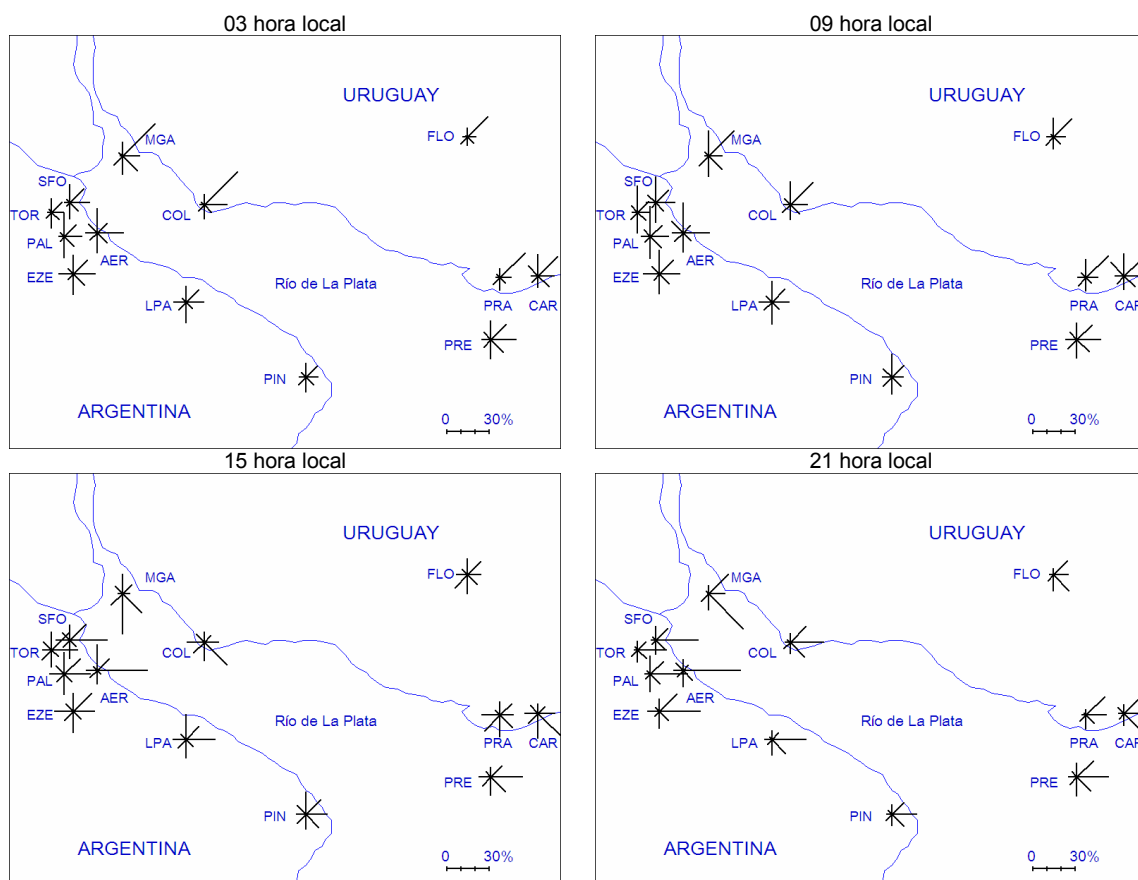


Figura 1 Frecuencia promedio de la dirección del viento (1994-2008) en Ezeiza (EZE), Aeroparque (AER), San Fernando (SFO), Don Torcuato (TOR), El Palomar (PAL), La Plata Aero (LPA), Punta Indio (PIN), Martín García (MGA), Pontón Recalada (PRE), Colonia (COL), El Prado (PRA), Carrasco (CAR) y Florida (FLO).

El contraste térmico mar-tierra acompaña en su variación al ciclo diario de la temperatura, lo que a su vez le imprime una característica variable a la brisa de mar-tierra. La extensión del Río de La Plata, la geometría y disposición geográfica de sus costas y la dirección dominante del flujo regional del noreste se combinan para dar como resultado una significativa variación del viento en toda la región, que muestra aspectos diferenciales que dependen del ciclo diario de la temperatura y la posición y distancia a la costa. La Fig. 1 muestra la frecuencia promedio de las ocho direcciones del viento en 13 estaciones meteorológicas del Río de La Plata (período 1994-2008), en cuatro momentos del día. En ella se puede apreciar claramente el comportamiento cíclico diario del viento en capas bajas en la región. Sobre la costa uruguaya

del Río de La Plata se observa el mayor cambio en la dirección del viento durante el ciclo diario, que es mayor que un cuadrante, ya que durante la tarde (hora 15) y las primeras horas de la noche (hora 21) el viento sopla predominantemente del sur y sudeste, mientras que durante la noche (hora 03) y temprano en la mañana (hora 09) lo hace del norte y noreste. Sobre la costa argentina la dirección del viento varía entre el norte, noreste y este, siendo esta última dirección la que predomina por la tarde (hora 15) y más marcadamente al comienzo de la noche (hora 21).

2 METODOLOGIA

2.1 Formulación del modelo MCL

El modelo MCL fue espacialmente desarrollado para modelar la circulación en la capa límite atmosférica cuando el forzante predominante es el contraste térmico mar-tierra en superficie. Los detalles de la formulación del modelo y su funcionamiento se pueden consultar en Berri et al. (2010), pero a continuación se presenta un breve resumen descriptivo del mismo. El modelo MCL está formulado en ecuaciones primitivas en base a los tres principios físicos que gobiernan el movimiento atmosférico: conservación del impulso lineal, conservación de la masa y conservación de la energía. El modelo es seco y resuelve el sistema hidrodinámico de ecuaciones compuesto por las dos componentes horizontales de la ecuación de movimiento que permiten obtener las componentes del viento u y v -ecuaciones (1) y (2)-; la ecuación termodinámica que permite obtener la temperatura potencial θ y con ella la temperatura ambiente T -ecuación (3)-; la ecuación de conservación de la masa en versión incompresible que permite obtener la componente vertical del movimiento w -ecuación (4)-, y la ecuación hidrostática en versión perturbada que permite obtener la presión atmosférica p' -ecuación (5). El sistema se cierra con las ecuaciones de diagnóstico (6).

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \alpha_0 \frac{\partial p}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{mh} \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{mh} \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{mz} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \alpha_0 \frac{\partial p}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{mh} \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{mh} \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{mz} \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{\theta h} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{\theta h} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{\theta z} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (3)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (4)$$

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -\frac{g}{\alpha_0} \quad (5)$$

$$\frac{\partial p'}{\partial z} = \frac{g}{\alpha_0} \frac{\theta'}{\theta_0}, \quad p = p_0 + p', \quad \theta' = \theta - \theta_0 \quad (6)$$

Las variables de pronóstico son u , v y θ , mientras que w y p' son las variables de diagnóstico. El modelo parametriza los flujos turbulentos de calor y cantidad de movimiento

mediante una clausura de primer orden. Se define una capa de superficie o flujos constantes con la altura en donde se calculan los perfiles verticales adimensionales de cantidad de movimiento y temperatura mediante formulaciones empíricas para condiciones de atmósfera estable y inestable basadas en la teoría de la similitud de Monin-Obukhov. Las ecuaciones se resuelven por un método de diferencias finitas semi-implícito que garantiza la estabilidad de la solución.

El dominio del estudio es la región presentada en la Fig. 1, en donde el modelo funciona con resolución horizontal de 5 km, con 79 puntos en la dirección oeste-este y 58 puntos en la dirección sur-norte. El dominio vertical tiene 12 niveles que se distribuyen entre la superficie y el tope material del modelo ubicado a 2000 m de altura, con un espaciado logarítmico-lineal. Las condiciones de contorno en el tope del modelo se toman del radiosondeo de las 09 (hora local) del aeropuerto de Ezeiza (EZE en la Fig. 1), mientras que la condición de contorno en la superficie se define en cada paso de tiempo de la manera que se describe más abajo. En los bordes laterales la condición de contorno es tal que permite que todas las variables pueden cambiar de forma tal de garantizar un gradiente cero a través de los bordes en cada paso de tiempo, con excepción de la presión ya que su gradiente define el viento geostrofico. La condición de borde inferior es una función de calentamiento en la superficie terrestre definida de la siguiente manera: $T(x, y, t) = T_o + F_1(t)F_2(x, y)$, en donde T_o es la temperatura media diaria, $F_1(t)$ define el ciclo diario de la diferencia de temperatura tierra-río y $F_2(x, y)$ la diferencia de temperatura tierra-río en función de la distancia de cada punto del modelo (x, y) a la costa. El gradiente horizontal de la temperatura del aire tanto sobre la tierra como sobre el río es mucho menor que el mismo sobre la costa o próximo a ella (ver Berri et al., 2010 para más detalles). Por lo tanto, el principal forzante del modelo en la superficie es la variación diaria de la diferencia de temperatura del aire a través de las costas.

Se eligen dos estaciones meteorológicas para definir forzante térmico, una de ellas en tierra, Ezeiza (EZE en la Fig. 1), y la otra en el río, Pontón Recalada (PRE en la Fig. 1). La diferencia de temperatura $F_1(t) = T_{EZE}(t) - T_{PRE}(t)$ se interpola por medio de un análisis armónico aplicado a las cuatro observaciones diarias a las 03, 09, 15 y 21 hora local y es positiva durante la mayor parte del día y negativa durante la noche. La diferencia de temperatura tierra-río se define de la siguiente manera: $F_2(x, y) = \{1 + \tanh[s(x, y)/B]\}/2$, en donde $s(x, y)$ es la mínima distancia desde cada punto del modelo a la costa (positiva sobre la tierra y negativa sobre el río). La tangente hiperbólica \tanh distribuye la diferencia de temperatura tierra-río simétricamente con respecto a las costas. El parámetro B (1000 m en el presente estudio) determina el 75% (90%) del cambio en la temperatura sobre una distancia igual a $2B$ ($3B$) centrada en la costa. Sobre el río y lejos de la costa, la temperatura de la superficie permanece constante $T(x, y, t) = T_o$, ya que $F_2(x, y) = 0$. Sobre la tierra y lejos de la costa, la temperatura de la superficie desarrolla un ciclo diario completo definido por $T(x, y, t) = T_o + F_1(t)$, ya que $F_2(x, y) = 1$.

2.2 Determinación del campo de viento climatológico

El campo de viento climatológico en capas bajas se define como el valor promedio de una serie de pronósticos diarios realizados con el modelo MCL. El método denominado de

“ensamble” utiliza un conjunto de 192 miembros en el que cada uno de ellos participa con una probabilidad de ocurrencia que se calcula a partir de las observaciones. Los resultados del modelo se validan con las observaciones de las 03, 09, 15 y 21 hora local, que son los momentos del día en que las observaciones están disponibles en la base de datos histórica. Dado que el modelo se inicializa a las 09 hora local, cada pronóstico se ejecuta durante 18 horas hasta las 03 hora local del día siguiente, que es el último instante de validación. Cada miembro del “ensamble” esta caracterizado por una dirección y velocidad del viento en el tope del modelo. Los 192 miembros corresponden a la distribución conjunta de 16 clases de dirección del viento (N, NNE, NE, etc. hasta NNO) y 12 clases de velocidad del viento con los siguientes límites superiores: 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 14 ms^{-1} , con la última clase representando las velocidades del viento superiores a 14 ms^{-1} . Cada miembro del “ensamble” participa del promedio final con una probabilidad de ocurrencia que se determina a partir de los datos del radiosondeo de Ezeiza de las 09 hora local. La función de calentamiento en superficie se calcula con el promedio de las temperaturas observadas en cada una de las cuatro horas 03, 09, 15 y 21 de todos aquellos días en que la observación de radiosondeo de Ezeiza corresponde a cada una de las 192 combinaciones de dirección y velocidad del viento en el tope del modelo.

2.3 Validación del campo de viento climatológico

La validación del campo de viento climatológico se realiza mediante la comparación del viento observado en las estaciones meteorológicas de la región con el viento obtenido con el modelo MCL como promedio de los cuatro puntos de retículo que rodean a cada de ellas. Cada pronóstico proporciona las componentes u , v del viento a 10 m, que se utilizan para definir la dirección del viento d (grados desde el norte) y la velocidad del viento $V = (u^2 + v^2)^{1/2}$ (ms^{-1}). La dirección del viento d define el sector correspondiente de la rosa de viento de 8 sectores (N, NE, E, SE, S, SO, O y NO). La condición de calma se define cuando la velocidad del viento es menor que un determinado valor considerado umbral, ya que el modelo es incapaz de calcular una velocidad del viento igual a cero. El valor umbral se calcula para cada hora de validación y para cada estación meteorológica mediante la realización de sucesivos experimentos con umbrales variables hasta lograr que el porcentaje de calmas resultantes coincida con el observado. Una vez que se completa el conjunto de 192 pronósticos del modelo, se calcula la distribución de frecuencias de dirección del viento f_i (en porcentaje) y la velocidad media del viento por sector v_i (en ms^{-1}), con $i = 1$ a 9 en correspondencia con los 8 sectores de dirección del viento más calmas. Estos resultados se comparan con la distribución de frecuencias de dirección del viento f_{o_i} y la velocidad media del viento por sector v_{o_i} , observadas en las estaciones (ver Berri et al., 2010 para los detalles). Los errores del modelo se calculan como la raíz cuadrada del error cuadrático medio relativo (recm) de la frecuencia de la dirección del viento $Er(D)$ y la velocidad media del viento por sector $Er(V)$. Ambos promedios se calculan en forma ponderada por la frecuencia media observada de la dirección del viento f_{o_i} , de la siguiente manera:

$$Er(D) = \left[\frac{\sum_{i=1}^9 f_{o_i} (ed_i)^2}{\sum_{i=1}^9 f_{o_i}} \right]^{1/2}, \quad (7)$$

$$Er(V) = \left[\frac{\sum_{i=1}^9 f_{o_i} (ev_i)^2}{\sum_{i=1}^9 f_{o_i}} \right]^{1/2}, \quad (8)$$

en donde $ed_i = (f_i - f_{o_i}) / f_{o_i}$ y $ev_i = (v_i - v_{o_i}) / v_{o_i}$ son los errores relativos en la dirección y la velocidad del viento, respectivamente. Estos errores se calculan para cada una de las cuatro observaciones diarias y en cada estación meteorológica.

3 RESULTADOS

3.1 Campo de viento climatológico

La Fig. 2 muestra la climatología del campo de viento en la región, representada en este caso por la distribución de frecuencias de dirección del viento (en porcentaje) para los 8 sectores del compás magnético, como promedio del período 1994-2008. El radio del círculo en cada punto es proporcional a la frecuencia de viento calma, de modo tal que la suma de las frecuencias de las 8 direcciones más las calmas totaliza 100%. Los trazos más gruesos y los círculos en color azul corresponden a las observaciones en las 13 estaciones meteorológicas del estudio (las mismas que se indican en la Fig. 1). Los trazos más finos y círculos en verde representan las frecuencias calculadas con el modelo (en este caso se grafica uno de cada seis puntos del modelo). La climatología del modelo se obtiene con el método del “ensamble” que se describe en la Sección 2.2. El campo climatológico obtenido con el modelo guarda buena relación con el observado. En particular se destaca la diferencia en la frecuencia de calmas entre río y tierra, la predominancia de viento del norte y noreste sobre tierra, como así también la predominancia de viento del este y sudeste sobre el río.

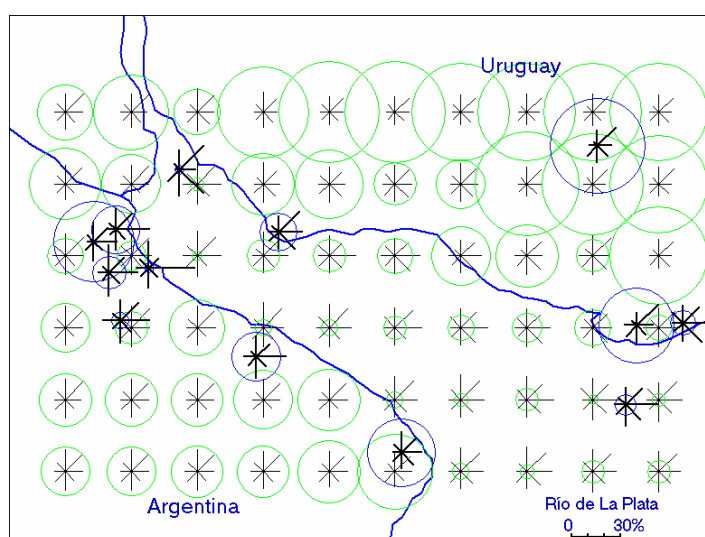


Figura 2 Frecuencia promedio de la dirección del viento obtenida con el modelo para el período 1994-2008

El estudio realizado por Berri et al. (2010) analiza los resultados del modelo durante el período 1959-1984, en 5 estaciones meteorológicas de la región: en Ezeiza (EZE), Aeroparque (AER), Punta Indio (PIN), Martín García (MGA) y Pontón Recalada (PRE). Los resultados muestran que la raíz del error cuadrático medio relativo (recm) de la dirección del viento

(ecuación 7) es 31%, mientras que para la velocidad del viento (ecuación 8) es 23%. Los errores del modelo varían a lo largo del día, con el mínimo en la mañana y la tarde y el máximo en la noche (ver Fig. 3). La climatología estacional muestra que el error de la dirección del viento es mínimo en invierno y máximo en verano, mientras que los errores en la velocidad del viento no muestran estacionalidad alguna.

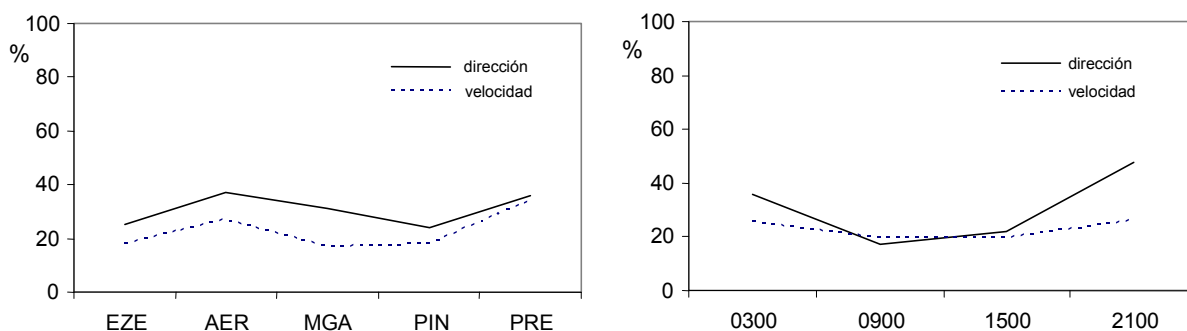


Figura 3 Panel izquierdo: recm de la dirección y la velocidad del viento como promedio de los cuatro puntos del modelo que rodean a cada una de las estaciones Ezeiza (EZE), Aeroparque (AER), Punta Indio (PIN), Martín García (MGA) y Pontón Recalada (PRE). Panel derecho: recm promedio de las 5 estaciones meteorológicas en función de la hora local. El período de estudio es 1959-1984

El estudio de Berri et al. (2011) compara los resultados de la climatología del viento en capas bajas obtenidos mediante el método simplificado del “ensamble”, con los resultados del método tradicional que consiste en emplear toda la información disponible. En el método simplificado se genera la climatología del viento en capas bajas en la región a partir de un conjunto de 192 miembros en que cada uno de ellos tiene una probabilidad de ocurrencia que se determina a partir de las observaciones del período de estudio. El método tradicional o “diario” emplea todos los días con información disponible, que en el período de estudio 1959-1984 resultaron ser 3248. Ambos métodos usan el mismo conjunto de observaciones durante el período de estudio, como así también las mismas condiciones límite superior e inferior para el modelo MCL, de modo que la diferencia está en el post-procesamiento de las salidas del modelo.

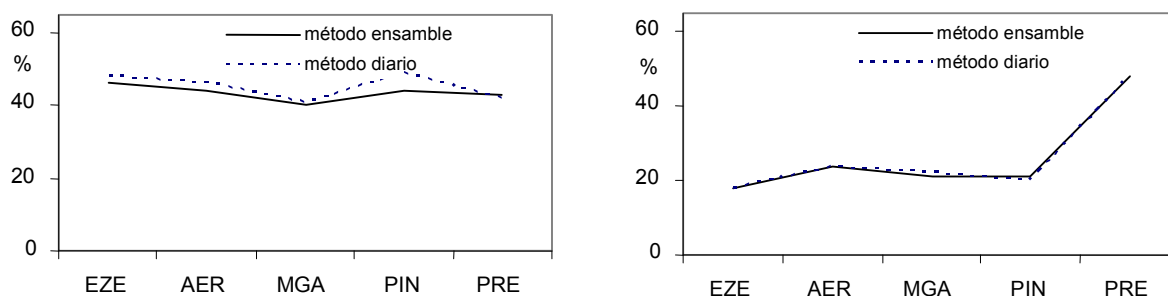


Figura 4 Comparación de la recm obtenida por el método del “ensamble” y el método “diario”, como promedio de los cuatro puntos del modelo que rodean a cada una de las estaciones Ezeiza (EZE), Aeroparque (AER), Punta Indio (PIN), Martín García (MGA) y Pontón Recalada (PRE). El panel izquierdo corresponde a la dirección del viento y el panel derecho a la velocidad del viento. El período de estudio es 1959-1984

El estudio de Berri et al. (2011) no muestra, en promedio, diferencias importantes entre el error cuadrático medio (todas las horas y todas las estaciones) del viento en superficie obtenido con ambos métodos (ver Fig. 4), aunque se aprecian diferencias en determinadas

horas en algunas estaciones meteorológicas. Estos resultados indican que es posible calcular una climatología del viento en superficie en la región del Río de La Plata mediante una simulación que emplea un conjunto reducido de miembros con sus respectivas probabilidades, en lugar de un conjunto numeroso de simulaciones diarias.

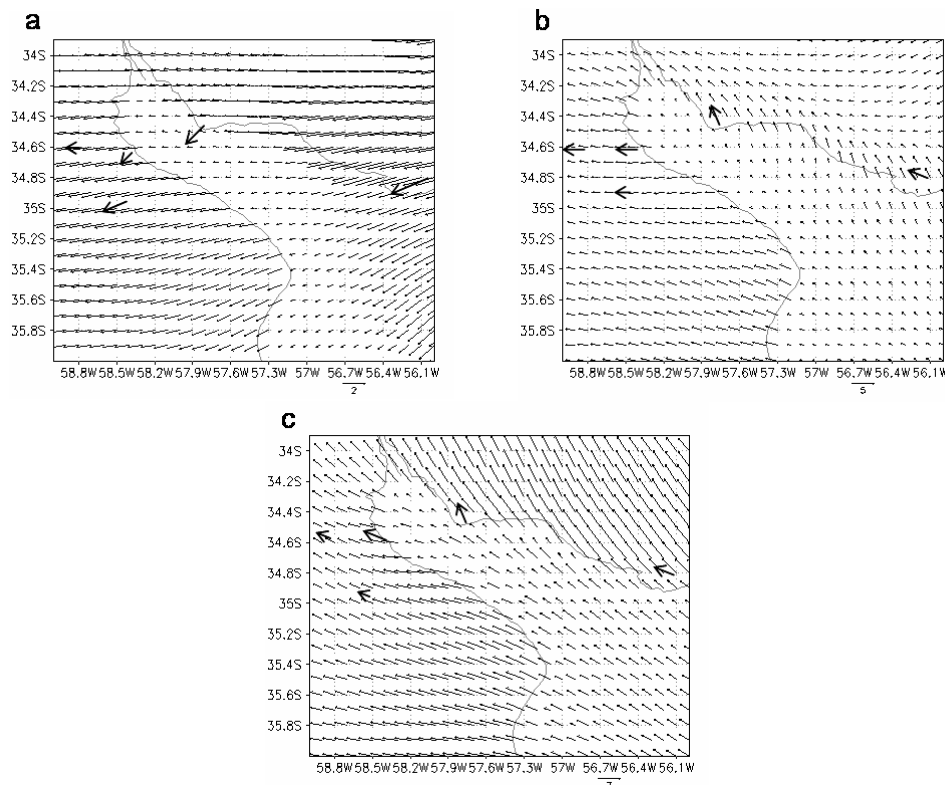


Figura 5 Ejemplo de pronóstico de viento a 10 m. obtenido con el modelo MCL el 18 de enero de 2004; panel a) 09 hora local; panel b) 15 hora local y panel c) 21 hora local. Los vectores en trazo grueso son las observaciones en Aeroparque (AER), Ezeiza (EZE), San Fernando (SFO), Colonia (COL) y Carrasco (CAR) (ver Fig. 1 para su ubicación). La máxima intensidad graficada es 10 ms^{-1} . (tomado de Sraibman and Berri, 2009).

3.2 Ejemplo de pronóstico diario

La Fig. 5 muestra un ejemplo del campo de viento a 10 m. que se obtuvo con el modelo MCL para el pronóstico del día 18 de enero de 2004. El modelo se inicializó con el pronóstico regional a 36 horas del modelo Eta del Centro de Previsión del Tiempo y Estudios Climáticos (CPTEC) de Brasil (ver Sraibman and Berri, 2009 para los detalles). Los vectores más gruesos representan el viento observado en cinco estaciones meteorológicas de la región: San Fernando, Ezeiza, Aeroparque, Colonia y Carrasco (ver Fig. 1 para su ubicación). Los vectores más finos son el viento obtenido con el modelo en cada punto de retículo que en este caso tiene una resolución horizontal de 15 km. En todos los paneles se puede apreciar una muy buena correspondencia, tanto en dirección como en velocidad, entre las observaciones y el pronóstico del viento. Se destaca en particular el patrón espacial del campo de viento con intensidades diferentes sobre el río y sobre tierra, como así también la importante componente de brisa sobre la costa uruguaya con vientos desde la tierra hacia el río a las 09 hora local y desde el río hacia tierra a las 15 y a las 21 hora local.

3.3 Aplicaciones al estudio de la dispersión atmosférica

Se realizaron experimentos simulando la dispersión atmosférica de sustancias pasivas emitidas desde distintos puntos de la región empleando un sencillo modelo de cálculo de trayectorias lagrangianas, que utiliza la información meteorológica generada por el modelo MCL. El modelo se utilizó en dos resoluciones horizontales diferentes, 15 km y 5 km, como así también en dos condiciones meteorológicas diferentes, una de ellas con viento regional del noreste y la otra del sudeste. Las fuentes de emisión imaginarias se disponen una sobre la ciudad de Buenos Aires y otra sobre la ciudad de Colonia en Uruguay. La Fig. 6 muestra el resultado de la simulación de los cuatro casos.

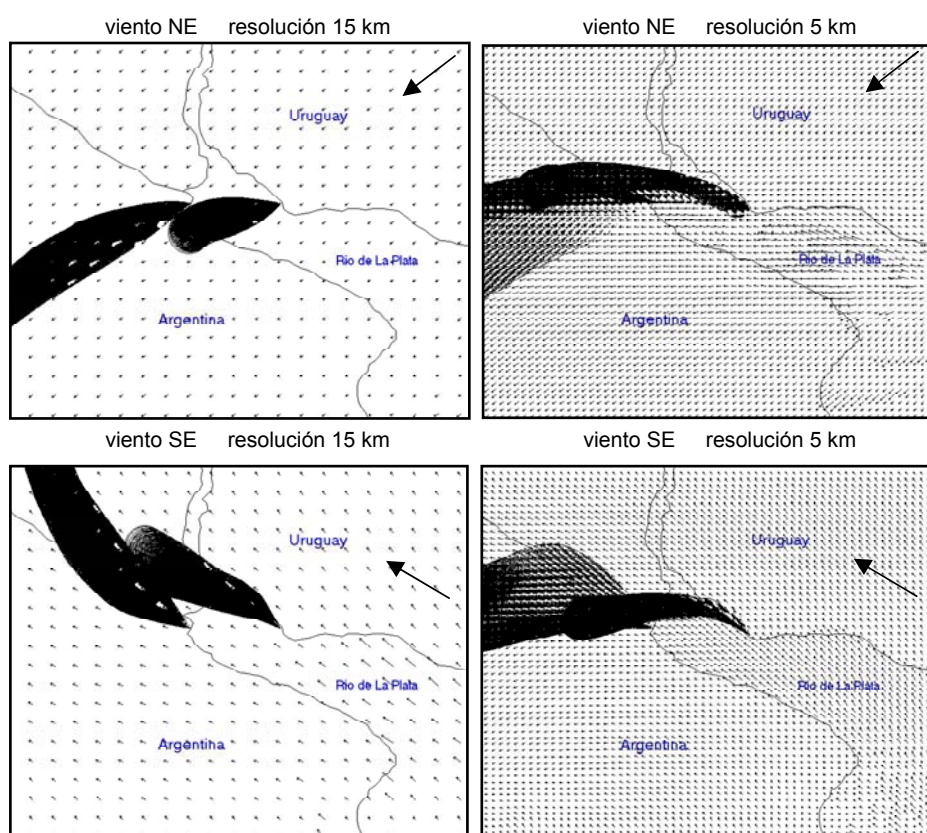


Figura 6 Trayectorias lagrangianas de 24 horas, desde dos imaginarias fuentes puntuales continuas. Los paneles de la izquierda (derecha) corresponden a una versión del modelo MCL de 15 km (5 km) de resolución horizontal. La flecha gruesa en el ángulo superior derecho de cada panel indica el viento regional de cada experimento

Los dos paneles de la izquierda resultan del pronóstico realizado con el modelo a 15 km de resolución horizontal, que denominaremos baja resolución o BR. Los paneles de la derecha corresponden a un experimento similar pero con una resolución del modelo de 5 km, que denominaremos alta resolución o AR. Cada uno de los dos experimentos AR y BR, se realizan con dos vientos de diferentes sectores en el tope del modelo (pero de igual intensidad), que permanecen constantes durante la simulación. Los paneles superiores corresponden a los vientos del noreste y los paneles inferiores a los del sudeste, lo que está indicado por la flecha gruesa en el ángulo superior derecho de cada panel. Los casos BR muestran trayectorias lagrangianas claramente diferenciadas, ya que se desarrollan corriente abajo del viento regional. En cambio, en los casos AR las trayectorias lagrangianas se ven muy parecidas en los lugares más próximos a las fuentes y sólo se diferencian a gran distancia de las mismas.

Además, las trayectorias AR son claramente más largas que las trayectorias BR. Los experimentos AR revelan la importancia del forzante térmico en la región, lo que condiciona la circulación atmosférica en capas bajas a pesar del cambio en la dirección del viento a escala regional en el tope de la capa límite. Como consecuencia de ello, las trayectorias de las plumas se ven fuertemente influenciadas por las condiciones locales, lo que revela la complejidad de la circulación atmosférica en capas bajas sobre la región del Río de La Plata. Además, el ejemplo muestra la dependencia que tienen las plumas de dispersión respecto de la resolución horizontal del modelo.

4 CONCLUSIONES

Los campos climatológicos de viento en capas bajas que se obtienen con el modelo de capa límite atmosférica en mesoescala (MCL) para la región del Río de la Plata y sur del Litoral son razonablemente precisos. El error relativo en el cálculo de la distribución promedio de frecuencias de dirección del viento y velocidad media del viento por sector es de alrededor del 30%, al compararlo con las observaciones de 13 estaciones meteorológicas de la región. Por lo tanto, la conclusión es que el modelo MCL es una herramienta apropiada para modelar la circulación atmosférica en capas bajas sobre la región.

Reconocimientos: Este trabajo se realizó con el apoyo de los subsidios PIP-0772 de Conicet y PICT 2008-1427 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica -ANPCyT. Se reconoce al Servicio Meteorológico Nacional por haber proporcionado los datos de las estaciones meteorológicas del estudio.

REFERENCIAS

Berri G.J., L. Sraibman, R. Tanco and G. Bertossa, Low-level wind field climatology over the La Plata River region obtained with a mesoscale atmospheric boundary layer model forced with local weather observations, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 1293-1305, 2010

Berri G.J., J. Galli Nuin, L. Sraibman and G. Bertossa, Verification of a synthesized method for the calculation of low-level climatological wind fields using a mesoscale boundary-layer model, *Boundary Layer Meteorology*, 142, 329-337, 2012

Sraibman, L. and G.J. Berri, Low level wind forecast over La Plata River region with a mesoscale boundary layer model forced by regional operational forecasts, *Boundary Layer Meteorology*, 130, 407-422, 2009.