

**DESEMPEÑO DEL PRONÓSTICO DE MODELOS DE ALTA RESOLUCIÓN, EN UN ÁREA LIMITADA: ANÁLISIS DE LA ESTACIÓN DE VERANO 2010-2011.**

María Eugenia Dillon<sup>1,3</sup>, Yanina García Skabar<sup>1,2,3,4</sup> y Matilde Nicolini<sup>4,5,6</sup>

<sup>1</sup>Servicio Meteorológico Nacional. CABA, Argentina <sup>2</sup>Cátedra de Climatología y Fenología Agrícolas. Facultad de Agronomía. UBA. CABA, Argentina <sup>3</sup>CONICET. CABA, Argentina <sup>4</sup>UMI-Instituto Franco Argentino sobre Estudios del Clima y sus Impactos. CABA, Argentina <sup>5</sup>Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera CONICET – UBA. CABA, Argentina <sup>6</sup>Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. FCEyN. UBA. CABA, Argentina

(Manuscrito recibido el 1 de octubre de 2012, en su versión final el 4 de febrero de 2013)

**RESUMEN**

Los modelos numéricos constituyen hoy en día una herramienta indispensable para la comunidad meteorológica, tanto para fines operativos como de investigación. En nuestra región, los modelos BRAMS y WRF han sido utilizados con diversos fines. En particular, a partir de Noviembre de 2010 se procesa en el Servicio Meteorológico Nacional, una versión del BRAMS de pronóstico diario a 18 horas de alta resolución sobre la Provincia de Buenos Aires. Dado que el uso del modelo WRF se está incrementando año a año en la comunidad científica, es el objetivo de este trabajo hacer una comparación entre pronósticos generados por el WRF y los que se procesan diariamente en el SMN con el BRAMS, utilizando anidados de resolución mayor a la utilizada hasta el momento en nuestro país en tiempo real. Se evalúa el desempeño de ambos durante el período de verano del Hemisferio Sur 2010 - 2011. A partir del análisis de la precipitación se pudo concluir que mediante el uso de modelos de mayor resolución se pueden representar máximos de precipitación en casos de precipitación intensa, que no se logran detectar con el modelo de menor resolución. Además, se realizó la verificación del perfil vertical termodinámico en la estación aerológica de Ezeiza, la cual mostró que ambos modelos poseen habilidad en representar la estructura vertical de la atmósfera, aunque con algunas limitaciones en la capa límite.

*Palabras clave: pronóstico numérico, desempeño, alta resolución.*

**PERFORMANCE OF FORECASTS FROM HIGH RESOLUTION MODELS, IN A LIMITED AREA: ANALYSIS OF THE 2010-2011 SUMMER SEASON.**

**ABSTRACT**

Nowadays, numerical models constitute an essential tool for the meteorological community, both for operative and research applications. In our region, the BRAMS and the WRF models have been used with different purposes. Particularly, since November 2010, a version of the BRAMS model is processed daily in the National Weather Service with an 18 hours high resolution forecast over Buenos Aires Province. Given the increased use in the scientific community of the WRF model,

the objective of this paper is to compare WRF forecasts with the ones that are daily produced by the BRAMS at the SMN, using nests with the resolution higher than any other used in our country in real time. Their performance is evaluated during the South Hemisphere summer season 2010 - 2011. Analyzing the precipitation from the whole period, it was concluded that using higher resolution models, maxima of precipitation could be represented in intense precipitation cases, while they were not detected by smaller resolution models. The vertical thermodynamic profile was also verified in the Ezeiza aerologic station, and it was found that the high resolution models are skillful for representing the atmospheric vertical structure, although they show some limitations in the boundary layer.

*Keywords: numerical forecast, verification, high resolution.*

## 1. INTRODUCCIÓN

El sudeste de Sudamérica y en particular Argentina, juntamente con las planicies de Estados Unidos y las del río Ganges, se caracterizan por presentar la mayor frecuencia de los eventos convectivos más extremos en el planeta (Zipser y otros, 2006). En particular, el jet de capas bajas de Sudamérica (SALLJ) favorece el desarrollo de dichos sistemas en el sudeste de la región. Salio y otros (2007) detectaron una frecuencia de ocurrencia de Sistemas Convectivos de Mesoescala (MCS) extensos de 41% durante días con SALLJ al sur de 23° S, mientras que en ausencia de este fenómeno la ocurrencia fue de sólo un 12%, en un análisis de 3 años.

A partir de una climatología de la distribución espacial de eventos de tiempo severo asociados con convección húmeda profunda, durante el período 2000-2005 en el centro-norte de Argentina, se halló que la provincia de Buenos Aires es muy activa en situaciones de granizo, ráfagas de viento intensas y precipitación mayor a 30 mmh<sup>-1</sup> (Matsudo y Salio, 2011). Por otro lado, Altinger (1999) presenta un resumen de los fenómenos severos registrados entre 1928 y 1999 en la República Argentina, incluyendo en su categorización diferentes tipos de tormentas y tornados, entre otros. La autora muestra que la mayor ocurrencia de dichos fenómenos es durante los meses de primavera y verano, en las provincias de Buenos Aires y Córdoba.

Dadas las evidencias de la existencia de fenómenos convectivos en el Sudeste de Sudamérica, en particular en Buenos Aires, es de gran interés su pronóstico a corto plazo. Para ello se necesitan tanto observaciones de alta resolución temporal y espacial (in situ, satelitales, de distintos tipos de radares, entre otras) como salidas de modelos numéricos (de escala convectiva y también regionales). Al respecto, los Centros de Predicción de distintos países muestran una tendencia al uso de modelos numéricos de alta resolución como una herramienta indispensable para el pronóstico de fenómenos convectivos (Steppeler y otros, 2003; Kain y otros, 2006; Narita y Ohmori, 2007; Lean y otros, 2008; Kain y otros, 2008; Weisman y otros, 2008). Sin embargo, no hay un consenso respecto al tamaño de retícula más conveniente, ya que algunos autores priorizan un bajo costo computacional, mientras que otros priorizan la información detallada que se obtiene con las resoluciones más elevadas.

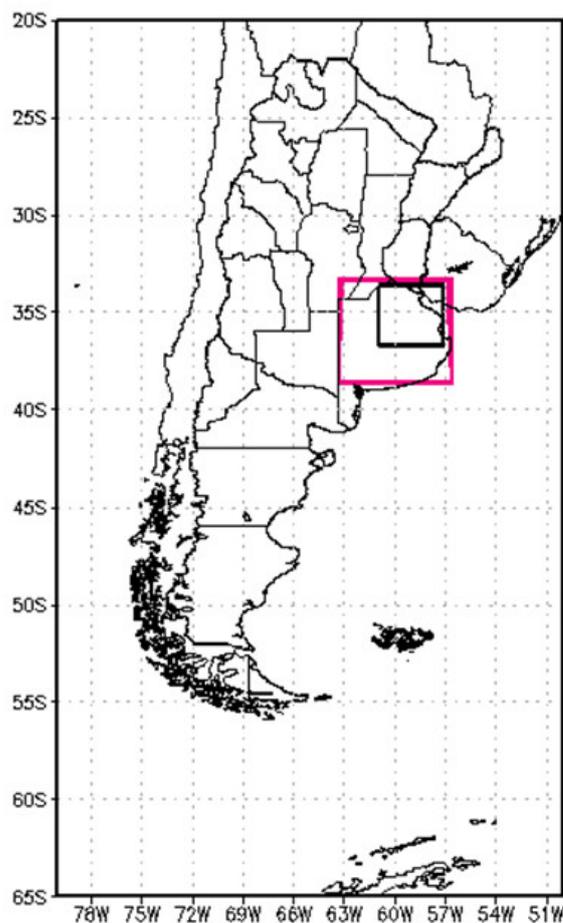
En nuestra región, tanto el modelo BRAMS (Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System) como el WRF (Weather Research and Forecasting Model), han sido utilizados con el fin de producir pronósticos en tiempo real y también para realizar trabajos de investigación. En particular, a partir de Noviembre de 2010 se procesa en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) una versión del BRAMS de pronóstico diario a 18 horas, con una resolución horizontal de 8 km sobre la Provincia de Buenos Aires y de 2 km en

un dominio más reducido centrado en Ezeiza aproximadamente (García Skabar y otros, 2011). Dicha versión es la de mayor resolución implementada en tiempo real en nuestro país.

Por otro lado, el uso del modelo WRF se está incrementando año a año en la comunidad científica, lo que resulta en avances y mejoras eficientes en distintas versiones del mismo. Luego, es el objetivo de este trabajo hacer una comparación entre pronósticos generados por el WRF y los que se procesan diariamente en el SMN con el BRAMS, con el fin de evaluar la habilidad de ambos modelos en pronosticar eventos de precipitación y en representar la estructura vertical termodinámica de la atmósfera.

Cabe destacar que otra de las tendencias en los Centros de Predicción más importantes del mundo, tanto para la escala sinóptica como para la mesoescala, es la utilización de pronósticos probabilísticos (Xue y otros, 2010). En esta materia, Gritit y Mass (2002) señalan que el pronóstico por ensambles proporciona una forma práctica de considerar la variabilidad en las condiciones iniciales, las incertidumbres de la física del modelo y las propias de la predicción de la situación atmosférica. Se propone como un objetivo a futuro avanzar en el uso de metodologías que incluyan la utilización de ensambles. Sin embargo, dado el elevado costo computacional de este tipo de metodología, como primer paso se plantea la determinación de la habilidad de los modelos no-hidrostáticos mencionados, en pronosticar en forma determinística el tiempo a corto plazo en la mesoescala y especialmente verificar su habilidad en el pronóstico cuantitativo de precipitaciones intensas asociadas a sistemas convectivos organizados.

Se presenta en la siguiente sección la temporada de estudio, los estadísticos utilizados y la información con la que se contrastaron los pronósticos. Luego se describen los resultados obtenidos, y por último se resumen las conclusiones del trabajo.



*Figura 1:* Ubicación en la Argentina de los dominios efectivos utilizados para los estudios de verificación. Dominio 1 (contorno rosa) con resolución de 8 km; Dominio 2 (contorno negro) con resolución de 2 km (BRAMS) y 2,66 km (WRF).

## 2. DATOS Y MÉTODOS

Dado el interés en focalizar el uso del sistema de pronóstico a los fines de predecir la actividad convectiva en la región, se eligió analizar el pronóstico en los meses de verano. Asimismo, se decidió evaluar el pronóstico en las horas nocturnas de dicha estación del año ya que varios autores han demostrado que es el período de mayor actividad convectiva en el dominio de estudio (Velasco y Fritsch, 1987; Salio y Nicolini, 2005; Salio y Nicolini, 2006; Salio y otros, 2007). En particular, se utiliza la temporada de verano

comprendida por diciembre de 2010, enero y febrero de 2011.

Tanto el BRAMS como el WRF son inicializados a las 18 UTC (15 hora local) y se procesan pronósticos cada 10 minutos durante un período de 18 horas, es decir hasta las 12 UTC (9 hora local) del día siguiente. Como condiciones iniciales y de borde se utilizan las corridas del modelo regional ETA procesado operativamente en el SMN, que posee una resolución horizontal de  $0,25^\circ$ . Se usan los pronósticos del mismo inicializado a las 12 UTC, en el período de 18 UTC – 12 UTC cada tres horas. Dicho modelo regional, a su vez, se alimenta de los pronósticos del modelo global GFS (Global Forecasting System) de resolución horizontal de  $1^\circ$ , como condiciones inicial y de borde cada doce horas (Suaya, 2004).

En la Figura 1 se muestran los dominios efectivamente utilizados en los estudios de verificación de los modelos de alta resolución. En el dominio que abarca la Provincia de Buenos Aires la retícula es de 8 km, mientras que el dominio más pequeño se caracteriza por una retícula de 2 km (BRAMS) o 2,66 km (WRF). Se eligió centrar éste algunos kilómetros al sudoeste de Ezeiza ( $34,49^\circ\text{S}$ ,  $58,32^\circ\text{O}$ ) ya que, por un lado, en esa localidad se encuentra un radar meteorológico, lo que representa una fuente importante de información a la hora de contrastar el modelo. Y por otro lado, ese dominio comprende el área de mayor densidad poblacional, al contener la Ciudad Autónoma de Buenos Aires y el Gran Buenos Aires, siendo así una zona crucial para la elaboración de un pronóstico. El anidado implementado entre ambos dominios es interactivo, y una de las características más relevante de ambos modelos es que se utiliza una resolución explícita de la convección en los dos dominios. En la Tabla I se muestran las principales características y parametrizaciones usadas en los modelos ETA/SMN, BRAMS y WRF.

Respecto a la precipitación, por un lado se buscaron los datos de las estaciones

meteorológicas del SMN. Aunque la Provincia de Buenos Aires es la que posee la mayor densidad de las mismas, la mayoría no reporta datos durante las horas nocturnas, o su confiabilidad no es muy buena. Por esta razón se decidió investigar las estaciones con pluviógrafos disponibles, de modo de obtener registros horarios de la precipitación. Luego de un control de calidad, se seleccionaron las estaciones de Nueve de Julio ( $35,27^\circ\text{S}$ ,  $60,53^\circ\text{O}$ ), Tres Arroyos ( $38,2^\circ\text{S}$ ,  $60,15^\circ\text{O}$ ), Bolívar ( $36,12^\circ\text{S}$ ,  $61,04^\circ\text{O}$ ), Junín ( $34,33^\circ\text{S}$ ,  $60,55^\circ\text{O}$ ) y Ezeiza. Para el mismo, se consideraron datos faltantes e ilegibilidad, ya sea por exceso o falta de tinta, de las fajas pluviográficas.

Por otro lado, con el objetivo de contar con una cobertura espacial completa en todo el dominio se utilizan las estimaciones de precipitación disponibles globalmente en base a microondas pasivas CPC MORPHing technique (CMORPH, Joyce y otros, 2004), que cuentan con una resolución espacial de 8 km y temporal de 30 minutos. Para realizar la verificación de los pronósticos de los modelos con dichas estimaciones se interpolan linealmente las retículas del BRAMS y del WRF tal que coincidan con la de la estimación, y así disponer de las tres bases en forma homogénea. También se realiza una extrapolación lineal de la retícula del ETA a la del CMORPH, con el fin de poder incluir este modelo en algunas evaluaciones, siempre teniendo en cuenta que su resolución horizontal es tres veces menor.

Es importante señalar que si bien no se han hecho verificaciones en la región de las estimaciones CMORPH de 8 km, existen algunos trabajos que evalúan el desempeño de las estimaciones CMORPH de  $0,25^\circ$  de resolución. Tanto Hobouchian y otros (2012) como Ruiz (2009), encuentran que en la región de interés del presente estudio existe una sobrestimación de la precipitación. Luego, es importante tener en cuenta las limitaciones y falencias de dichas estimaciones.

Las horas analizadas en la verificación son desde

Modelo	ETA / SMN	BRAMS	WRF
<b>Coordenada Vertical</b>	eta	sigma-z	Híbrida (sigma-p)
<b>Niveles Verticales</b>	38	50	60
<b>Anidado</b>	No	Si (interactivo)	Si (interactivo)
<b>Resolución Horizontal</b>	0.25 °	8 km / 2 km	8 km / 2.66 km
<b>Condiciones iniciales</b>	12 UTC con análisis de GFS 1°	18 UTC con pronóstico a 6 hs de ETA/SMN	18 UTC con pronóstico a 6 hs de ETA/SMN
<b>Condiciones de contorno</b>	GFS 1° cada 12 horas	ETA/SMN cada 3 horas	ETA/SMN cada 3 horas
<b>Modelo de suelo</b>	Noah (4 capas)	Propio (9 capas)	Noah (4 capas)
<b>Tipo de vegetación</b>	12 clases	18 clases	24 clases
<b>Radiación de OL</b>	Fels y Schwarzkopf	Chen y Cotton	RRTM
<b>Radiación de OC</b>	Lacis y Hansen	Chen y Cotton	Dudhia
<b>Convección</b>	Betts – Miller - Janjic	Explícita	Explícita
<b>Microfísica</b>	6 especies	7 especies	WSM6 (5 especies)
<b>Capa límite planetaria</b>	Mellor-Yamada 2.5 (en capa superficial Monin- Obukhov)	Mellor-Yamada (vertical) /Smagorinsky (horizontal)	Mellor-Yamada-Janjic (en capa superficial: Monin- Obukhov Zilitinkevich)

*Tabla I:* Características principales de los modelos utilizados: ETA / SMN, BRAMS, WRF.

las 00 hasta las 12 UTC, ya que abarca todo el período nocturno y permite tener un tiempo de ajuste (spin up) del modelo de 6 horas.

A partir de tablas de contingencia definidas con umbrales arbitrarios, de modo de considerar “precipitación mayor al umbral” / “precipitación menor al umbral”, se calculan los siguientes estadísticos (Hamill 1999, y trabajos citados) para los tres meses estudiados:

- Bias Score (Biass), o sesgo, mide la relación entre la frecuencia de los eventos pronosticados

respecto de la frecuencia de los eventos observados. El valor esperado es 1.

- POD, o probabilidad de detección, describe qué cantidad de eventos fueron pronosticados correctamente. El valor esperado es 1.

- FAR, o cociente de falsa alarma, es un complemento del POD ya que mide qué fracción de los eventos pronosticados no ocurrieron realmente. El valor esperado es 0.

- ETS, o índice de acierto areal, responde

a la pregunta ¿qué tan bien los eventos pronosticados se correspondieron con los eventos observados? El valor esperado es 1.

Los umbrales considerados son 1, 2, 5, 10, 20, 30, 50 y 75 mm acumulados en 12 horas, y se verifican los modelos de alta resolución contrastándolos con las estimaciones CMORPH.

Estas técnicas de verificación, ampliamente difundidas en la literatura meteorológica, son muy útiles en la evaluación de pronósticos de escala sinóptica o climática, mientras que en la mesoescala ofrecen información parcial respecto al valor real del pronóstico. Es decir, no es fácil para un pronóstico de alta resolución coincidir exactamente con los patrones observados en forma puntual, por lo que los estadísticos tradicionales presentarían valores lejanos a los esperados. Esta característica de las escalas menores se relaciona con la disminución en la predictibilidad que es intrínseca del problema, tal como lo muestran Zhang y otros (2003) a partir del análisis de la convección húmeda como un mecanismo que produce el crecimiento rápido de los errores del pronóstico en escalas chicas, y que dichos errores de escala convectiva contaminan a su vez la mesoescala. Los autores concluyen, además, que incluso pequeñas diferencias en las condiciones iniciales, pueden generar diferencias significativas en el pronóstico de uno y dos días, y muestran un ejemplo en donde el crecimiento de los errores iniciales derivan en desaciertos de la localización y el comienzo de celdas convectivas individuales. Por estas razones existe una tendencia a utilizar técnicas de verificación difusa para representar la habilidad de los pronósticos de mesoescala (Ebert, 2008). Éstas consisten en evaluar si el pronóstico se acerca a las observaciones considerando algún aspecto de importancia, como el espacio, tiempo o intensidad, teniendo en cuenta un área o “vecindad” en vez de un punto. De esta forma, se valoriza el pronóstico y la utilidad de su información de otra manera, ya que se acepta cierto error dentro de una vecindad.

Los resultados de los estudios sobre predictibilidad en la mesoescala como el de Zhang y otros (2003), coinciden en destacar su fuerte dependencia respecto de la situación sinóptica imperante. Considerando esta evidencia es que se incluye en este trabajo una verificación del pronóstico de precipitación utilizando el estadístico FSS (Fraction Skill Score) definido por Roberts y Lean (2008), para toda la temporada de estudio. El mismo, permite evaluar en qué escalas el pronóstico resulta de utilidad, usando el concepto de verificación difusa. Además de evaluar el desempeño de los modelos de alta resolución para los ocho umbrales utilizados en la verificación tradicional, también se analiza el desempeño del ETA. El valor esperado del FSS es 1.

Otros métodos de verificación adecuados para aplicar en alta resolución son los de identificación de objetos, ya que permiten evaluar errores de ubicación, volumen y estructura de entidades definidas por algún contorno cerrado, ya sea de precipitación u otra variable. Un ejemplo es el CRA que identifica áreas de precipitación contigua pronosticada y observada, identificadas por una isohieta cerrada previamente definida (Ebert y Mc Bride, 2000). Otro ejemplo es el SAL, introducido por Wernli y otros (2008) para la verificación del pronóstico cuantitativo de precipitación. Este tipo de metodologías no se emplean en el presente trabajo, aunque se proyecta poder realizarlo en estudios futuros.

Respecto a la estructura vertical termodinámica de la atmósfera, se analiza sólo el perfil de la estación de Ezeiza, ya que es la única estación aerológica dentro del área estudiada que dispone de datos de radiosondeos. Se calculan los estadísticos Bias y Raíz del Error Cuadrático Medio (RMSE) de todo el período, para el perfil de temperatura, relación de mezcla y componentes zonal y meridional del viento, en 7 niveles verticales, a las 12 UTC. En este caso, el valor esperado del Bias es 0, y la tendencia del sistema de

pronóstico a subestimar o sobrestimar los eventos está representada por sus valores negativos o positivos, respectivamente. El RMSE da una idea del error total sin discriminar el signo, por lo que se espera que su valor sea lo más pequeño posible.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Verificación de los pronósticos de precipitación

Considerando las estimaciones CMORPH, en el 65% de los días precipitó en alguna zona del dominio de mayor extensión estudiado, durante las horas nocturnas (de 00 a 12 UTC). En las Figuras 2 y 3 se muestra la cantidad de días que llovió más que cierto umbral en 12 horas en cada punto de retícula, según el CMORPH, y según los modelos WRF, BRAMS y ETA. Se puede observar que el contorno de 10 días en el umbral de 1 mm es mejor representado por el ETA, aunque no así los máximos de 16 o 18 días. Respecto a la zona donde llovió menos, este modelo la sitúa un grado de latitud más al sur que el CMORPH, pero su estructura espacial es similar. Por otro lado, a pesar de que el BRAMS y el WRF no describen satisfactoriamente la distribución areal de la cantidad de días con precipitación mayor a 1 mm, logran ubicar la zona con precipitación mayor a 25 mm en el centro y sudoeste de la provincia de Buenos Aires.

A partir de este análisis preliminar, se puede inferir que al aumentar la resolución horizontal en los modelos, aumenta el acierto en el pronóstico de ocurrencia de precipitaciones intensas, pero no necesariamente el acierto de ocurrencia de precipitaciones más leves.

Para el análisis de la información provista por los pluviógrafos de las estaciones meteorológicas seleccionadas, se decidió utilizar aquellos días en que el registro de la precipitación acumulada entre las 00 y 12 UTC es igual o superior a los 15 mm. Estos valores se comparan cualitativamente con el pronóstico en el punto de retícula más

cercano de los modelos WRF y BRAMS con resolución de 8 km y del ETA, y con la estimación CMORPH. Además se agrega la comparación con el pronóstico del WRF y BRAMS con resolución de 2,66 y 2 km, para las estaciones ubicadas en el dominio más pequeño (Junín, Ezeiza y Nueve de Julio).

Dado que no se desprende un comportamiento claro de ninguno de los modelos, ya que las diferencias entre éstos y los registros de los pluviógrafos son altamente dependientes del evento y de la estación considerada, sólo se muestran los resultados de Nueve de Julio a modo de ejemplo (Figura 4). Se observa que en algunos casos el aumento de resolución a 2 km mejora el pronóstico considerablemente (el BRAMS el 31/01, el WRF el 18/02), mientras que en otros casos no tiene el mismo efecto (ambos modelos el 02/12, el WRF el 31/01). En otras fechas, como el 8, 16 y 19 de enero, el ETA pronostica mejor ya que presenta precipitación mientras que los otros modelos no lo hacen, aunque los valores son subestimados. Respecto a las estimaciones del CMORPH, no poseen un patrón claro de sub o sobrestimación de los valores pluviográficos.

A continuación se presentan los estadísticos tradicionales en función de distintos umbrales (Figura 5), representativos de todo el período en el dominio de 8 km de resolución, calculados a partir de una única tabla de contingencia considerando el evento ocurrido en cada punto de retícula. En la figura también se detalla el porcentaje de puntos en los cuales se observó cierto umbral de precipitación, respecto a la cantidad total de puntos del dominio, considerando además los 3 meses estudiados. Es clara la disminución del mismo a medida que aumenta el umbral, indicando que hubo muy pocos puntos afectados por las precipitaciones más intensas. No se analizan los resultados del ETA debido a la diferencia en la resolución horizontal que el modelo posee, respecto a la resolución de las estimaciones del CMORPH.

Ambos modelos poseen los valores más altos de

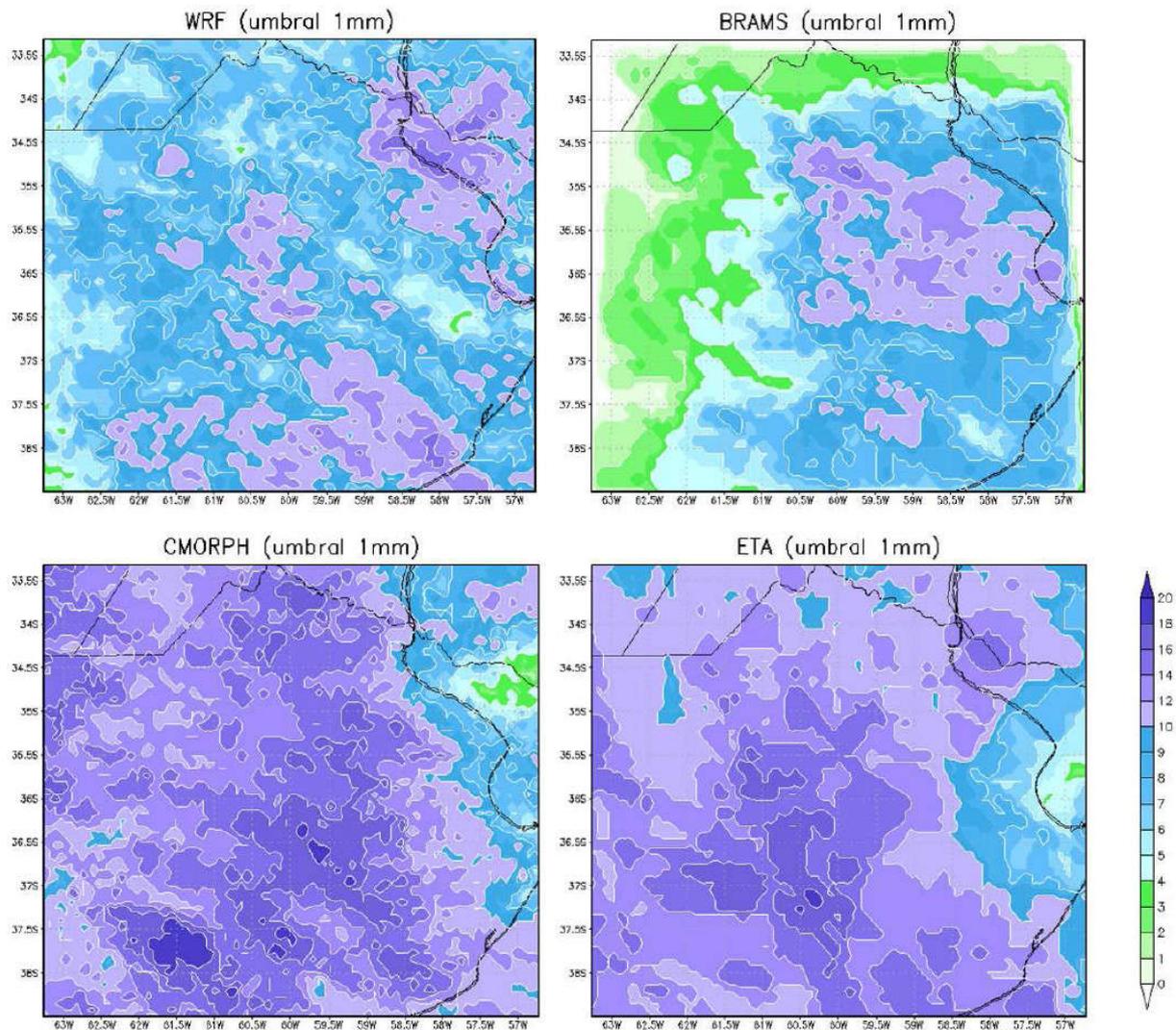


Figura 2: Cantidad de días con precipitación mayor a 1 mm en 12 horas, según el WRF, BRAMS, CMORPH y ETA.

ETS para los umbrales más pequeños, siendo el WRF el que alcanza un máximo de 0,3, mientras que el BRAMS no llega a 0,25. Estos valores, lejos de ser los óptimos para representar una buena habilidad de los modelos, coinciden con los hallados por Weisman y otros (2008) quienes analizan la precipitación acumulada en 24 horas pronosticada por el WRF-ARW con 4 km de resolución. Estos autores evalúan el ETS para umbrales desde 0,1 mm hasta 50 mm, hallando una disminución del estadístico al aumentar el umbral considerado, cualidad que describen como característica para eventos de

precipitación convectiva. Por otro lado, Segawa y Honda (2007) analizando el desempeño de los modelos numéricos de mesoescala de 5 km de resolución horizontal de la Agencia Meteorológica de Japón (JMA), hallaron ETS cercanos a 0,5 en umbrales pequeños (1 y 5 mm cada 3 hs), aunque este valor disminuye a 0,1 para el umbral de 30 mm/3 hs.

Respecto al Biass se observa que los dos modelos tienden a subestimar la precipitación en todos los umbrales, mostrando los valores más alejados de 1 para el umbral de 20 mm.

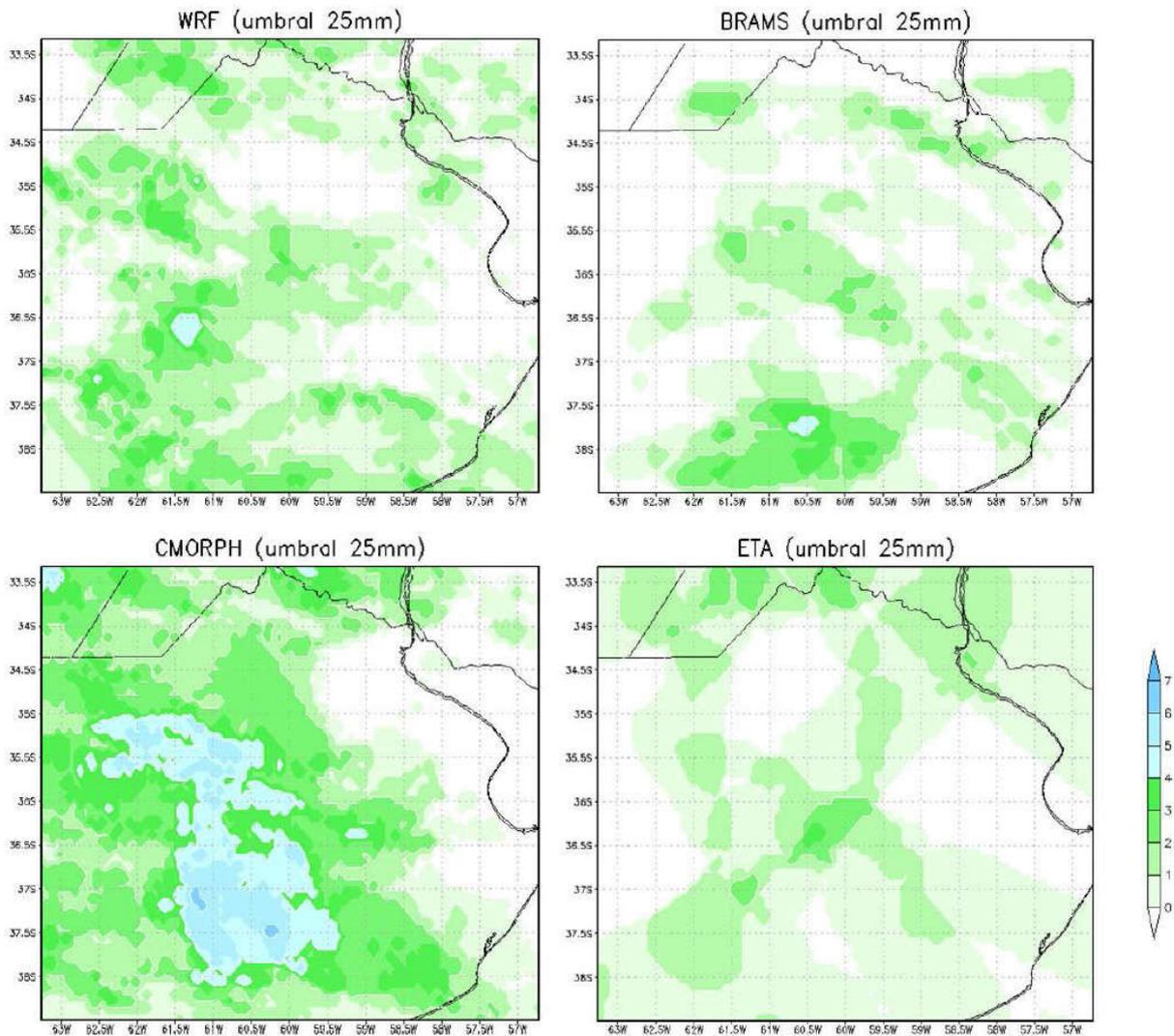


Figura 3: Cantidad de días con precipitación mayor a 25 mm en 12 horas, según el WRF, BRAMS, CMORPH y ETA.

Aunque presentan el mismo comportamiento, la frecuencia relativa de los eventos pronosticados por el WRF es mayor a la de los eventos pronosticados por el BRAMS. Weisman y otros (2008) también presentan el Bias, pero en su estudio éste es cercano a 1 para umbrales menores a 10 mm, y luego crece, denotando una sobrestimación en los casos de mayor intensidad de precipitación.

El FAR indica que el BRAMS pronosticó más cantidad de falsas alarmas, aunque la diferencia con el WRF es muy pequeña. En particular, para los umbrales más bajos, ambos modelos

alcanzan un valor de 0,4. Yates y otros (2006) estudiaron dos casos de precipitación intensa generada por sistemas convectivos de mesoescala, los cuales fueron causa de inundaciones en Francia. Simularon ambos eventos con el modelo Meso-NH, utilizando un anidado interactivo entre retículas con resolución de 10 y 2,5 km. Para verificar el desempeño del mismo, uno de los análisis realizados fue la evaluación de la precipitación acumulada en 11 horas con la mayor resolución, utilizando datos de superficie de 150 estaciones aproximadamente. En particular, hallaron valores del estadístico FAR cercanos a 0,3 para

un umbral de 41 mm en uno de los casos de estudio, mientras que en el otro evento los valores varían entre 0,05 para un umbral de 54 mm, y 0,95 para un umbral de 84 mm.

Respecto a la probabilidad de detección, al igual que en los otros estadísticos, se encuentra un mismo comportamiento entre los modelos, mostrando un decrecimiento del POD a medida que los umbrales aumentan. Es decir, que los aciertos son mayores para los umbrales menores, alcanzando valores entre 0,25 y 0,4. Este resultado coincide con el de Yates y otros (2006), quienes hallaron valores de POD entre 0,55 y 0,7 para umbrales de 13 y 41 mm respectivamente, en uno de sus casos de estudio, y entre 0,01 y 0,3 para umbrales de 54 y 84 mm, en el otro caso. Estas Figuras muestran claramente que cuando el FAR aumenta, en particular respecto a los diferentes umbrales considerados, entonces el POD disminuye (y viceversa).

Luego, los cuatro estadísticos analizados muestran un comportamiento en el pronóstico de precipitación de los modelos similar al hallado por otros autores, en variados modelos de mesoescala. Sin embargo, es difícil realizar una comparación estricta ya que los períodos en los que se acumula la precipitación son diferentes y también el resultado depende de la muestra de casos que se considera, especialmente cuando no se toman períodos muy extensos. Comparativamente, el WRF muestra una mayor habilidad que el BRAMS en todos los umbrales considerados.

Para evaluar la habilidad de los modelos en pronosticar la precipitación desde otro punto de vista, se utiliza el método de verificación difusa FSS. El tamaño de la vecindad considerada varía entre un cuadrado de 8 km (un punto de retícula) y 160 km (20 puntos de retícula) de lado. El análisis se efectúa para los tres modelos, aunque para el ETA sólo se tienen en cuenta los FSS a partir de los cinco puntos de retícula, vecindad que equivale aproximadamente a la resolución horizontal original del mismo.

Es oportuno mencionar que Mittermaier y Roberts (2010) analizan el comportamiento del FSS tanto en casos ideales como en un caso real. Los autores plantean que se puede considerar un valor del estadístico de 0,5 como límite inferior, aunque los valores por debajo de éste todavía poseen cierta habilidad. En su estudio demuestran que el sesgo de los pronósticos tiene influencia en el FSS: éste limita el máximo valor de FSS posible. Es decir, un pronóstico con bias no tenderá a 1 cuando el tamaño de la vecindad tienda al dominio completo, sino que tenderá a un valor menor. A partir de esta evidencia, y por lo expuesto en la Figura 5 respecto al Bias Score, se puede esperar que los valores de FSS calculados en el presente trabajo, no tiendan a uno.

En la Figura 6 se muestra el Fractional Skill Score representativo de todo el período considerando ocho umbrales de precipitación acumulada en 12 horas, para todos los modelos. Hay dos características que se repiten en todos ellos: una es que a medida que el dominio se agranda, el FSS aumenta, lo cual tiene sentido ya que se está disminuyendo la exigencia del estadístico; y la otra es que al aumentar el umbral, el FSS disminuye, lo que implica que los modelos tienen dificultad en ubicar las zonas de precipitación más intensa. Haciendo una comparación entre los modelos para cada umbral en particular, se concluye que el desempeño del ETA es superior en los umbrales pequeños hasta 30 mm. Sin embargo, cabe destacar que el máximo valor pronosticado por el ETA no supera los 40 mm acumulados en 12 horas durante la temporada estudiada, y por esta razón no presenta valores de FSS en los umbrales mayores.

Analizando nueve eventos en los que precipitó más de 50 mm según el CMORPH, junto con los campos de precipitación pronosticados por cada modelo, se observa que los modelos de alta resolución representan mejor la estructura del campo y los máximos de lluvia, alcanzando valores más cercanos a la realidad. En la Figura 7 se muestra, a modo

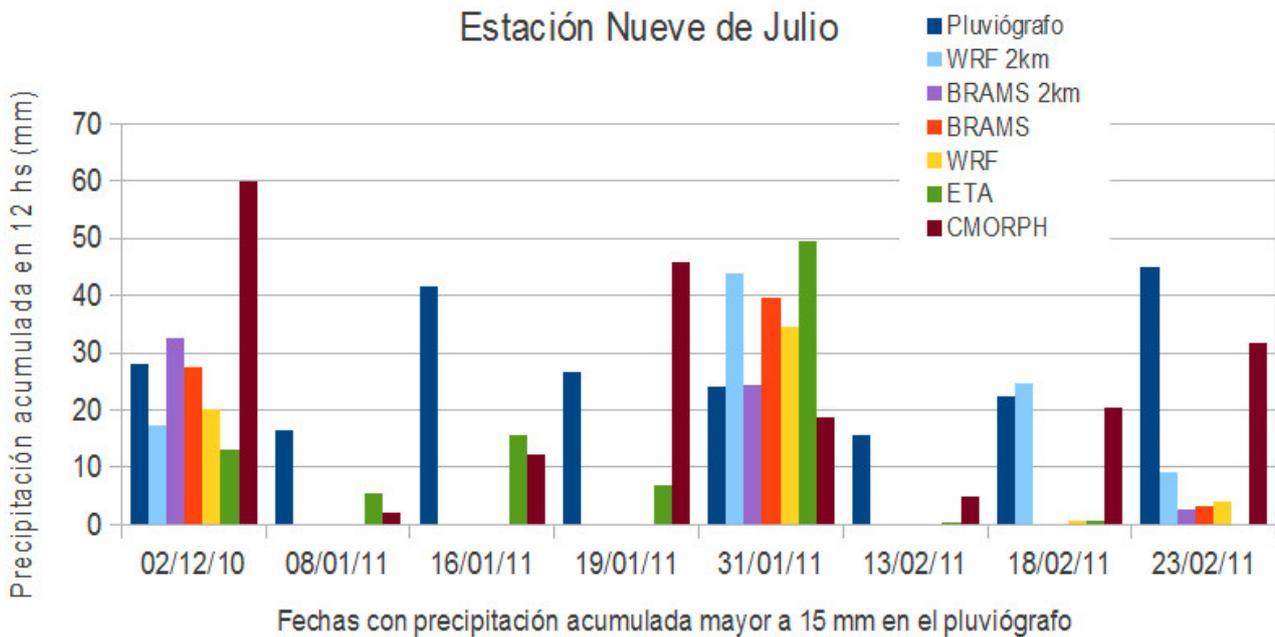
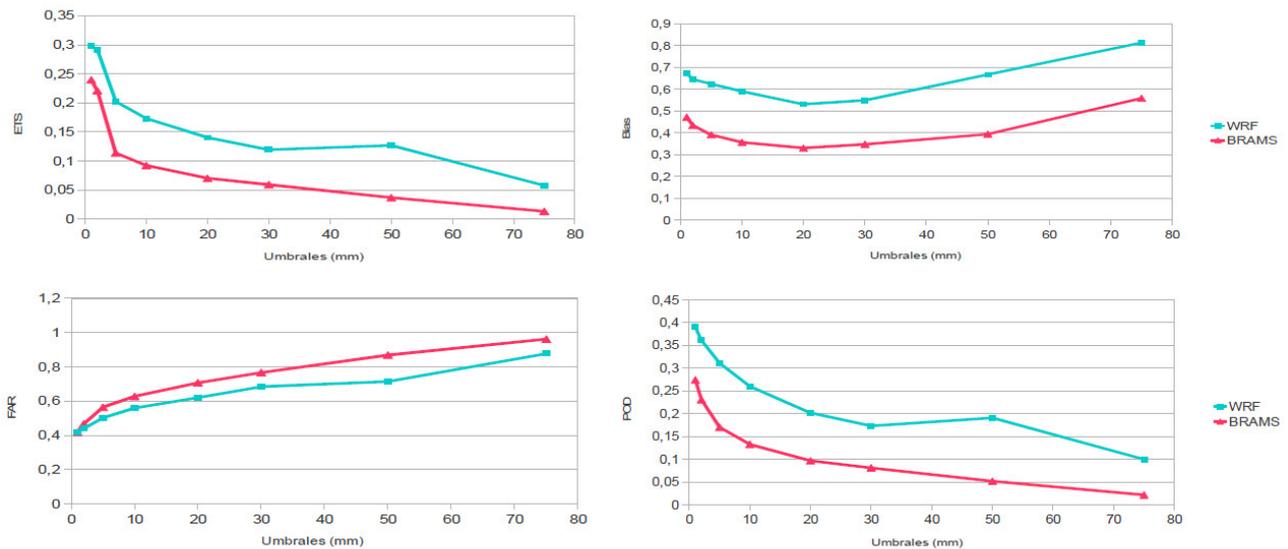


Figura 4: Precipitación acumulada entre las 00 y 12 UTC de las fechas indicadas en el gráfico, según los datos del pluviógrafo, el pronóstico de los modelos WRF y BRAMS con resolución de 2 km (WRF 2km, BRAMS 2km), BRAMS y WRF con resolución de 8 km (BRAMS, WRF), ETA, y la estimación del CMORPH; para la estación Nueve de Julio.



Umbral (mm/12hs)	1	2	5	10	20	30	50	75
Porcentaje de obs (%)	14,53	12,47	9,05	6,09	3,33	1,85	0,63	0,19

Figura 5: ETS, Bias, FAR y POD representativos de todo el período en función de los umbrales, para los modelos WRF y BRAMS. En la parte inferior se detalla el porcentaje de puntos con observaciones para cada umbral.

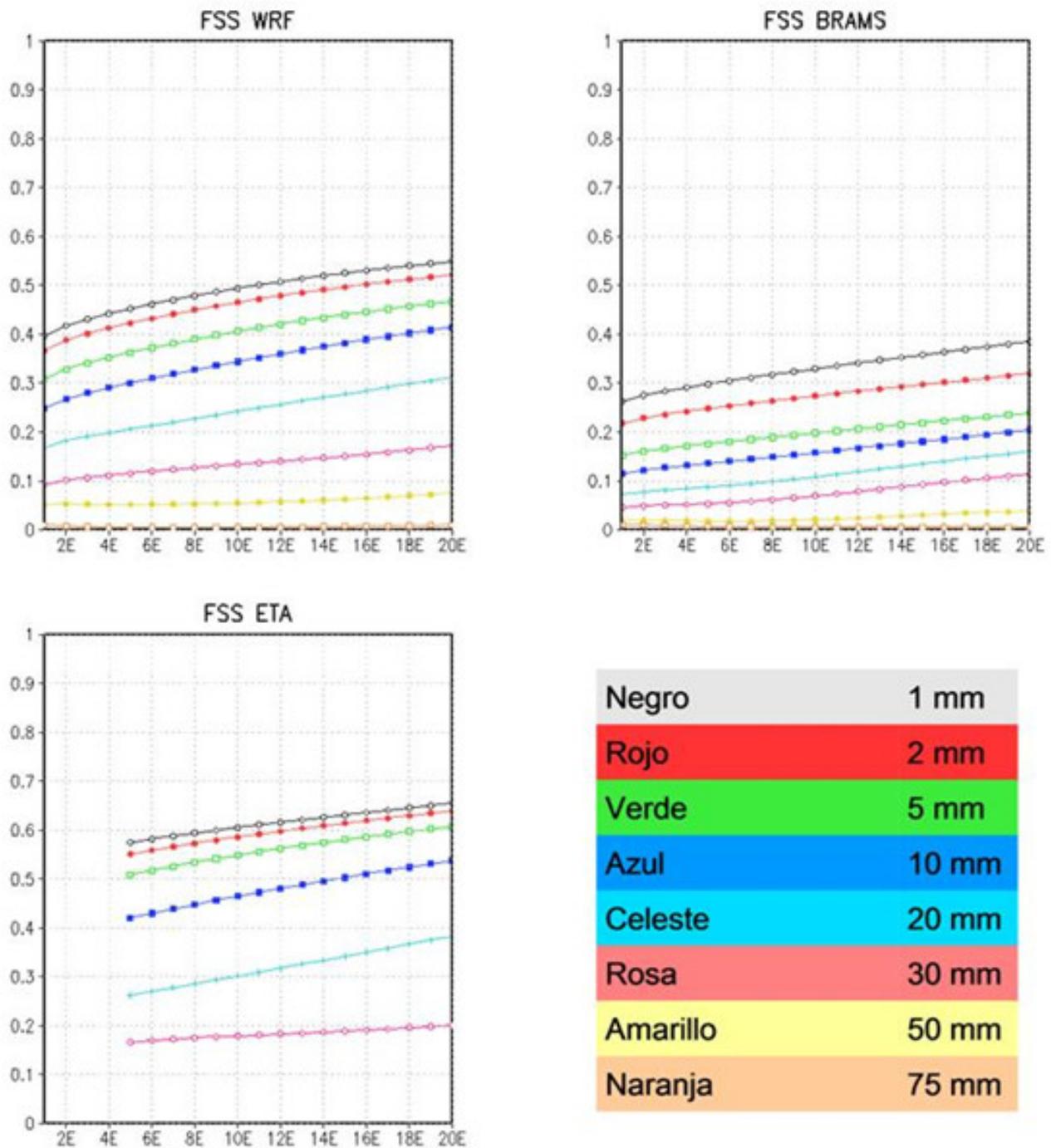


Figura 6: FSS en función del tamaño de la vecindad para diferentes umbrales, para los pronósticos de precipitación acumulada entre las 00 y 12 UTC representativo de todo el período, de los modelos WRF, BRAMS y ETA. En el eje inferior E=8 km de lado, por lo tanto 2E implica una vecindad de 16km x 16km, 4E implica una vecindad de 32km x 32km, etc.

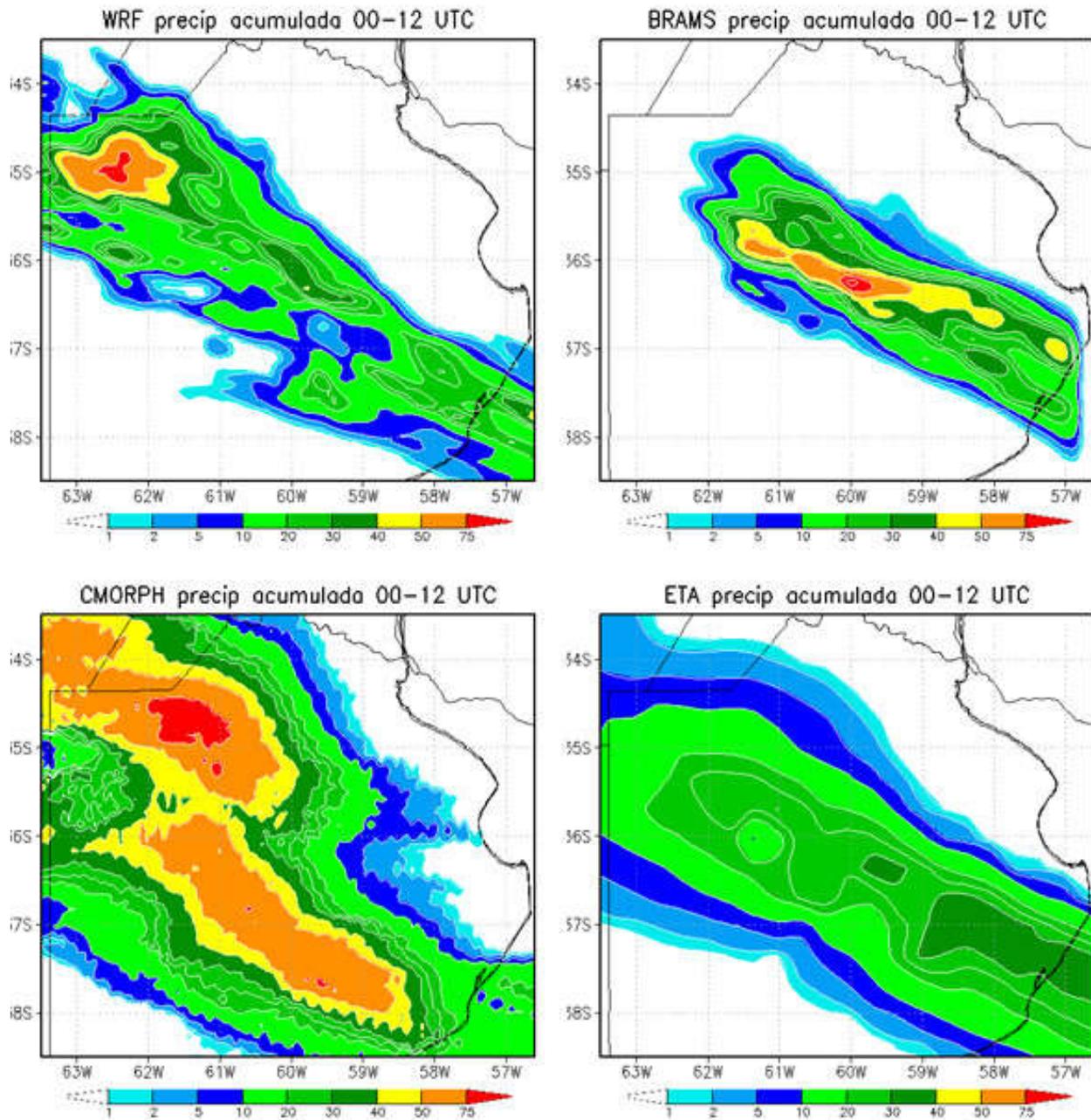


Figura 7: Precipitación acumulada entre las 00 y 12 UTC del 02/12/10, pronosticada por los modelos WRF, BRAMS y ETA, y estimada por el CMORPH.

de ejemplo, el caso del 2 de Diciembre de 2010 donde se observa que arealmente el campo de precipitación del ETA coincide más que el del WRF y BRAMS, con el campo estimado por el CMORPH. Sin embargo, los modelos de alta resolución representan mejor la estructura de los máximos de precipitación, que en este caso superan los 75 mm acumulados en 12 horas. Estas características se traducen en el FSS calculado para esa fecha, el cual muestra que el desempeño del ETA es superior en los cuatro umbrales menores, mientras que el WRF presenta una mejor habilidad a partir de los 20 mm (Figura 8). Considerando como cota inferior del FSS el valor de 0,5 discutido por Mittermaier y Roberts (2010), se observa que en este caso el WRF posee habilidad para los umbrales de 1, 2, 5 y 10 mm acumulados en 12 horas ya a partir de los 8 km, mientras que para el umbral de 20 mm a partir de los 112 km. El BRAMS muestra habilidad para el umbral de 1 mm a partir de los 96 km y para el de 2 mm a partir de los 112 km. Y por último, el ETA posee habilidad para los umbrales de 1, 2, 5 y 10 mm a partir de los 40 km.

Se pueden mencionar los trabajos de Lean y otros (2008), Mittermaier y Roberts (2010) y Schwartz y otros (2009) que aplicaron el FSS en el pronóstico de distintos modelos con diferentes configuraciones, utilizando una resolución de entre 2 y 12 km. En sus análisis calcularon el FSS para los pronósticos de precipitación acumulada de 1, 3 y 6 horas. Los valores obtenidos por dichos autores son similares con los hallados en los nueve eventos estudiados en este trabajo, aunque la comparación es aproximada ya que los períodos en los que se acumula la precipitación son diferentes, lo cual afecta el valor de FSS que se obtiene.

Por último, se desea resaltar que los resultados presentados son dependientes de la incertidumbre propia del dato considerado como verdadero, ya sea la precipitación obtenida de las fajas de pluviógrafos como la obtenida de las estimaciones CMORPH. Esta problemática influye en la verificación ya que, cualquiera

sea el método usado, el error de pronóstico estimado siempre va a tener una componente debida exclusivamente a la incertidumbre de las observaciones, y desligada de la habilidad propia del modelo de pronóstico (Ebert, 2008).

### 3.2. Verificación del perfil termodinámico de Ezeiza

La representación satisfactoria de la estructura vertical de la atmósfera es fundamental para que un modelo pueda reproducir la realidad. En el dominio estudiado, se realiza un sondeo aerológico diario en la estación de Ezeiza, a las 12 UTC. Se utiliza este dato observacional para evaluar el pronóstico a 18 horas de los modelos WRF y BRAMS con su mayor resolución, a partir del cálculo del Bias y RMSE.

En la Figura 9 se presentan los resultados para la variable temperatura. El Bias de ambos modelos tiene un mínimo entre los 700 y 500 hPa, siendo el nivel más cercano a superficie y el más alto los que muestran una sobrestimación mayor de la temperatura. Los valores correspondientes al BRAMS se mantienen menores a los del WRF en toda la vertical, con lo cual este último presenta un error más sistemático. La estructura del RMSE es similar, presentando un mínimo en 700 hPa y siendo los valores del BRAMS menores, de no ser en los dos primeros niveles cercanos a superficie.

Los estadísticos de la relación de mezcla son prácticamente iguales por encima de los 700 hPa para ambos modelos (Figura 10). Por debajo de este nivel el BRAMS presenta subestimaciones, llegando a un valor de  $-0,65 \text{ gkg}^{-1}$  en 925 hPa, mientras que el WRF subestima en menor medida en 850 y 925 hPa, pero sobrestima  $1,17 \text{ gkg}^{-1}$  en 1000 hPa. El error total refleja esta diferencia del error sistemático entre los modelos, en los niveles más cercanos a superficie.

Podemos concluir que ambos modelos presentan limitaciones en la representación de la capa límite. En particular, el WRF la representa más cálida y húmeda que lo observado, lo cual

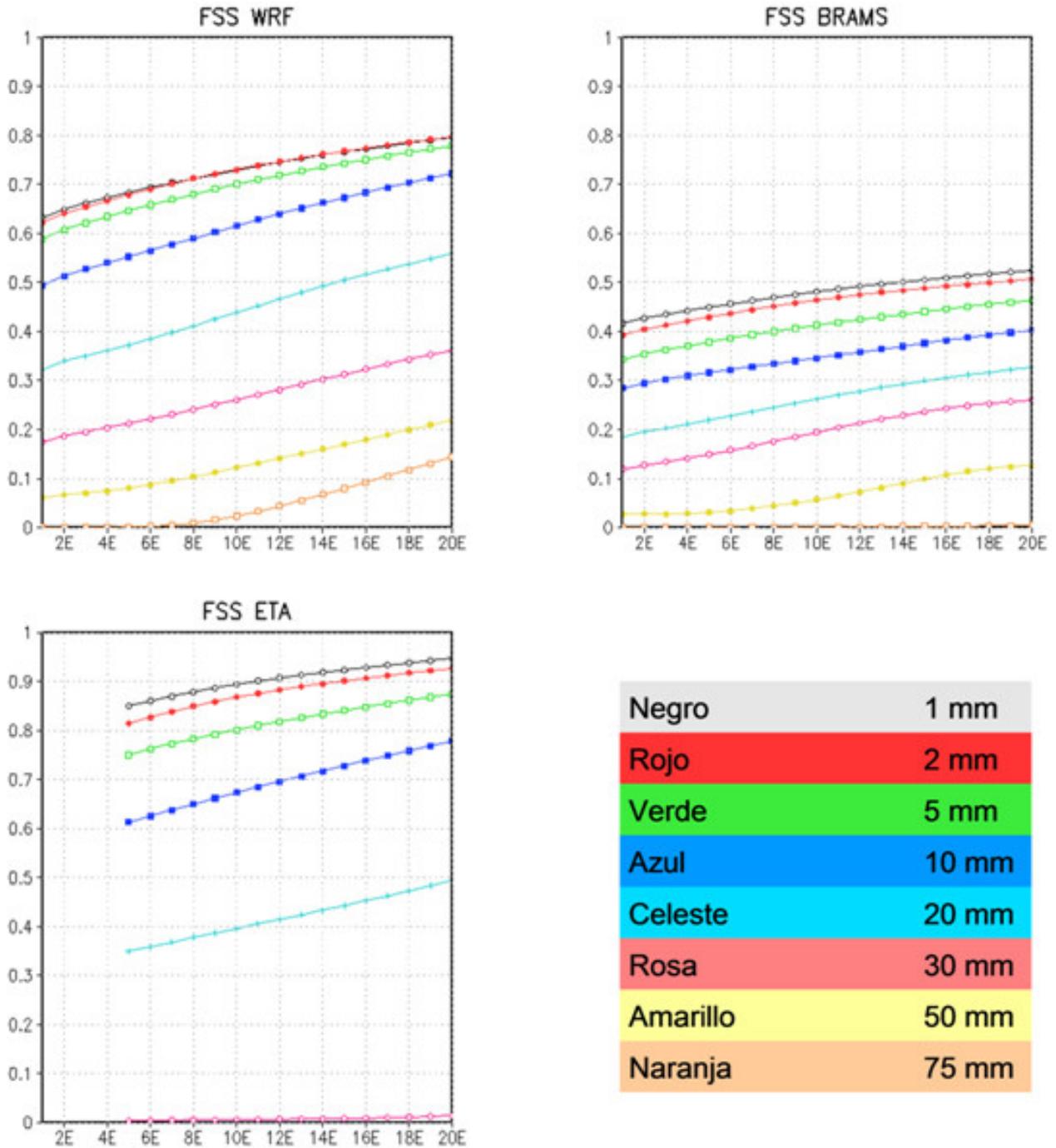


Figura 8: FSS en función del tamaño de la vecindad para diferentes umbrales, para los pronósticos de precipitación acumulada entre las 00 y 12 UTC del 02/12/2010, de los modelos WRF, BRAMS y ETA. En el eje inferior E=8 km de lado, por lo tanto 2E implica una vecindad de 16km x 16km, 4E implica una vecindad de 32km x 32km, etc.

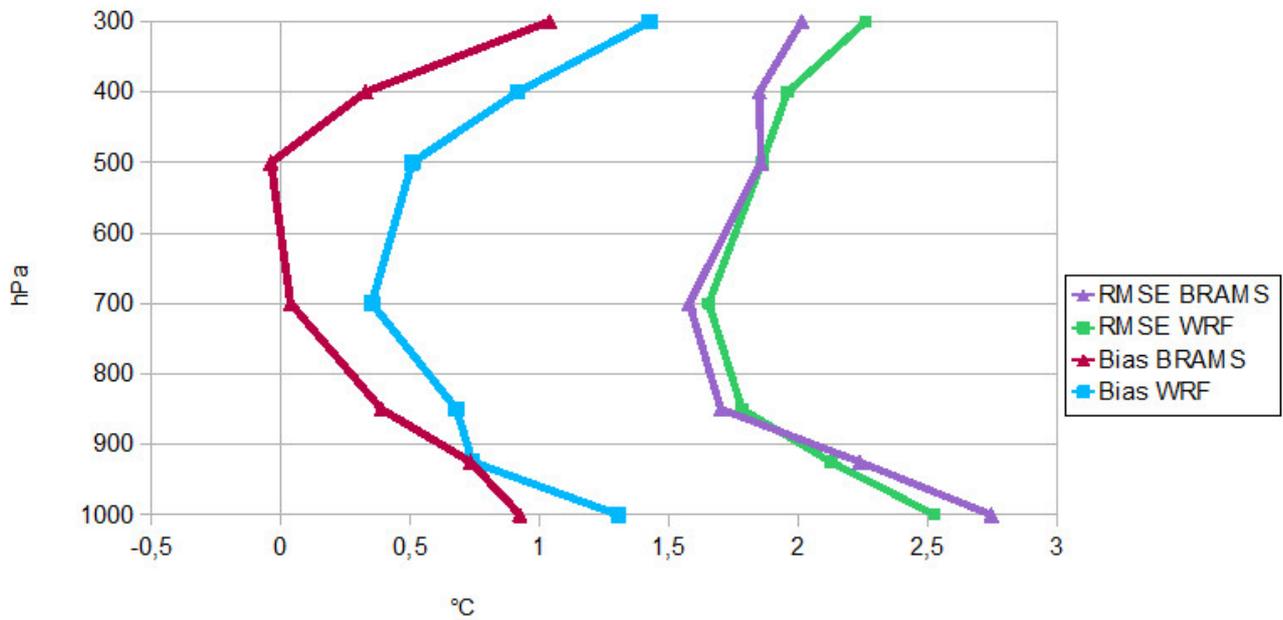


Figura 9: Perfil vertical del Bias y del RMSE de la temperatura, representativos del período completo, de los modelos WRF y BRAMS.

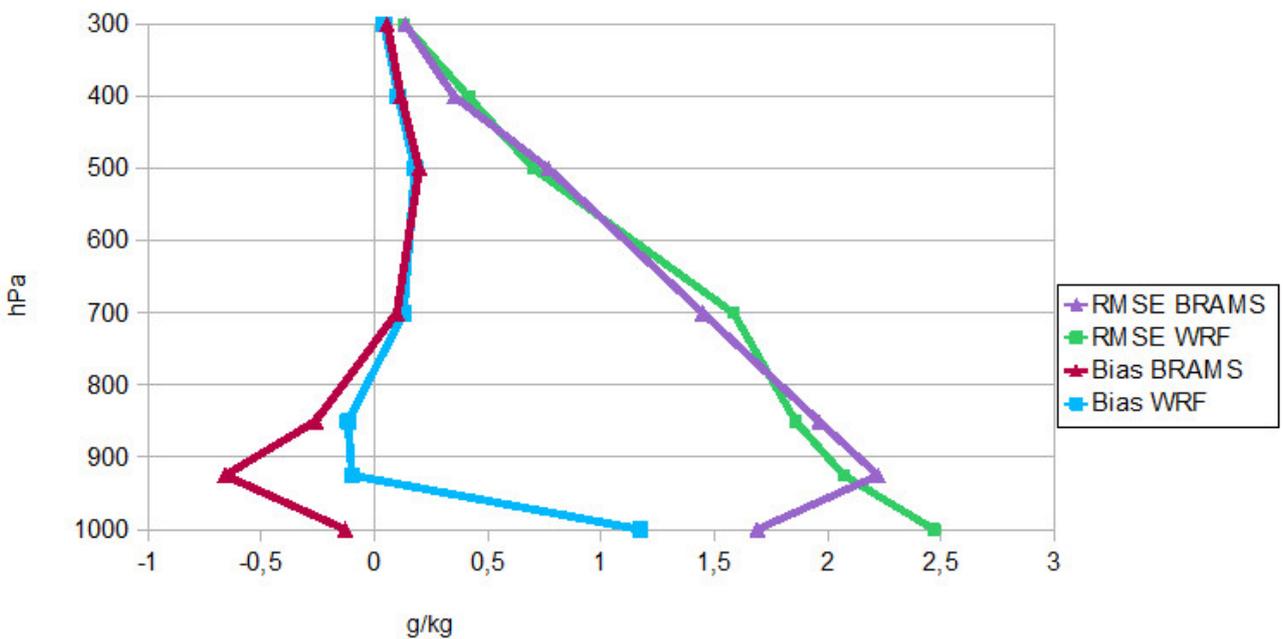


Figura 10: Perfil vertical del Bias y del RMSE de la relación de mezcla, representativos del período completo, de los modelos WRF y BRAMS.

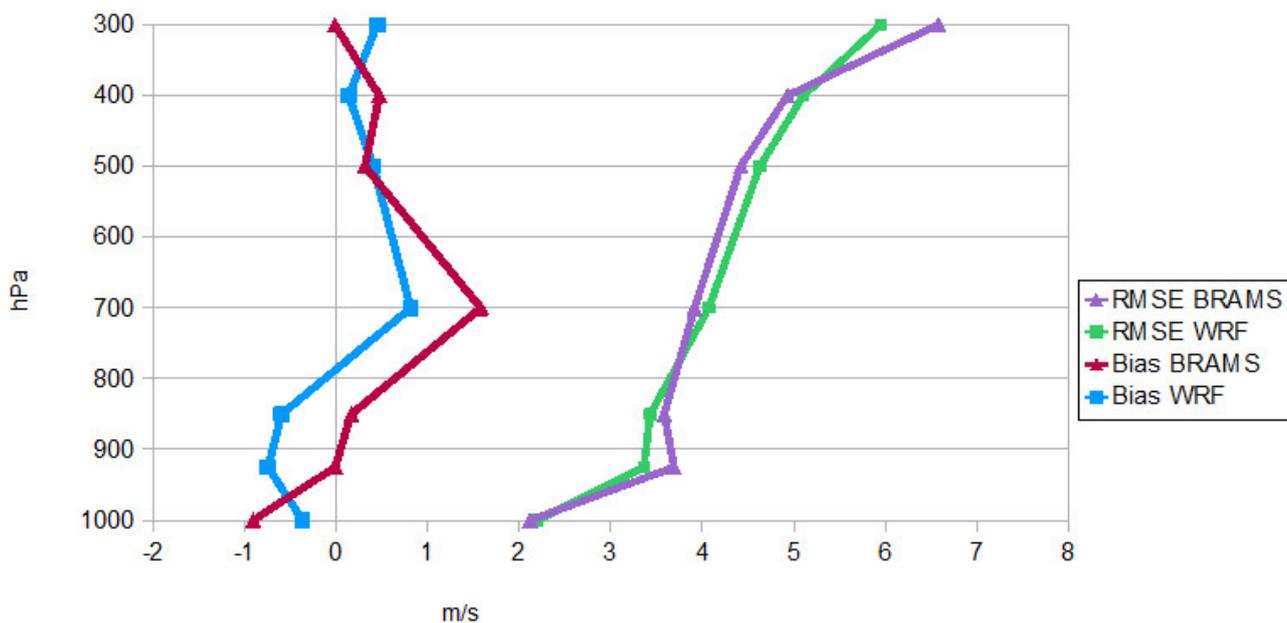


Figura 11: Perfil vertical del Bias y del RMSE de la componente zonal del viento, representativos del período completo, de los modelos WRF y BRAMS.

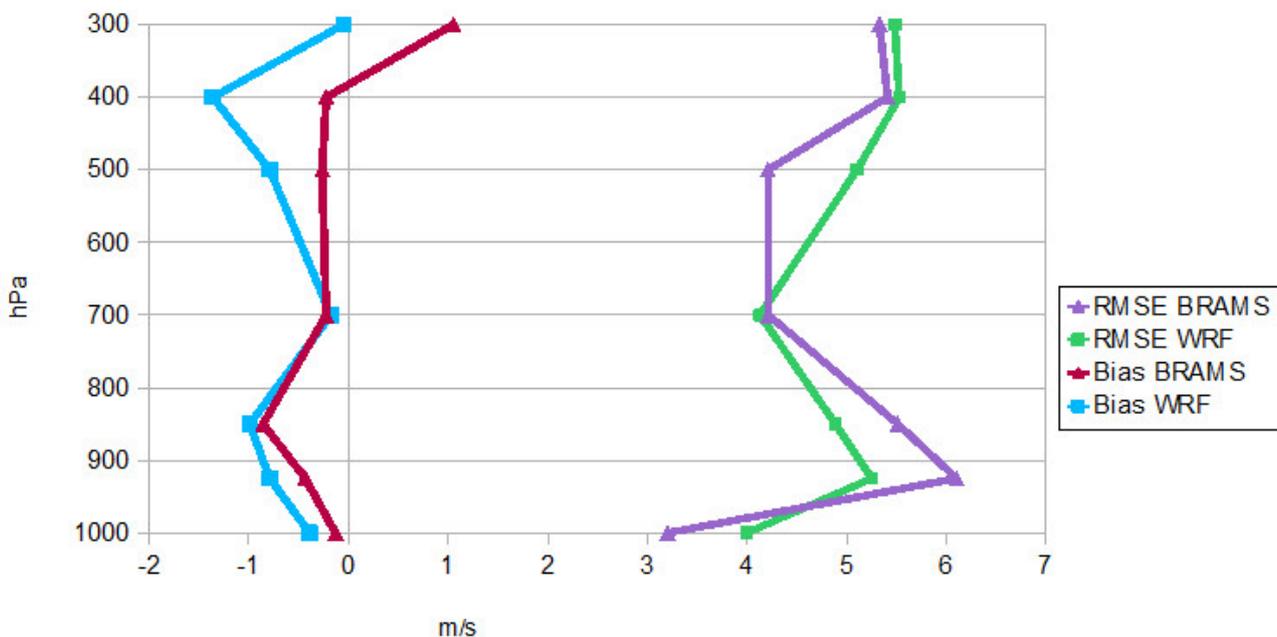


Figura 12: Perfil vertical del Bias y del RMSE de la componente meridional del viento, representativos del período completo, de los modelos WRF y BRAMS.

podría influir en el pronóstico de la iniciación de la convección. El desempeño del BRAMS en representar la estructura vertical termodinámica es levemente superior.

Respecto a la componente zonal del viento, el WRF presenta una subestimación de la misma en los 3 niveles inferiores, mientras que el BRAMS sólo en 1000 hPa (Figura 11). Este último posee un Bias nulo en 925 y 300 hPa, indicando un buen desempeño en estos niveles, y en el resto de la atmósfera sobrestima la intensidad del viento hasta por  $1,57 \text{ ms}^{-1}$  en 700 hPa. La sobrestimación del WRF alcanza los  $0,8 \text{ ms}^{-1}$  en ese nivel. El comportamiento del RMSE de ambos modelos es el mismo: crecimiento del estadístico con la altura, con poca variación de los valores entre ellos.

En la Figura 12 se muestran los resultados para la componente meridional del viento. Los valores negativos del Bias se mantienen en toda la vertical para el modelo WRF, alcanzando una subestimación de  $-1,36 \text{ ms}^{-1}$  en 400 hPa. La estructura del estadístico por debajo de los 700 hPa es similar para el BRAMS, aunque no así en los niveles superiores: en particular en 300 hPa éste muestra una sobrestimación de  $0,91 \text{ ms}^{-1}$ . El RMSE de ambos modelos se comporta de forma similar en la vertical, aunque los valores difieren y según el nivel, el BRAMS o el WRF es el que presenta un error total menor.

García Skabar y otros (2012) evalúan el desempeño del pronóstico del modelo BRAMS con una resolución de 20 km en la región centro y norte de Argentina, durante el período comprendido entre abril de 2006 y diciembre de 2008. En particular, analizan los pronósticos a 24, 48 y 72 horas del perfil vertical de la atmósfera en la estación Ezeiza. Respecto a la variable temperatura, también encuentran un mínimo Bias en 700 hPa, aunque en los niveles bajos el modelo presenta una subestimación. La estructura del perfil de Bias de la componente meridional del viento hallado por los autores es similar a la hallada en este trabajo, mientras que el de la componente zonal difiere por

debajo de los niveles medios. Respecto al RMSE, la estructura presentada por los autores es semejante a la presentada en este trabajo para las tres variables.

El desempeño satisfactorio de los modelos en la representación del perfil vertical en Ezeiza es alentador, ya que las variables termodinámicas son de utilidad en el cálculo de variados índices que pueden ser utilizados en el pronóstico de eventos convectivos. Sin embargo, sería necesario estudiar el uso de otras configuraciones para la representación de la capa límite y el suelo, dados los errores hallados en el desempeño del pronóstico de temperatura y relación de mezcla cerca de superficie de ambos modelos, pero particularmente del WRF.

#### 4. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se estudió el desempeño de los modelos de pronóstico WRF y BRAMS durante la temporada de verano 2010-2011, abarcando el dominio de la Provincia de Buenos Aires, utilizando anidados de alta resolución, usando como condición inicial y de borde el modelo ETA operativo en el SMN. En particular, se realizó la verificación estacional de la precipitación acumulada en 12 horas nocturnas y del perfil vertical termodinámico en la estación de Ezeiza.

El cálculo de los estadísticos tradicionales ETS, Bias, POD y FAR representativos de los tres meses para diferentes umbrales, mostraron un comportamiento en el pronóstico de precipitación similar al hallado por otros autores, en variados modelos de mesoescala. Comparativamente, el WRF mostró una mayor habilidad que el BRAMS en la resolución utilizada en todos los umbrales considerados.

Respecto al estadístico de verificación difusa FSS, se encontró que a medida que la vecindad se agranda éste aumenta, lo cual tiene sentido ya que se está disminuyendo la exigencia del estadístico; y que al aumentar el umbral, el FSS disminuye, lo que implica que los modelos

tienen mayor dificultad en ubicar las zonas de precipitación más intensa. En particular, a pesar de que el ETA presentó un mejor desempeño en representar el área de precipitación con los umbrales más pequeños, a partir de 30 o 40 mm falló en describir el evento, no sólo respecto al área de cobertura, sino también respecto a la ocurrencia; mientras que el WRF y BRAMS simulaban los eventos intensos.

Se puede concluir, entonces, que mediante el uso de modelos de mayor resolución se pueden representar máximos de precipitación en casos de precipitación intensa que no se logran detectar con el modelo de menor resolución. Aunque no sea preciso el pronóstico de la extensión y ubicación del área, los modelos de alta resolución dan un indicio de que un fenómeno de precipitación intensa se puede dar en la región de pronóstico, lo cual resulta de gran utilidad. Esto puede deberse a la mejor representación de la convección gracias no solo al menor espaciamiento entre los puntos de retícula, sino también a su resolución explícita combinada con los esquemas de microfísica utilizados.

Por otro lado, las variables del perfil vertical termodinámico verificadas a partir de las salidas de resolución de 2 km (BRAMS) y 2,66 km (WRF), mostraron un desempeño satisfactorio de los modelos en su representación, según los valores de Bias y RMSE hallados. En particular, el BRAMS presentó menos error que el WRF, pero ambos mostraron limitaciones en la representación de la capa límite. A pesar de que el análisis fue hecho sólo en una estación aerológica, debido a que era la única disponible en el dominio utilizado, da un indicio de que ambos modelos de alta resolución poseen habilidad para representar el perfil termodinámico de la atmósfera, a partir del cual se pueden calcular variados índices predictores de actividad convectiva. Sin embargo, sería necesario estudiar el uso de otras configuraciones para la representación de la capa límite y el suelo, dados los errores hallados en el desempeño del pronóstico de temperatura y relación de

mezcla cerca de la superficie en ambos modelos, pero particularmente en el WRF.

Finalmente, se destaca la necesidad de seguir avanzando en el estudio de diferentes casos y temporadas, ya que este es un análisis preliminar en la región basado en sólo una temporada cálida. Al mismo tiempo se resalta la problemática que representa en la región la falta de información en una resolución espacial y temporal acorde al problema de estudio. Asimismo se destaca la necesidad de avanzar en la calibración de las estimaciones de precipitación CMORPH en la región, utilizadas como referencia en la verificación de las precipitaciones pronosticadas por los modelos, y que actualmente representan la fuente de información con mayor capacidad de cobertura y resolución espacial disponible en el dominio estudiado.

Agradecimientos: A los Proyectos que financiaron la infraestructura computacional utilizada: UBACyT 2008-2010, X159; ANPCyT PICT 2007 N°00355; PICT 2008 N°1603; PIDDEF 47/10; UBACyT 2011-2014 GC 20020100100742; PIP 2010-2012 11220090100850. A la Dra. Estela Collini y a la Lic. Martina Suaya.

## REFERENCIAS

- Altinger de Schwarzkopf M. L., 1999. Tormentas severas y tornados: Estudio de los tornados en la República Argentina. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos.
- Ebert E.E., 2008. Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: a review and proposed framework. *Meteorol. Appl.* 15, 51-64. DOI: 10.1002/met.25
- Ebert E.E., McBride J.L., 2000. Verification of precipitation in weather systems: determination of systematic errors. *J. Of Hydrology*, 239, 179-202.
- García Skabar, Y., Vidal L., Salio

- P., Nicolini M., 2011. Experimental high-resolution forecast in a region of Argentina. Working group in Numerical Experimentation (WGNE) Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling (Blue book), 5, Pag 09-10. Online: [http://www.wmo.int/pages/about/sec/rescrosscut/resdept\\_wgne.html](http://www.wmo.int/pages/about/sec/rescrosscut/resdept_wgne.html)
- García Skabar, Y.; Salio, P. and Nicolini, M., 2012. Verificación de los pronósticos del modelo BRAMS centrado en la región subtropical de Sudamérica. *Rev. bras. meteorol.*, Vol. 27, n.3, pp. 291-306. ISSN 0102-7786.
- Grimit E.P. y Mass C.F., 2002. Initial results of a mesoscale short-range ensemble forecasting system over the Pacific Northwest. *Wea. And For.*, Vol 17, 192-205.
- Hamill, 1999. Hypothesis tests for evaluating numerical precipitation forecasts. *Wea. And For.*, 14, 155-167.
- Hobouchian M.P., P. Salio, D. Vila, Y. García Skabar, 2012. Validación de estimaciones de precipitación por satélite sobre Sudamérica utilizando una red de observaciones de alta resolución espacial. CONGREGMET XI, Mayo 2012, Mendoza, Argentina. Proceedings, 10 págs. <http://www.congregmet.prmarg.org/upload/hobouchianmariapaula1.pdf>
- Joyce R.J., Janowiak J.E., Arkin P.A., Xie P., 2004. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *J. Of Hydromet.*, Vol 5, 487-503.
- Kain J.S., Weiss S.J., Levit J.J., Baldwin M.E., 2006. Examination of convection-allowing configurations of the WRF model for the prediction of severe convective weather: the SPC/NSSL Spring Programme 2004. *Wea. And For.*, Vol 21, 167-181.
- Kain J.S., Weiss S.J., Bright D.R., Baldwin M.E., Levit J.J., Carbin G.W., Schwartz C.S., Weisman M.L., Droegemeier K.K., Weber D.B., Thomas K.W., 2008. Some practical considerations regarding horizontal resolution in the first generation of operational convection-allowing NWP. *Wea. And For.*, Vol 23, 931-952
- Lean H.W., Clark P.A., Dixon M., Roberts N.M., Fitch A., Forbes R., Halliwell C., 2008. Characteristics of high-resolution versions of the Met Office Unified Model for forecasting convection over the United Kingdom. *Mon. Wea. Rev.*, Vol 136, 3408-3424.
- Matsudo C.M. y Salio P.V., 2011. Severe weather reports and proximity to deep convection over Northern Argentina. *Atmos. Res.*, 100, 523-537
- Mittermaier M. y Roberts N., 2010. Intercomparison of spatial verification methods: identifying skillful spatial scales using the fractions skill score. *Wea. and For.*, Vol 25, 343 – 354. DOI: 10.1175/2009WAF2222260.1
- Narita M. y Ohmori S., 2007. Improving precipitation forecasts by the operational nonhydrostatic mesoscale model with the Kain-Fritsch convective parameterization and cloud microphysics. Japan Meteorological Agency. 12th Conference on Mesoscale Processes (American Meteorological Society). <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/126017.pdf>
- Roberts N.M. y Lean H.W., 2008. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Mon. Wea. Rev.*, Vol 136, 78-97.
- Ruiz J.J., 2009. Evaluación de diferentes metodologías para la calibración de las estimaciones de precipitación CMORPH sobre Sudamérica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.24, n.4, 473-488.
- Salio, P. y Nicolini M., 2005. Ciclo diario de la convección asociado a diferentes condiciones de corriente en chorro en capas bajas. IX Congreso Argentino de Meteorología, CONGREGMET IX, Nacional, 3 al 7 de octubre de 2005, Buenos Aires, Argentina, ISBN 987-22411-0-4, CD de la Conferencia, 10 pág
- Salio, P.V. y Nicolini, M., 2006. Seasonal characterization of the diurnal cycle of convection frequency over Southeastern South America under different low-level jet conditions. Proceedings of the 8th

- International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Foz do Iguacu, Brazil, April 24-28, 2006, p. 1157-1162.
- Salio, P., Nicolini, M. y Zipser E., 2007. Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and their relationship with the South American Low Level Jet. *Monthly Weather Review*, Vol. 135, 4, 1290-1309
- Segawa T., Honda Y., 2007. The verification of high-resolution precipitation forecasts of the operational JMA mesoscale model. JWGV Workshop, n° 16, 31 January- 2 February 2007.
- Stappeler J., Doms G., Schattler U., Bitzer H.W., Gassmann A., Damrath U., 2003. Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteor. Atmos. Phys.*, 82, 75-96
- Suaya, M., 2004. Primera evaluación objetiva de los pronósticos operativos de los modelos ETA-SMN y GFS-NCEP durante el año 2003. Tesis de Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.
- Schwartz, C.S., J. S. Kain, S.J. Weiss, M. Xue, D.R. Bright, F. Kong, K.W. Thomas, J.J. Levit, y M. C. Coniglio, 2009. Next-Day Convection-Allowing WRF Model Guidance: A Second Look at 2-km versus 4-km Grid Spacing. *Monthly Weather Review*, Vol. 137, 3351-3372.
- Velasco I. y Frisch J.M., 1987. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. *J. of Geo. Res.*, Vol 92, no D8, 9591-9613.
- Weisman M.L., Davis C., Wang W. Manning K.W., Klemp J.B., 2008. Experiences with 0-36-h explicit convective forecasts with the WRF-ARW model. *Wea. And For.*, Vol 23, 407-437
- Wernli H., Paulat M., Hagen M., Frei C., 2008. SAL: A novel quality measure for the verification of quantitative precipitation forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, Vol 136, 4470 – 4487, doi: 10.1175/2008MWR2415.1
- Xue M., Kong F., Thomas K.W., Wang Y., Brewster K., Gao J., Wang X., Weiss S., Clark A., Kain J., Coniglio M., Du J., Jensen T., Kuo Y.-H., 2010. CAPS realtime storm-scale ensemble and convection-resolving high-resolution forecasts for the NOAA Hazardous Weather Testbed 2010 Spring Experiment. Extended abstract, 25th Conference on Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., Denver, Colorado, October 11-14.
- Yates E., Anquetin S., Ducrocq V., Creutin J.-D., Ricard D., Chancibault K., 2006. Point and areal validation of forecast precipitation fields. *Meteorol. Appl.*, 13, 1-20. doi:10.1017/S1350482705001921.
- Zhang F., Snyder C., Rotunno R., 2003. Effects of moist convection on mesoscale predictability. *J. Atmos. Sci.*, 60, 1173-1185. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060<1173:EOMCOM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<1173:EOMCOM>2.0.CO;2)
- Zipser E.J., Cecil D.J., Liu C., Nesbitt S.W., Yorty D.P., 2006. Where are the most intense thunderstorms on Earth? *Bull. Of the Am. Met. Soc.*, 1057-1071.