

# **EVALUACIÓN DE DIFERENTES ESTRATEGIAS PARA LA GENERACIÓN DE SISTEMAS DE PREDICCIÓN POR CONJUNTOS REGIONALES DE ESCALA CONVECTIVA EN UN CASO DE PRECIPITACIÓN INTENSA**

**Cynthia Matsudo<sup>1</sup>, Yanina García Skabar<sup>1,2</sup> y Juan José Ruiz<sup>3,4</sup>**

<sup>1</sup> **Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires, Argentina.**

<sup>2</sup> **CONICET, Buenos Aires, Argentina.**

<sup>3</sup> **Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN, UBA.**

<sup>4</sup> **Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, CONICET/FCEN-UBA.**

**Autor correspondiente: Cynthia Matsudo, [matsudo@smn.gov.ar](mailto:matsudo@smn.gov.ar)**

## **RESUMEN**

El pronóstico por conjuntos constituye una metodología consolidada para incorporar la incertidumbre asociada a los pronósticos en diversas escalas espaciales y temporales. En particular, en la mesoescala, no es claro aún cuáles son las técnicas más efectivas para representar la incertidumbre asociada a las condiciones iniciales y a los errores de modelo. En este trabajo se evalúan tres alternativas diferentes para la generación de pronósticos por conjuntos en alta resolución, y se realiza una comparación con un sistema de predicción por conjuntos global de baja resolución. Cada conjunto se construyó con 20 miembros utilizando el modelo WRF-ARW y 4 km de resolución horizontal sobre un dominio que abarca el centro noreste de Argentina. Se explora el desempeño de los conjuntos para un caso de estudio de precipitación intensa entre el 22 y 24 de diciembre de 2015. Los resultados se centran en el análisis del desempeño del pronóstico de precipitación y muestran que los conjuntos en alta

## **Artículo en edición**

resolución tienen mejor desempeño que el sistema global de menor resolución tanto en términos de la precisión del pronóstico como en términos de la cuantificación de su incertidumbre. En este trabajo, los conjuntos donde solo se perturban las condiciones iniciales y de borde tienden a mostrar una menor dispersión que aquellos en donde se combinan diferentes parametrizaciones de los procesos de escala sub-reticular para la representación de los errores de modelo. Estos últimos presentan además un menor sesgo para umbrales mayores a 10 mm. Asimismo, aumentar la resolución de las condiciones iniciales y de borde de la media del ensamble aumenta levemente la dispersión y mejora la representación espacial de los patrones de precipitación para todos los umbrales considerados.

**Palabras clave:** Conjunto, alta resolución, precipitación.

## **EVALUATION OF DIFFERENT STRATEGIES TO GENERATE REGIONAL HIGH-RESOLUTION ENSEMBLES IN AN INTENSE PRECIPITATION CASE**

### **ABSTRACT**

Ensemble forecasting is an established methodology for incorporating forecast uncertainty at various spatial and temporal scales. In particular, at mesoscale, it is not yet clear which are the most effective techniques to represent the uncertainty associated with initial conditions and model errors. In this paper, three different alternatives for generating ensemble forecasts at high resolution are evaluated and a comparison is made with a global ensemble at low resolution. Each ensemble was built using 20 members using the WRF-ARW model with a 4-km horizontal resolution over a domain covering central northeastern Argentina. The performance of the ensembles is explored for a case study of intense precipitation between 22 and 24 December 2015. Results are focused on the analysis of precipitation forecast

## Artículo en edición

performance and show that high resolution ensembles perform better than a low resolution global ensemble both in terms of forecast accuracy and quantification of uncertainty. While the regional ensembles tend to be, in general, poorly dispersive, the multiphysics ensembles show higher spread and lower bias for thresholds greater than 10 mm. Also, the incorporation of perturbations at the initial and boundary conditions slightly increases the spread and improves the spatial representation of precipitation patterns for all the thresholds considered.

**Key Words:** Ensemble, high-resolution, precipitation.

### 1) INTRODUCCIÓN

En los últimos años se ha ganado valiosa experiencia en el desarrollo de numerosos sistemas de pronóstico por conjunto (SPCs; EPSs, por sus siglas en inglés). Los centros de pronóstico mundiales han logrado establecer sus propios sistemas en forma operativa. En este sentido, por ejemplo, el National Centers for Environmental Prediction (NCEP) de Estados Unidos corre el Ensemble Global Forecasting System (GEFS; Guan y otros, 2015) mientras que en Europa, el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) cuenta con otro sistema operativo (Molteni y otros, 1996) proveyendo pronósticos probabilísticos a nivel mundial. Muchos de estos sistemas están basados en modelos numéricos globales en donde la convección se parametriza, por lo que la precipitación intensa localizada es con frecuencia pobremente representada. Las parametrizaciones de la convección no logran representar adecuadamente fenómenos de mesoescala que conducen a la iniciación de la convección o aquellos que afectan a la organización y propagación de los sistemas precipitantes (Clark y otros, 2007; Weisman y otros, 2008; Kain y otros, 2008). En particular, en situaciones de forzante sinóptico débil, el pronóstico de los sistemas convectivos de mesoescala (MCS, por sus siglas en inglés) constituye un desafío en especial para los modelos con convección parametrizada (Clark y otros, 2007; Liu y otros, 2006).

Muchos países han expandido gradualmente su experiencia en los desarrollos y usos de los

## Artículo en edición

EPSs globales de largo-mediano plazo hacia las escalas convectivas que representan la convección profunda y que puedan reproducir eventos de tiempo severo. Asimismo, el aumento de los recursos computacionales ha permitido que los modelos numéricos del tiempo (NWP, por sus siglas en inglés) se ejecuten con mayores resoluciones. Los modelos numéricos con retículas lo suficientemente finas como para resolver la convección en forma explícita, cuentan con resoluciones horizontales que rondan los 4 km y han demostrado producir mejores pronósticos de precipitación que aquellos que parametrizan la convección húmeda profunda (Lean y otros, 2008; Schwartz y otros, 2009; Clark y otros, 2010). Numerosos estudios demuestran que los conjuntos con convección explícita resultan una herramienta útil y muestran mejor desempeño que los que tienen menor resolución horizontal en situaciones donde se produce convección húmeda profunda (por ejemplo, Kain y otros, 2013, Schwartz y otros, 2010 entre otros).

Los sistemas de pronóstico por conjunto en la escala de las tormentas (SSEF por sus siglas en inglés) han demostrado especial valor en la predicción de eventos de alto impacto dado que proveen información acerca de la incertidumbre del pronóstico (ej., Xue y otros, 2007, 2009; Schumacher y otros, 2013; Schumacher y Clark, 2014; Clark y otros., 2009; Jirak y otros, 2018).

En situaciones de convección profunda, la incertidumbre en los pronósticos suele ser alta. Esto se debe especialmente al rápido crecimiento de los errores asociado a la inestabilidad convectiva y a la no linealidad en la evolución de dichos errores (Hohenegger y Schär C., 2007; Zhang y otros, 2003; Clark y otros, 2010). Las fuentes de dicha incertidumbre responden mayormente a errores en las condiciones iniciales y de borde (CI y CB, respectivamente) y a los errores en el propio modelo de pronóstico. Las estrategias de generación de pronósticos por conjunto en esta escala apuntan a capturar de la manera más eficiente posible estas fuentes de incertidumbre.

Se han explorado diferentes estrategias en el diseño de conjuntos para la escala convectiva. Algunos de ellos utilizan métodos de asimilación de datos (DA) basados en conjuntos para

## Artículo en edición

perturbar las CIs (Raynaud y Bouttier, 2016; Schumacher y Clark, 2014; Schwartz y otros, 2015; Schwartz y otros 2014). Otros se basan en una generalización del método de los vectores criados para su uso en mesoescala (e.g. Hermoso y otros, 2020; Zeng y otros, 2021), o en una generalización no-lineal del método de los vectores singulares (e.g. Xu y otros, 2022; Li y otros, 2008). Hohenegger y otros (2008); Vié y otros (2011), resaltan la importancia de considerar también la incertidumbre en las CBs. En particular Barthlott y Kalthoff (2011) y Lavaysse y otros (2013) exploran el impacto de perturbar las condiciones de borde inferior. No obstante, estos trabajos en general muestran que la perturbación de las CIs y CBs por si sola es insuficiente para cuantificar la incertidumbre de los pronósticos en escala convectiva (Frogner y otros, 2019). Por ese motivo, se diseñan estrategias para considerar también la incertidumbre asociada a la imperfección del modelo numérico. Esto puede lograrse, por ejemplo, a través de la perturbación de parámetros clave en la parametrización de procesos de escala subreticular (ej. microfísica, capa límite planetaria) (Gebhardt y otros, 2011; Baker y otros, 2014). Alternativamente, otros autores mostraron el potencial de utilizar parametrizaciones estocásticas que permitan representar la incertidumbre asociada a las tendencias que producen los procesos de escala subreticular sobre la escala resuelta (e. g., Bouttier y otros, 2012; Romine y otros, 2014; Berner y otros, 2015). Por otra parte, una estrategia complementaria para la representación de los errores de modelo es la construcción de un conjunto con miembros que utilizan diferentes esquemas para representar el impacto de las escalas no resueltas (Frogner y otros, 2022; Hacker y otros, 2011b; Berner y otros, 2011, 2015, entre otros) o diferentes formas de integrar numéricamente el sistema de ecuaciones (ej. Schumacher y otros, 2013).

A nivel regional, algunos estudios han avanzado en el análisis de diseños de conjuntos regionales en la parte sur de América del Sur utilizando el modelo Advanced Research Weather Research and Forecasting model (ARW-WRF; Skamarock y otros, 2019). Ruiz y Saulo (2012), Ruiz y otros (2012), Saucedo y otros (2016, 2014), Dillon y otros (2016, 2019, 2021) realizaron estudios preliminares en donde mostraron la potencial ventaja de utilizar un conjunto multifísico combinado con métodos de perturbación de las CIs y CBs para la

## Artículo en edición

representación de la incertidumbre en el pronóstico de precipitación a corto plazo. Estos trabajos utilizaron modelos en relativamente baja resolución donde los procesos convectivos son parametrizados.

Más recientemente, se han logrado otros avances en el desarrollo de sistemas de predicción por conjuntos con resoluciones que permiten la convección resuelta en forma explícita y cuentan con sistemas de DA regionales que utilizan datos convencionales, de satélite y de radar (Maldonado y otros, 2020). Estos resultados, junto con el incremento en las capacidades computacionales locales, condujeron a la implementación operacional de un sistema de pronóstico por conjuntos en escala convectiva (4 km de resolución horizontal) en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) construido a partir de perturbaciones en las CIs y CBs y en el uso de un esquema multifísica para representar los errores de modelo (Dillon y otros, 2020). Este sistema provee pronósticos a 48 horas inicializados 4 veces al día y cuenta con 20 miembros. No obstante, los avances registrados en las últimas décadas a nivel regional son pocos los estudios que evalúan el desempeño de los pronósticos a escala convectiva sobre la región (Dillon et al. 2008, Matsudo et al. 2015). Asimismo, no hay estudios previos que investiguen el impacto de las diferentes fuentes de incertidumbre en el contexto de las situaciones sinópticas que típicamente conducen a eventos de alto impacto social sobre nuestra región.

El objetivo de este trabajo es evaluar el desempeño de diferentes estrategias para la generación de SPCs en alta resolución en términos de la calidad de pronósticos de precipitación y la cuantificación de su incertidumbre sobre una región del centro noreste de Argentina. Se comparan tres estrategias: una en donde se perturban únicamente las CIs y CBs, otra donde se agrega el uso de un SPC multifísico a la perturbación de las condiciones iniciales y de borde y finalmente una en donde se incrementa la resolución de las condiciones iniciales y de borde. Complementariamente, se comparan los resultados frente a los pronósticos en baja resolución provenientes de un SPC global. La evaluación se llevó a cabo para un caso de estudio ocurrido entre el 22 y el 24 de diciembre de 2015, cuando un sistema convectivo produjo eventos de precipitación intensa localizada sobre la cuenca del Plata. En

## **Artículo en edición**

la Sección 2 se describe el caso de estudio, los datos y metodología aplicada. En la Sección 3 se analizan los resultados del desempeño de los 3 conjuntos construidos y la comparación con el SPC global. Finalmente, en la Sección 4 se presentan las conclusiones.

## **2) DATOS Y METODOLOGÍA**

El sudeste de Sudamérica es una de las regiones con mayor actividad convectiva del mundo, donde el entorno sinóptico favorece el desarrollo de convección profunda asociada a grandes MCSs (Salio y otros, 2007;). Además, Argentina es uno de los lugares del mundo con los sistemas de precipitación más profundos (Liu y Zipser, 2015). En particular, para este trabajo se analiza un MCS que se produjo en el noreste de Argentina entre el 22 y el 24 de diciembre de 2015. Este MCS también produjo fuertes lluvias (más de 100 mm en 24 horas) sobre áreas pobladas como las ciudades de Formosa y Concordia y provocó varios eventos localizados severos y extensos daños por inundaciones en la cuenca baja del Plata, provocando más de 20 mil personas evacuadas.

### **2.1) DESCRIPCIÓN DEL CASO DE ESTUDIO**

La caracterización del entorno sinóptico de este caso de estudio se realizó con los análisis generados por el Global Data Assimilation System (GDAS, <https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=gov.noaa.ncdc:C00379/>) desarrollado por el National Centers for Environmental Prediction (NCEP) de resolución 0.25° y disponibles cada 6 horas.

El patrón de circulación sinóptica previo al inicio de la convección (12Z del 22 de diciembre, Figura 1), se caracterizó por la presencia de una vaguada de nivel medio ubicada sobre el Océano Pacífico junto con un frente frío de superficie ubicado en el centro de Argentina. La combinación de una masa de aire muy inestable con valores de CAPE de superficie entre 2000 y 3000 J/kg y la advección de aire cálido y húmedo en niveles bajos asociado a un jet de capas bajas (Salio y otros, 2007) sobre el centro y noreste de Argentina favorecieron el desarrollo de nubosidad y convección organizada en un área amplia a partir del 21 de

## Artículo en edición

diciembre. Sobre el centro de Argentina el flujo del norte experimenta una desaceleración significativa asociada a una fuerte convergencia de humedad en niveles bajos que contribuye a la inestabilización de la masa de aire.

Tal como muestra la secuencia de imágenes satelitales de la Figura 2, para las horas de la tarde del 22 de diciembre se ve que la convección está organizada en diversos sistemas convectivos ubicados sobre el litoral, Uruguay y sur de Brasil y asociados al avance de la zona baroclínica que se extiende sobre el centro de Argentina con orientación NO-SE. Para la tarde del 23 los mayores desarrollos convectivos se encuentran sobre el sur de Brasil, mientras que la convección sobre el centro de Argentina es más desorganizada. Durante la tarde del día 23 se observa la iniciación de la convección sobre la cordillera en Salta y Jujuy, y sobre el sur de Santa Fe y Entre Ríos. El desplazamiento hacia el norte del frente frío favoreció durante la noche del día 23 y madrugada del día 24 la intensificación de la convección y su organización en sistemas convectivos de gran extensión, tal como se observa en la imagen satelital.

### 2.2) DATOS DE PRECIPITACIÓN

En este trabajo se utilizaron mediciones indirectas como las estimaciones satelitales provenientes de la Global Precipitation Measurement Mission (GPM, Huffman y otros, 2014) elaboradas por la National Aeronautics and Space Administration (NASA, por sus siglas en inglés) y la Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA, por sus siglas en inglés). En este trabajo se utiliza el producto IMERG Final Run (en adelante IMERG FR, Huffman y otros, 2015) debido a su mejor desempeño respecto de otras versiones del algoritmo (Sungmin y otros, 2017). Este algoritmo genera estimaciones de precipitación en una retícula de resolución espacial de  $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$  y resolución temporal de 30 minutos, combinando datos infrarrojos y microondas pasivas calibrados por las mediciones mensuales del Global Precipitation Climatology Centre (GPCC, por sus siglas en inglés; Schneider y otros, 2008) con una cobertura casi global ( $60^{\circ}$  N-S). Estas estimaciones satelitales brindan una cobertura espacial y una frecuencia temporal que actualmente no puede ser obtenida a partir de los



## Artículo en edición

datos de superficie dada la baja densidad de estaciones pluviométricas oficiales en la región de estudio.

Estudios previos en Sudamérica mostraron que el desempeño de estimaciones de precipitación como el algoritmo TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA) 3B42-V7 proporciona una representación aceptable de la precipitación en nuestra región (Hobouchian y otros, 2017; Salio y otros, 2014; Demaria y otros, 2011). Siguiendo dichas evidencias y dado que la misión GPM se basó en ese legado, el producto IMERG FR resulta un conjunto de datos de verificación adecuado en cuanto a la resolución espacial y temporal para usar frente a los pronósticos de lluvia de 4 km.

La verificación objetiva se realizó sobre la región donde se ha observado la precipitación más intensa entre 18Z del 22 a las 12Z del 24 de diciembre (Figura 3) con máximos sobre Corrientes y el sur de Brasil que superaron los 200 mm en todo el periodo de estudio.

### **2.3) CONFIGURACIÓN DEL MODELO Y DISEÑO EXPERIMENTAL**

En este trabajo se utilizaron pronósticos en alta resolución generados con el modelo Advanced Research Weather Research and Forecasting (WRF) en su versión con núcleo dinámico Advanced Research (ARW) versión 3.7 desarrollado por NCAR (Skamarock y otros, 2008). Gran parte del desarrollo, incluyendo el núcleo dinámico y las parametrizaciones físicas fue realizado de manera colaborativa entre diversas instituciones alrededor del mundo. El código del modelo está abierto a la comunidad y ha sido optimizado de manera que puede ser ejecutado en supercomputadoras. El modelo es muy versátil, y puede usarse en una gran diversidad de aplicaciones, simulaciones ideales o reales y ha sido utilizado ampliamente para modelar fenómenos meteorológicos y climáticos tanto con fines operacionales como de investigación. El WRF-ARW es un modelo de mesoescala de última generación compresible, no hidrostático, que utiliza una coordenada vertical que sigue el terreno y cuenta con una gran diversidad de esquemas para representar los procesos de escala no resuelta tales como la convección húmeda chata y profunda, la turbulencia de pequeña escala, la radiación y los procesos microfísicos entre otros. En particular, para este estudio,

## Artículo en edición

se utilizaron las siguientes parametrizaciones físicas: modelo de suelo Noah (Chen y Dudhia, 2001), esquema de radiación de onda larga del Modelo de Transferencia Radiativa Rápida (RRTM) (Mlawer y otros, 1997) y esquema de radiación de onda corta Dudhia (Dudhia, 1989). Las parametrizaciones de capa límite planetaria y procesos microfísicos fueron variando en cada experimento tal como se indica en la siguiente sección.

En este trabajo se generaron pronósticos inicializados a las 12 Z del día 22 de diciembre de 2015, con una longitud de 48 horas y una resolución horizontal de 4 km y 38 niveles verticales sigma-p con el tope del modelo en 50 hPa. En todos los casos la convección se resuelve de manera explícita, es decir sin usar un esquema para representar el efecto de la convección húmeda. Trabajos anteriores mostraron que la resolución horizontal de 4 km resulta ser suficiente para resolver una parte importante de la dinámica asociada a los sistemas convectivos (ej. Kain y otros, 2008; Clark y otros, 2012). El dominio seleccionado cubre el Sudeste de Sudamérica con una retícula de 419 x 499 puntos (Figura 4) utilizando una proyección Conforme de Lambert.

Las CIs y CBs fueron proporcionadas por los análisis y pronósticos del SPC del GFS (GEFS) conformado por 20 miembros cuyas salidas son almacenadas y disponibilizadas con una resolución horizontal de 1° y 27 niveles verticales y una frecuencia temporal de 6 horas.

En este trabajo se realizaron 3 conjuntos, cada uno con 20 miembros utilizando 3 estrategias diferentes para representar la incertidumbre asociada a las condiciones iniciales y de borde y a los errores de modelo. El primer conjunto, denominado "**ens.cntl**", utiliza el GEFS para generar perturbaciones de las CIs y CBs. Todos los miembros de este conjunto utilizan los mismos esquemas para la representación de los procesos de escala no resuelta. Los procesos microfísicos se representan utilizando un esquema de 6 clases y de un solo momento (WSM6, Hong y Lim, 2006). Los procesos de capa límite planetaria (CLP) fueron representados mediante el esquema no local de la Universidad de Yonsei (YSU, Hong y otros, 2006).

Los otros dos conjuntos (denominados "ens.multi" y "ens.pert") se generaron utilizando un enfoque multifísico que busca representar la incertidumbre asociada a los errores de modelo.

## Artículo en edición

El enfoque multifísico consiste en utilizar diferentes combinaciones de esquemas de parametrización para representar los procesos de escala no resuelta en los diferentes miembros que componen el conjunto. En este trabajo se combinaron 2 esquemas para representar los procesos de la CLP y 4 esquemas de doble momento para representar los procesos microfísicos. Se ha demostrado que el uso de esquemas de doble momento mejora las características de las nubes simuladas (por ejemplo, Milbrandt y Yau, 2005a). Las combinaciones utilizadas se muestran en la Tabla I, más detalles sobre las parametrizaciones físicas se pueden encontrar en el manual del usuario del modelo ([https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/wrf\\_files/wrfv3.7/wrf\\_model.html](https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/wrf_files/wrfv3.7/wrf_model.html)). Los conjuntos “ens.multi” y “ens.pert” difieren en el tratamiento de las condiciones iniciales y de borde. El conjunto **“ens.multi”** utilizó como CI/CBs los miembros del GEFS en su resolución original de 1° (es decir las mismas condiciones iniciales y de borde utilizadas por el conjunto “ens.cnt1”). En el conjunto **“ens.pert”** las condiciones iniciales y de borde fueron obtenidas de la siguiente manera. Las perturbaciones del GEFS (es decir, las diferencias entre el estado pronosticado por cada miembro del conjunto y la media del conjunto) con una resolución de 1° fueron centradas alrededor del pronóstico determinístico del GFS disponible con una resolución horizontal de 0,25°. Este procedimiento permite incrementar la resolución espacial de la media del ensamble, aun cuando las perturbaciones mantienen una resolución menor. La implementación se realizó utilizando los módulos de preprocesamiento del modelo WRF en donde esta suma de perturbaciones se realiza en una retícula común acorde a la resolución definida para el modelo. Un aspecto importante a tener en cuenta es el posible impacto que este procedimiento pueda tener sobre el balance de la condición inicial. En este trabajo comprobamos que los pronósticos generados de esta manera no mostraban signos asociados a una condición inicial desbalanceada. Esto puede explicarse en parte porque las perturbaciones que se suman al pronóstico de alta resolución están aproximadamente en balance para las escalas representadas en las mismas. De esta manera, se generó en forma poco costosa un “conjunto híbrido” para obtener las condiciones iniciales y de borde en una resolución de 0.25° (Du y otros, 2018).

## Artículo en edición

Para el cálculo de los estadísticos, los pronósticos fueron interpolados en forma bilineal a la retícula indicada en la Figura 4 con una resolución de  $0.1^\circ$  coincidente con la resolución del IMERG FR. Este dominio fue elegido ya que es la región donde se observan las precipitaciones más intensas asociadas a este evento. Todos los conjuntos son inicializados a partir de análisis globales de menor resolución y que no contienen información acerca de la distribución de los condensados. Esto implica que las circulaciones de menor escala y los procesos de formación de nubosidad están subrepresentados en las primeras horas de las simulaciones. Por tal motivo, la verificación se realizó durante el período de 6 a 48 hs de pronóstico, excluyendo las primeras 6 h de cada pronóstico. Las medidas estadísticas e índices de verificación utilizados se detallan en el anexo A.

### 3) RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### 3.1) SENSIBILIDAD A LA CONFIGURACIÓN DE LOS CONJUNTOS

Analizando la distribución espacial del campo de precipitación medio del conjunto, se puede ver que los 3 conjuntos capturaron bien la ubicación de las precipitaciones más extremas (superiores a 125 mm, Figuras 5, a,b,c). No obstante, la media del conjunto subestima los valores más extremos respecto de la precipitación observada que se muestra en la Figura 3. La incorporación de multifísica incrementa la dispersión del conjunto (**ens.multi** y **ens.pert**) aunque los máximos pronosticados se encuentran desplazados hacia el sur respecto de los máximos observados.

La evolución temporal de la precipitación media areal dentro del periodo de verificación, se puede ver en la Figura 6. La precipitación media estimada y simulada tienen un marcado ciclo diurno con máximos en horas de la madrugada, alrededor de las 04Z del 23 y del 24 de diciembre, en concordancia con el horario de los máximos desarrollos convectivos que se dan en nuestra región (Salio y otros, 2007). Los tres conjuntos de alta resolución logran capturar el ciclo diario, aunque adelantan aproximadamente unas 4 horas el mínimo que se registra entre las 30 y 36 horas de plazo (18Z del 23 y las 00Z del 24 de diciembre) y el valor del mínimo queda sobreestimado, en menor medida por el **ens.pert**. Por otra parte, la

## Artículo en edición

precipitación simulada tiende a subestimar la intensidad de los máximos que ocurren en horas de la madrugada, aunque logran capturar el momento de ocurrencia de los mismos. Este comportamiento indica que las simulaciones subestiman la amplitud del ciclo diurno de la precipitación en este evento.

La Tabla II resume los valores de BIAS, RMSE, MAE y correlación de Pearson considerando todo el periodo de verificación para los valores de precipitación acumulada en 6 h. Se puede ver que los conjuntos multifísicos muestran menores errores y una menor subestimación que el **ens.cntl** así como un mejor ajuste lineal con las observaciones. En particular, el **ens.pert** tiene un mejor desempeño que el **ens.multi**.

La figura 7 muestra las distribuciones de frecuencia de la precipitación acumulada en 6 h para los 3 conjuntos computados con todos los miembros del conjunto. Se consideraron 50 intervalos de clase, los datos fueron normalizados por lo que el área bajo cada curva de datos suma 1. El **ens.pert** es el que muestra mejor ajuste a las observaciones, mientras que **ens.cntl** y **ens.multi** muestran una mayor frecuencia de eventos para los valores entre 25 y 100 mm lo que manifiesta una sobreestimación del área abarcada por ese rango de precipitación.

En la figura 8 se muestra el FSS para el **ens.cntl** y los valores de la diferencia del **ens.multi** y **ens.pert** respecto del **ens.cntl** calculados a partir de las probabilidades pronosticadas para distintos umbrales y áreas. El desempeño general del **ens.cntl** muestra mejores resultados para las escalas grandes y umbrales más pequeños. Este comportamiento es habitual con este tipo de índices de verificación (e.g. Mittermaier y otros, 2013; Roberts y Lean, 2008) En comparación, el **ens.multi** muestra una mejora para los umbrales hasta 10 mm para todas las escalas y el **ens.pert** mejora el desempeño para todos los umbrales respecto del **ens.multi**. Esto puede deberse a la inclusión de perturbaciones de menor escala en las CBs y la combinación de parametrizaciones de PBL y microfísica que aportan a la representación de la incertidumbre de los procesos convectivos.

Los diagramas de confiabilidad (Hartmann y otros, 2002) muestran las frecuencias observadas de un evento en función de su probabilidad pronosticada. Provee información

## Artículo en edición

acerca de la confiabilidad, resolución, desempeño y agudeza del sistema de pronóstico. En la figura 9 se puede ver que para el umbral 1 mm los 3 conjuntos subestiman la frecuencia observada, lo cual es más evidente en el **ens.cntl** para las probabilidades más bajas. Mientras que, para 10 mm, los 3 conjuntos mejoran su desempeño ya que disminuye la subestimación y el **ens.cntl** revierte su comportamiento para las probabilidades pronosticadas superiores al 40% mostrando una sobrestimación. Este comportamiento puede estar asociado con una subestimación de la incertidumbre asociada a los valores más extremos de precipitación, aspecto que es subsanado parcialmente en los conjuntos que consideran los errores de modelo, por ejemplo, considerando conjuntos de miembros multi parametrización o multifísicos como fuente de incertidumbre. Sin embargo, para las precipitaciones más intensas se ve una sobrestimación en las probabilidades pronosticadas superiores al 60-70%, y una clara caída del desempeño para los tres conjuntos. Este comportamiento se ve acentuado en los 3 conjuntos para el caso de un umbral de 15 mm debido a la poca cantidad de observaciones que cumplen con dicho umbral (no se muestra). En el caso de los pronósticos determinísticos existen medidas como el Extreme Dependency Score (Stephenson y otros, 2008) y otras medidas derivadas (Ferro y Stephenson, 2011) que evalúan la relación entre los pronósticos y las observaciones en los eventos poco frecuentes. Sería interesante contar con una medida similar para los pronósticos probabilísticos pero el tratamiento de los eventos raros está aún en desarrollo.

La Tabla III muestra los valores del índice de Brier (Murphy, 1973) computados con la precipitación acumulada sobre periodos de 3 horas para distintos umbrales. En el caso de 1 mm, los conjuntos multifísicos presentan menores valores de Brier que el **ens.cntl**. En cambio, para umbrales más altos, el **ens.pert** es el que presenta mejor desempeño.

### 3.2) COMPARACIÓN CON SPC GLOBAL

Con el fin de evaluar la ventaja que puede proveer un conjunto regional en alta resolución frente a un conjunto global de menor resolución, en esta sección se comparan **ens.cntl** con el GEFS.

## Artículo en edición

En la figura 10 se muestran los campos de precipitación acumulada entre 18Z del 22 de diciembre y las 12Z del 24 de diciembre media y su dispersión obtenidos por el GEFS en su resolución horizontal original de 1°. Estos campos consideran el mismo periodo y subdominio de verificación de la Figura 3. Si bien el conjunto de baja resolución logra capturar la ubicación del patrón de precipitación, se puede ver una subestimación de los valores medios que alcanzan los 125 mm mientras que el conjunto control muestra valores máximos medios superiores a 175 mm (ver figura 5). El campo de dispersión coincide con la ubicación del área de máxima precipitación media mostrando la baja variabilidad de la incertidumbre en esta resolución.

El cálculo de los estadísticos se realizó utilizando los pronósticos de precipitación cada 6 horas del GEFS y del **ens.cntl** interpolados a la retícula del IMERG FR. Una inspección general del desempeño del conjunto global lo dan el valor de BIAS total sobre las 42 h del periodo de verificación del GEFS que es de -0.2544 mm/h mientras que el RMSE es de 2.9244 mm/h. Comparando con los resultados de la Tabla II se puede ver que el GEFS muestra mayores errores y una mayor subestimación que el **ens.cntl**.

Respecto de la representación de la evolución de la precipitación durante el periodo de estudio, el GEFS no logra capturar correctamente la evolución temporal de la precipitación. Si bien el rango que presenta GEFS es similar al de los conjuntos de alta resolución, la subestimación de los máximos es notablemente mayor (Figura 6).

En relación a la distribución de frecuencias se puede ver que el conjunto de baja resolución subestima los umbrales menores a 10mm, así como los mayores a 120 mm (Figura 11), presentando una distribución de la precipitación que difiere de la observada en mayor medida que cualquiera de los conjuntos regionales.

La figura 12 muestra los resultados del FSS para el GEFS en el panel izquierdo mientras que en el panel derecho se ve la diferencia entre el FSS del **ens.cntl** y el del GEFS. El conjunto de alta resolución muestra un mejor desempeño en todas las escalas espaciales y umbrales. Incluso aún hasta en las escalas espaciales más altas, el **ens.cntl** logra capturar mejor los

## Artículo en edición

eventos más intensos. El comportamiento de las diferencias con el **ens.multi** y el **ens.pert** son similares.

El análisis del pronóstico de precipitación en este caso de estudio de convección profunda sobre el centro norte de Argentina donde se observaron valores de precipitación acumulada superiores a 200 mm, muestra ventajas en el uso de un conjunto regional en alta resolución, dado que logra pronosticar con mayor precisión la intensidad del máximo, su distribución y ubicación, características fundamentales para los sistemas de alerta en casos de precipitación intensa.

## 4) CONCLUSIONES

En este trabajo se evaluaron los pronósticos de precipitación generados a partir de tres configuraciones de conjuntos en alta resolución para un caso de estudio particular de precipitación intensa sobre el noreste de Argentina. Cada conjunto se construyó con 20 miembros utilizando el modelo WRF-ARW y 4 km de resolución. Las simulaciones de hasta 48 horas de plazo fueron inicializadas con los análisis de 12Z del 22 de diciembre de 2015 del conjunto global de baja resolución GEFS del cual también se obtuvieron las condiciones de borde. En el primero de los conjuntos denominado conjunto control (**ens.ctrl**) todos sus miembros compartían el mismo esquema de parametrización de microfísica de un momento y capa límite planetaria. Los otros dos conjuntos llamados **ens.multi** y **ens.pert** estaban conformados por una combinación de 4 esquemas de microfísica de dos momentos y 2 de capa límite planetaria. El **ens.pert** a su vez, tuvo condiciones iniciales y de borde con mayor resolución generadas con perturbaciones dadas por los pronósticos del conjunto de GFS aplicadas sobre los pronósticos determinísticos del mismo modelo en resolución 0.25°. En la segunda parte del trabajo, se compararon los resultados con los pronósticos del conjunto global de baja resolución del GFS con el conjunto control. Los pronósticos de precipitación generados por estos sistemas fueron validados utilizando las estimaciones de precipitación IMERG Final Run.

En este trabajo se encontró que los 3 conjuntos regionales logran capturar la ubicación del



## Artículo en edición

patrón de precipitación total del evento, aunque los máximos quedan desplazados hacia el sudoeste respecto de la precipitación observada. Si bien la incorporación de multifísica incrementa la dispersión del conjunto, los 3 conjuntos resultan poco dispersivos. Asimismo, analizando la evolución temporal de los conjuntos, se puede ver que logran detectar el ciclo diario de la convección dado que la serie temporal de las observaciones queda contenida dentro del rango de valores pronosticados por los miembros, aunque el mínimo se pronostica con anterioridad y es sobrestimado. Cabe señalar que, si bien los pronósticos del GEFS están disponibles cada 6 horas, sería interesante contar con ellos en una frecuencia de, al menos 3 horas, para analizar el impacto de las CBs en la representación del ciclo diario de los conjuntos de mayor resolución. El **ens.pert** representa mejor la distribución de frecuencias de precipitación, tiene menor bias que el **ens.multi**. El FSS mostró que los conjuntos multifísicos, para este caso de estudio en particular, mejoran la calidad de los pronósticos en cuanto a la posición de los sistemas precipitantes para todas las escalas hasta 100 km y para los umbrales de hasta 10 mm. Asimismo, el **ens.pert** muestra un mejor desempeño que el **ens.multi** ya que los pronósticos representan mejor las observaciones para todos los umbrales y escalas espaciales, en particular para umbrales menores a 1 mm y mayores a 50 mm. Los diagramas de confiabilidad mostraron que los tres conjuntos subestimaron la frecuencia observada de eventos inferiores a 1 mm mientras que se obtienen mejores resultados para eventos superiores a 10 mm.

Cabe recordar que aun continúa siendo un desafío el pronóstico de los eventos que producen grandes acumulaciones de precipitación. Los procesos termodinámicos de interés en la mesoescala que producen precipitaciones intensas son responsables del crecimiento de los errores no lineales que se propagan rápidamente hacia las escalas más grandes. Este comportamiento de los errores limita la predictibilidad intrínseca de la mesoescala y, por ende, el crecimiento de la dispersión del conjunto y la potencial precisión de los pronósticos numéricos.

En la segunda parte del trabajo, considerando el mismo caso de estudio que en la primera parte, se realizó una comparación de los resultados de los conjuntos de alta resolución con el

## Artículo en edición

conjunto de baja resolución del GFS. Se pudo observar que, dentro del periodo de verificación, este conjunto mostró una mayor subestimación que el **ens.cntl** y tampoco logró capturar los máximos del ciclo diario. Asimismo, el FSS reflejó que el **ens.cntl** tuvo un mejor desempeño para todas las escalas espaciales y umbrales mostrando que los conjuntos de alta resolución, aún con una configuración de física única, logran capturar mejor la variabilidad de los patrones de precipitación intensa.

A futuro se podrían evaluar otros casos de estudio, medir el impacto del uso de las distintas configuraciones físicas, evaluar la aplicación de otros métodos que aporten dispersión a los conjuntos como pueden ser los esquemas estocásticos para diversas variables termodinámicas (trabajo en progreso) o analizar la calidad de las condiciones iniciales (dadas por el GEFS u otras técnicas). Asimismo, se puede incluir un análisis del grado de fiabilidad de los errores de los conjuntos mediante la aplicación de una medida de la significancia estadística.

**Agradecimientos:** Los autores agradecen al Servicio Meteorológico Nacional de Argentina por facilitar los pronósticos generados con el modelo WRF y también al NCEP por proveer los análisis y pronósticos del modelo GFS. Los experimentos fueron realizados en el clúster de alto desempeño TUPAC en el marco del proyecto PADS-MINCYT (2017). Más información sobre TUPAC puede encontrarse en el Anexo B. Este trabajo se realizó en el marco de los proyectos PIDDEF 16/2014, PICT 2017-2033, UBACYT 20020170100504.

## Artículo en edición

### ANEXO A

A continuación, se describen las medidas estadísticas de verificación utilizadas en este trabajo. En todos los casos P indica pronósticos, O las observaciones, M cantidad de miembros, N la cantidad de pares pronóstico-observación analizados, PP probabilidades pronosticadas. Más detalles sobre medidas estadísticas de verificación puede encontrarse en Jolliffe y otros (2003).

#### Media del ensamble

Indica el valor medio pronosticado entre los miembros del ensamble.

$$media (\underline{P}) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M P_i \quad (1)$$

#### Dispersión del ensamble

Indica una medida de la incertidumbre del ensamble.

$$dispersión = \left( \frac{1}{M-1} \sum_{i=1}^M (P_i - \underline{P})^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

#### BIAS

Sesgo entre el valor de la media pronosticada del ensamble ( $\underline{P}$ ) y el valor observado. Representa el error sistemático del ensamble. Este índice varía entre menos infinito e infinito  $(-\infty; \infty)$ , si el valor es mayor a 0 ( $bias \geq 0$ ) indica que el modelo numérico sobrestima. Si el valor es menor a 0 ( $bias \leq 0$ ) indica que subestima. El valor igual a 0 indicaría que la observación es igual al valor pronosticado para esa variable. Debe considerarse que los signos de los errores, positivos y negativos, pueden compensarse ofreciendo información potencialmente espuria por lo que es recomendable su análisis junto al RMSE.

$$bias = \frac{\sum_{i=1}^N (\underline{P} - o_i)}{N} \quad (3)$$

## Artículo en edición

### RMSE (Root Mean Square Error)

Indica una medida del valor medio de los errores. Este índice varía entre cero e infinito (0;  $\infty$ ).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (p-o_i)^2}{N}} \quad (4)$$

### MAE (Mean Absolute Error)

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |p_i - o_i|}{N} \quad (5)$$

El error absoluto medio es otra medida de la magnitud de los errores pero no indica dirección (Stauffer y Seaman, 1990).

### Correlación lineal de Pearson

$$corr = \frac{\sum_{i=1}^N (p_i - \bar{p})(o_i - \bar{o})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (p_i - \bar{p})^2 \sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o})^2}} \quad (6)$$

Representa el grado de asociación lineal entre pronósticos y observaciones. Asume una distribución Normal para las muestras pronosticadas y observadas. Este índice varía entre cero e infinito (-1; 1) siendo +1 una correlación lineal positiva perfecta y -1 una correlación lineal negativa perfecta. Es independiente de las escalas en las que se midan las variables y sensible a los valores outliers o extremos.

### Brier Score

Es una medida de la precisión de las probabilidades pronosticadas (PP) dadas por la fracción de miembros del ensamble que pronosticaron el evento y O representa el evento observado (toma valor de 1 si se observó y 0 si no) (Murphy, 1973). Este índice varía entre 0 (pronósticos determinísticos perfectos) y 1 (perfectamente erróneos). Es el índice análogo al RMSE para los pronósticos determinísticos.

## Artículo en edición

$$BrierScore = \frac{\sum_{j=1}^N (PP_j - O_j)^2}{N} \quad (7)$$

### Histogramas de frecuencia

Los histogramas de frecuencia subdividen la cantidad de eventos en intervalos de valores de precipitación. Para este trabajo, los valores de la superficie de las barras están normalizados por la cantidad de observaciones multiplicado por el ancho del intervalo.

### Diagrama de confiabilidad

El diagrama de confiabilidad (Hartmann y otros, 2002) mide la precisión en la que un evento observado es pronosticado por el ensamble. Este diagrama muestra la frecuencia relativa observada de un evento en función de la probabilidad pronosticada de ese evento. Esto indica cuán frecuentemente (como un porcentaje) una probabilidad pronosticada realmente ocurrió. Esta propiedad resaltada por estos diagramas se llama agudeza, no depende de las observaciones, sino que depende sólo de los pronósticos.

En teoría, si un pronóstico es perfectamente confiable, la frecuencia relativa observada de cada intervalo iguala al promedio de las probabilidades pronosticadas formando una línea diagonal.

Las desviaciones respecto de la diagonal representan un bias en las probabilidades pronosticadas a pesar de la representación de la incertidumbre. Si la curva cae por encima de la diagonal, el ensamble sobrestima las probabilidades pronosticadas mientras que, si la curva cae por debajo, las probabilidades quedan subestimadas. Cuanto más horizontal es la curva menor es la resolución que tiene el ensamble.

Además, se incluye un histograma de la frecuencia de los pronósticos en cada intervalo de probabilidad que muestra la agudeza del ensamble.

### Fractional Skill Score (FSS)

## Artículo en edición

El Fractional Skill Score (FSS, Roberts y Lean, 2008) es una medida que brinda información sobre el desempeño de los pronósticos en distintas escalas espaciales considerando un área alrededor de cada punto de retícula por lo que quedan reducidos los errores producidos por pequeños desplazamientos entre el campo pronosticado y observado asociados con los estadísticos tradicionales que se computan punto a punto. A diferencia de los estadísticos tradicionales que suelen penalizar en forma doble como falsas alarmas o sorpresas los patrones de precipitación en alta resolución en cada punto de retícula, el FSS es una medida que permite relajar el requerimiento de contar con una coincidencia punto a punto entre la precipitación observada y la pronosticada. El FSS es una extensión del Brier Score pero considerándolo un método de verificación espacial.

En este trabajo, se adaptó el método original planteado por Roberts y Lean (2008) para pronósticos determinísticos a los pronósticos probabilísticos de modo de computar las probabilidades pronosticadas para cada vecindad (área cuadrada) en la retícula común interpolada entre pronósticos e IMERG FR. En particular, se consideraron vecindades con radios desde 1 a 10 puntos de retícula (escalas espaciales aproximadamente entre 10 a 100 km). Se calculó para los 3 ensambles a partir de las probabilidades pronosticadas en áreas cuadradas conformadas por  $n * n$  puntos \*  $M$  miembros utilizando pronósticos de precipitación acumulada a 6 h integrados sobre todo el periodo de verificación.

Para un determinado umbral, se computa el error cuadrático medio de las frecuencias pronosticadas y observadas para distintos tamaños de áreas cuadradas. Esto se denomina la fracción del Brier score (FBS) y se define como:

$$FBS = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^n (PP_i - O_i)^2 \quad (\text{Fractions Brier Score}) \quad (6)$$

donde  $n$  es el número de puntos  $0 \leq PP_i \leq 1$  probabilidad pronosticada para cada punto de retícula,  $0 \leq O_i \leq 1$  fracción observada. Compara directamente la fracción cubierta por precipitación por encima del umbral en áreas alrededor de los pronósticos y observaciones. Luego el FSS queda definido de la siguiente manera:

**Artículo en edición**

$$FSS = 1 - \frac{FBS}{\frac{1}{M}[\sum_{i=1}^n (PP_i)^2 + \sum_{i=1}^n (O_i)^2]} \quad (7)$$

El denominador del segundo término es equivalente al FBS para el peor pronóstico posible, donde no hay superposición entre el área pronosticada y observada. En general, a medida que la escala de las áreas aumenta, el FSS aumenta gradualmente.

## Artículo en edición

### ANEXO B

Los experimentos en este trabajo se realizaron utilizando el cluster de alto desempeño TUPAC en el marco del proyecto titulado “Diseño de un sistema de pronóstico por conjuntos en alta resolución de eventos meteorológicos de alto impacto asociados a convección húmeda profunda en Argentina” presentado dentro de los Proyectos de Avances Decisivos con Supercómputo del Ministerio de Defensa (PADS-MINCYT, 2017).

TUPAC se encuentra dentro del Centro de Simulación Computacional para Aplicaciones Tecnológicas (CSC) dependiente del CONICET. A continuación, se muestran las características principales:

#### Capacidad de Procesamiento:

- 4352 cores AMD Opteron Serie 6200
- 12288 cores Nvidia CUDA cores
- 31924 MB de memoria VRAM
- 8960 GB de memoria RAM

#### Capacidad de Almacenamiento

- 72TB de espacio disponible de storage
- 64TB de espacio local en disco
- Librería de backup Dell Powervault TL2000

#### 60 Nodos para procesamiento CPU:

- Dell PowerEdge C6145 equipados con:
- 4 x AMD Opteron 6276 (hexadeca core) (detalles AMD)
- 2 x Mellanox MT26428 IB QDR 10GigE
- 2 x Intel 82576 Ethernet Gigabit Network Card
- 1 x HDD: 500GB 7200RPM SATA 6Gb/s (detalles Seagate Constellation)

Se propuso la realización de los experimentos en base a una estimación de horas core y almacenamiento:



**Artículo en edición**

Experimentos	Cada pronóstico		Cada conjunto	
	Horas core	Almacenamiento (GB)	Horas core	Almacenamiento (GB)
ens.cntrl	736	5,7	14720	114
ens.multi / ens.pert	960	5,7	19200	114

## Artículo en edición

### REFERENCIAS

Baker, L. H., Rudd, A. C., Migliorini, S., and Bannister, R. N.: Representation of model error in a convective-scale ensemble prediction system, *Nonlin. Processes Geophys.*, 21, 19–39, <https://doi.org/10.5194/npg-21-19-2014>, 2014.

Barthlott, C. y Kalthoff N., 2011: A numerical sensitivity study on the impact of soil moisture on convection-related parameters and convective precipitation over complex terrain. *J. Atmos. Sci.*, 68, 2971–2987, doi:10.1175/JAS-D-11-027.1.

Berner, J., Fossell, K., Ha, S.-Y., Hacker, J. y Snyder, C., 2015: Increasing the skill of probabilistic forecasts: Understanding performance improvements from model-error representations *Mon. Wea. Rev.*, 143, 1295-1320, doi:10.1175/MWR-D-14-00091.1.

Berner, J., Ha, S.-Y., Hacker, J., Fournier, A. y Snyder, C., 2011: Model uncertainty in a mesoscale ensemble prediction system: Stochastic versus multiphysics representations. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 1972–1995, doi:10.1175/2010MWR3595.1.

Bouttier, F., Vié, B., Nuissier, O. y Raynaud, L., 2012: Impact of Stochastic Physics in a Convection-Permitting Ensemble. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 3706-3721. 10.1175/MWR-D-12-00031.1.

Chen, F., y Dudhia, J., 2001: Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 569–585, doi:10.1175/1520-0493.

Clark, A. J., Weiss, S. J., Kain, J. S., y otros., 2012: An overview of the 2010 hazardous weather testbed experimental forecast program spring experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 55–74, doi: 10.1175/BAMS-D-11-00040.1.

Clark, A. J., Gallus Jr., W. A., Xue, M. y Kong, F., 2010: Growth of spread in convection-allowing and convection-parameterizing ensembles. *Wea. Forecasting*, 25, 594–612.

## Artículo en edición

Clark, A. J., Gallus Jr., W. A., Xue, M. y Kong F., 2009: A comparison of precipitation forecast skill between small convection-allowing and large convection-parameterizing ensembles. *Wea. Forecasting*, 24, 1121–1140, doi:10.1175/2009WAF2222222.1.

Clark, A. J., Gallus Jr. W. A. y Chen T. C., 2007: Comparison of the Diurnal Precipitation Cycle in Convection Resolving and Non-Convection-Resolving Mesoscale Models. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 3456-3473.

Demaria, E., Rodriguez, D., Ebert B., Salio, P., Su, F. yValdes, J.B., 2011: Evaluation of mesoscale convective systems in South America using multiple satellite products and an object-based approach. *J. Geophys. Res.* 116: D08103 doi: 10.1029/2010jd015157.

Dillon, M.E., Maldonado, P., Corrales, P., García Skabar, Y., Ruiz, J. J., Sacco, M., Cutraro, F., Mingari, L., Matsudo, C., Vidal, L., Rugna, M., Hobouchian, M.P., Salio, P., Nesbitt, S., Saulo, C., Kalnay, E. y Miyoshi, T., 2021: A rapid refresh ensemble based data assimilation and forecast system for the RELAMPAGO field campaign. *Atmos. Res.* <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105858>.

Dillon, M.E., Matsudo, C., García Skabar, Y., Sacco y M., Alvarez Imaz, M., 2020: Implementación del sistema de pronóstico numérico en el HPC: Configuración del ensamble. *Nota Técnica SMN 2020-79*.

Dillon, M. E., García Skabar, Y., Kalnay, E., Ruiz, J. J. y Collini, E., 2019: Sensibilidad De Un Sistema De Asimilación De Datos Por Ensambls A Diferentes Configuraciones, Implementado En El Sur De Sudamérica. *Revista Meteorológica*, V. 44 No.2, P. 15-34, 2019.

Dillon, M. E., García Skabar, Y., Ruiz, J. J., Kalnay, E., Collini, E., Echevarría, P., Saucedo, M., Miyoshi, T. y Kunii, M., 2016: Application Of The Wrf-letkf Data Assimilation System Over Southern South America: Sensitivity To Model Physics. *Wea. Forecasting*, 31, 217–236.

Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon

## Artículo en edición

experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, 46, pp. 3077-3107.

Du, J., Berner, J., Buizza, R., Charron, M., Houtekamer, P.L., Hou, D., Jankov, I., Mu, M., Wang, X., Wei, M. y Yuan, H., 2018. Ensemble methods for meteorological predictions. DOI: <https://doi.org/10.7289/V5/ON-NCEP-493>.

Ferro, C. y Stephenson D., 2011: Extremal Dependence Indices: Improved Verification Measures for Deterministic Forecasts of Rare Binary Events. *Wea. Forecasting*, 26. 10.1175/WAF-D-10-05030.1.

Frogner, I.L., Andrae, U., Ollinaho, P., Hally, A., Hämäläinen, K., Kauhanen, J., Ivarsson, K.I. y Yazgi, D.: 2022. Model Uncertainty Representation in a Convection-Permitting Ensemble—SPP and SPPT in HarmonEPS. *Mon. Wea. Rev.*, 150(4), 775-795. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-21-0099.1>.

Frogner, I.L., Andrae, U., Bojarova, J., Callado, A., Escribà, P.A.U., Feddersen, H., Hally, A., Kauhanen, J., Randriamampianina, R., Singleton, A. y Smet, G.: 2019. HarmonEPS-the HARMONIE ensemble prediction system. *Wea. Forecasting*, 34(6), 1909-1937. DOI: <https://doi.org/10.1175/WAF-D-19-0030.1>.

Gebhardt, C., Theis, S.E., Paulat, M. y Ben Bouallègue, Z., 2011: Uncertainties in COSMO-DE precipitation forecasts introduced by model perturbations and variation of lateral boundaries. *Atmos. Res.* 100, 168-177.

Guan, H., Cui, B. y Zhu, Y., 2015: Improvement of statistical postprocessing using GEFS reforecast information. *Wea. Forecasting*, 30, 841–854, doi:10.1175/WAF-D-14-00126.1.

Hacker, J., Ha, S., Snyder, C., Berner, J., Eckel, F., Kuchera, E., Pocerlich, M., Rugg, S., Scharamm J. y Wang, X., 2011b: The U.S. Air Force Weather Agency's mesoscale ensemble: Scientific description and performance results. *Tellus A.* 63. 625-641. 10.1111/j.1600-0870.2010.00497.x.

## Artículo en edición

Hartmann, H.C., Pagano, T.C., Sorooshian, S. y Bales, R. 2002. Confidence builder: evaluating seasonal climate forecasts from user perspectives. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 84, 683-698.

Hermoso A., Homar V., Greybush S., Stensrud D., 2020: Tailored Ensemble Prediction Systems: Application of Seamless Scale Bred Vectors, *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II, Article ID 2020-053, Online ISSN 2186-9057, Print ISSN 0026-1165.

Hobouchian, M. P., Salio, P., García Skabar, Y., Vila, D. y Garreaud, R., 2017: Assessment of satellite precipitation estimates over the slopes of the subtropical Andes. *Atmos. Res.*, 190, 43–54. doi:10.1016/j.atmosres.2017.02.

Hohenegger, C., A. Walser, W. Langhans, and C. Schär, 2008: Cloud-resolving ensemble simulations of the August 2005 Alpine flood. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134 , 889–904.

Hohenegger, C. y Schär C., 2007: Predictability and error growth dynamics in cloud-resolving models. *J. Atmos. Sci.*, 64: 4467-4478.

Hong, S.-Y., y J.-O. J. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, 42, 129–151.

Hong, S.Y., Noh, Y., y Dudhia, J., 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2318-2341. doi:10.1175/MWR3199.1.

Huffman G., Bolvin D., Braithwaite D., Hsu K., Joyce R. y Xie P., 2014: Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG), version 4.4. NASA's Precipitation Processing Center, accessed 31 March, 2015, <ftp://arthurhou.pps.eosdis.nasa.gov/gpmdata/>.

Huffman, G.J., Bolvin, D.T. y Nelkin, E.J., 2015: Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) Technical Documentation. NASA/GSFC Code 612, 47. [http://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document\\_files/IMERG\\_doc.pdf](http://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/IMERG_doc.pdf) (accessed

## Artículo en edición

16.09.19).

Jirak, I. L., Clark A. J., Roberts B., Gallo B. y Weiss S. J., 2018: Exploring The Optimal Configuration Of The High Resolution Ensemble Forecast System. 29th Conf. On Weather Analysis And Forecasting/25th Conf. On Numerical Weather Prediction, Denver, Co, Amer. Meteor. Soc., 14b.6, <https://ams.confex.com/ams/29waf25nwp/webprogram/paper345640.html>.

Jolliffe I., Stephenson D., 2011: Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science. Wiley Editorial. Print ISBN:9780470660713. 254 pp.

Kain, J., Coniglio, M.C., Correia, J., Clark, A.J., Marsh, P.T., Ziegler, C.L., Lakshmanan, V., Miller, S.D., Dembek, S.R., Weiss, S.J., Kong, F., Xue, M., Sobash, R.A., Dean, A.R., Jirak, I.L., y otros, 2013: A feasibility study for probabilistic convection initiation forecasts based on explicit numerical guidance Bull. Amer. Met. Soc., 94: 1213-1225. DOI: 10.1175/Bams-D-11-00264.1.

Kain, J., Weiss, S.J., Bright, D., Baldwin, M., Levit, J., Carbin, G., Schwartz, C., Weisman, M., Droegemeier, K., Weber, D. y Thomas, K., 2008: Some Practical Considerations Regarding Horizontal Resolution in the First Generation of Operational Convection-Allowing NWP. Wea. Forecasting, 23, 931-952.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., y Baker, W. E., 1990: Global numerical weather prediction at the National Meteorological Center. Bull. Amer. Met. Soc., 71, 1410–1428.

Lean, H. W., Clark, P. A., Dixon, M., M.Roberts, N., Fitch, A., Forbes, R., y Halliwell, C., 2008: Characteristics of high-resolution versions of the Met Office Unified Model for forecasting convection over the United Kingdom. Mon. Wea. Rev., 136, 3408–3424, doi:10.1175/2008MWR2332.1.

Lavaysse, C., Carrera, M., Bélair, S., Gagnon, N., Frenette, R., Charron, M., y Yau M., 2013: Impact of surface parameter uncertainties within the Canadian Regional Ensemble Prediction

## Artículo en edición

System. Mon. Wea. Rev., 141, 1506–1526, doi:10.1175/MWR-D-11-00354.1.

Li, X., Charron, M., Spacek, L., & Candille, G., 2008: A Regional Ensemble Prediction System Based on Moist Targeted Singular Vectors and Stochastic Parameter Perturbations, *Monthly Weather Review*, 136(2), 443-462.

Liu C. y Zipser, E.J., 2015: La distribución global de los sistemas de precipitación más grandes, profundos e intensos, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 3591–3595, doi: 10.1002 / 2015GL063776.

Liu, C., Moncrieff, M. W., Tuttle, J. D. y Carbone R. E., 2006: Explicit and Parameterized Episodes of Warm-Season Precipitation over the Continental United States. *Adv. Atmos. Sci.*, 23, 91-105.

Maldonado, P., Ruiz J., y Saulo C., 2020: Parameter sensitivity of the WRF–LETKF system for assimilation of radar observations: Imperfect-model observing system simulation experiments; *American Meteorological Society; Wea. Forecasting*, 35, 4, 5-2020, 1345-13620882-8156.

Milbrandt, J. A., y Yau M. K., 2005a: A multimoment bulk microphysics parameterization. Part I: Analysis of the role of the spectral shape parameter. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3051–3064.

Mittermaier, M., Roberts, N. y Thompson, S., 2013: A long-term assessment of precipitation forecast skill using the Fractions Skill Score. *Meteorological Applications*. 20. 10.1002/met.296.

Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geo. Res.*, 102, 16663, doi: 10.1029/97JD00237.

Molteni, F., Buizza, R., Palmer, T. y Petroliagis, T., 1996: The ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122(529), pp.73-119.

## Artículo en edición

Murphy, A.H., 1973: A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Meteor.*, 12, 595-600.

Raynaud, L. y Bouttier, F., 2016: Comparison of initial perturbation methods for ensemble prediction at convective scale. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142(695), pp.854-866. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.2686>.

Roberts, N. M., y Lean H., 2008: Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 78–97, doi:10.1175/2007MWR2123.1.

Romine, G. S., Schwartz, C. S., Berner, J., Fossell, K. R., Snyder, C., Anderson, J. L., y Weisman M. L., 2014: Representing forecast error in a convection-permitting ensemble system. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 4519–4541, doi:10.1175/MWR-D-14-00100.1.

Ruiz, J.J. y Saulo, C., 2012: How sensitive are probabilistic precipitation forecasts to the choice of calibration algorithms and the ensemble generation method? Part I: Sensitivity to calibration methods. *Met. Apps*, 19, 302–313.

Ruiz, J.J., Saulo, C. y Kalnay, E., 2012: How sensitive are probabilistic precipitation forecasts to the choice of calibration algorithms and the ensemble generation method? Part II: sensitivity to ensemble generation method. *Met. Apps*, 19, 314–324. doi: 10.1002/met.262.

Ruiz, J. J., C. Saulo y E. Kalnay, 2009: Comparison of methods to generate probabilistic quantitative precipitation forecasts over South America. *Wea. Forecasting*, 24, 319–336.

Salio P., Hobouchian M. P., García Skabar Y. y Vila D., 2014: Evaluation of high-resolution satellite precipitation estimates over southern South America using a dense rain gauge network; Elsevier; *Atmos. Res.*, 163, 11-2014, 146-161.

Salio, P., Nicolini, M. y Zipser, E. J., 2007: Mesoscale convective systems over southeastern



## Artículo en edición

South America and their relationship with the South American low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 135(4), 1290-130.

Saucedo, M., 2016: Estudio de los efectos de diferentes fuentes de error sobre la calidad de los análisis generados por un sistema de asimilación por filtros de Kalman. Tesis de doctorado, DCAO, FCEyN, UBA.

Saucedo, M., Ruiz J. J. y Saulo C., 2014: Sensitivity experiments to design a regional assimilation system combining the LETKF and the WRF Model. Abstracts, The World Weather Open Science Conf., Montreal, QC, Canada, WMO–ICSU–Environment Canada, SCI-POS1038. [Available online at <http://wwosc2014.org/pdf/20140825-WWOSC-FinalBookofAbstracts.pdf>.]

Schneider, U., Fuchs, T., Meyer-Christoffer, A., y Rudolf, B., 2008: Global Precipitation Analysis Products of the GPCC, Tech. rep., Global Precipitation Climatology Centre (GPCC).

Schumacher, R.S., y Clark A.J., 2014: Evaluation of ensemble configurations for the analysis and prediction of heavy-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 4108-4138.

Schumacher, R.S., A.J. Clark, M. Xue, y Kong F., 2013: Factors influencing the development and maintenance of nocturnal heavy-rain-producing convective systems in a storm-scale ensemble. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 2278-2801.

Schwartz, C. S., Romine G. S., Sobash R. A., Fossell K. R., y Weisman M. L., 2015b: NCAR's experimental real-time convection-allowing ensemble prediction system. *Wea. Forecasting*, 30, 1645–1654, doi:10.1175/WAF-D-15-0103.1.

Schwartz, C. S., Romine G. S., Smith K. R., y Weisman M. L., 2014: Characterizing and optimizing precipitation forecasts from a convection-permitting ensemble initialized by a mesoscale ensemble Kalman filter. *Wea. Forecasting*, 29, 1295–1318, doi:10.1175/WAF-D-

## Artículo en edición

13-00145.1.

Schwartz, C., Kain J., Weiss S., Xue M., Bright D., Kong F., Thomas K., Levit J., Coniglio M., y Wandishin M., 2010: Toward Improved Convection-Allowing Ensembles: Model Physics Sensitivities and Optimizing Probabilistic Guidance with Small Ensemble Membership. *Wea. Forecasting*, 25, 263–280, doi:10.1175/2009WAF2222267.1.

Schwartz, C.S., Kain, J.S., Weiss, S.J., Xue, M., Bright, D.R., Kong, F., Thomas, K.W., Levit, J.J., y Coniglio, M., 2009: Next-Day Convection-Allowing WRF Model Guidance: A Second Look at 2-km versus 4-km Grid Spacing. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 3351-3372.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., Wang W., Powers J., Duda M., Barker D. y Huang, X. Yu., 2021: A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4.3 (No. NCAR/TN-556+STR). doi:10.5065/1dfh-6p97.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D., Duda, M. G., Huang X., Wang W. y Powers, J. G., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3 (No. NCAR/TN-475+STR). University Corporation for Atmospheric Research. doi:10.5065/D68S4MVH.

Stauffer D. y Seaman N.L., 1990: Use of Four-Dimensional Data Assimilation in a limited area mesoscale model. Part I: Experiments with synoptic-scale data. *Mon. Wea. Rev.*, 118, pp. 1250-1277.

Stephenson, D., Casati B., Ferro C., y Wilson C., 2008: The extreme dependency score: A non-vanishing measure for forecasts of rare events. *Met. Apps*, 15, 41–50.

Sungmin O., Foelsche, U., Kirchengast, G., Fuchsberger, J., Tan, J. y Petersen, WA, 2017: Evaluación de las estimaciones de precipitación GPM IMERG temprana, tardía y final utilizando datos de medición de WegenerNet en el sureste de Austria, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 6559-6572, <https://doi.org/10.5194/hess-21-6559-2017>.

## Artículo en edición

Vié, B., O. Nuissier y V. Ducrocq, 2011: Cloud-resolving ensemble simulations of Mediterranean heavy precipitating events: Uncertainty on initial conditions and lateral boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 403–423, doi:10.1175/2010MWR3487.1.

Weisman, M. L., Davis, C., Wang, W., Manning, K. W. y J. B. Klemp, 2008: Experiences with 0–36-h explicit convective forecasts with the WRF-ARW model. *Wea. Forecasting*, 23, 407–437.

Xu, Z., Chen, J., Mu, M. et al., 2022: A Nonlinear Representation of Model Uncertainty in a Convective-Scale Ensemble Prediction System. *Adv. Atmos. Sci.* 39, 1432–1450. <https://doi.org/10.1007/s00376-022-1341-x>.

Xue, M., F. Kong, K. W. Thomas, J. Gao, Y. Wang, K. Brewster, K. K. Droegemeier, X. Wang, J. Kain, S. Weiss, D. Bright, M. Coniglio y J. Du, 2009: CAPS realtime multi-model convection-allowing ensemble and 1-km convection-resolving forecasts for the NOAA Hazardous Weather Testbed 2009 Spring Experiment. 23rd Conf. Wea. Anal. Forecasting/19th Conf. Num. Wea. Pred., Omaha, NB, Amer. Meteor. Soc., Paper 16A.2.

Xue, M., F. Kong, D. Weber, K. W. Thomas, Y. Wang, K. Brewster, K. K. Droegemeier, J. S. Kain, S. J. Weiss, D. R. Bright, M. S. Wandishin, M. C. Coniglio y J. Du, 2007: CAPS realtime storm-scale ensemble and high-resolution forecasts as part of the NOAA Hazardous Weather Testbed 2007 Spring Experiment. Preprints, 22th Conference on Weather Analysis and Forecasting/18th Conference on Numerical Weather Prediction, Park City, UT, Amer. Meteor. Soc., CD-ROM, 3B.1.

Zhang, F., Snyder, C. y Rotunno, R., 2003: Effects of moist convection on mesoscale predictability. *J. Atmos. Sci.*, 60: 1173-1185.

Zeng, X.-M.; Liang, Y.-J.; Wang, Y.; Zheng, Y.-Q, 2021: Ensemble Forecasting Experiments Using the Breeding of Growing Modes with Perturbed Land Variables. *Atmosphere* 2021, 12, 1578. <https://doi.org/10.3390/atmos12121578>.

## Artículo en edición

### Figuras y Tablas

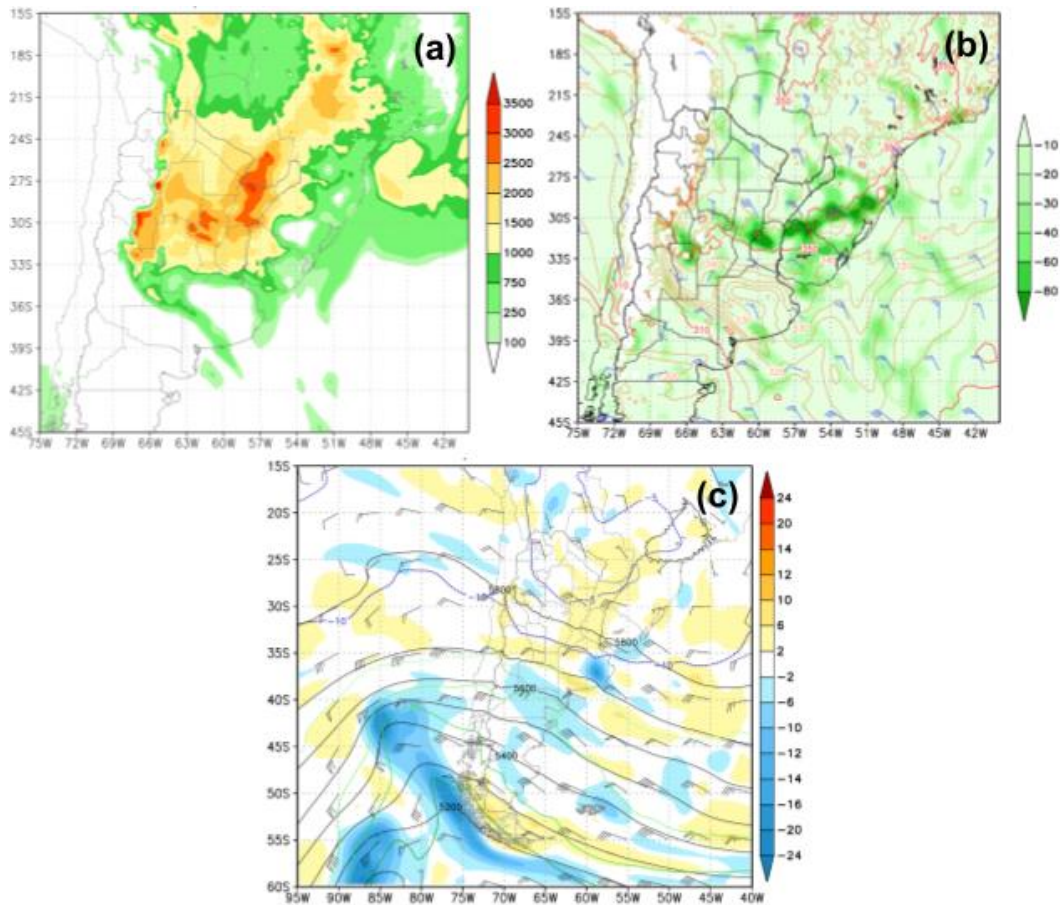


Figura 1: Análisis GDAS válido para las 12Z del 22 de diciembre de 2015. (a) CAPE de superficie (sombreado, J/kg), (b) convergencia de humedad (sombreado, g/(kg\*día), temperatura (líneas rojas, K) y viento en 850 hPa (barbas azules), (c) vorticidad relativa (sombreado, 1/seg), altura geopotencial (contornos, m) y viento en 500 hPa (barbas negras).

## Artículo en edición

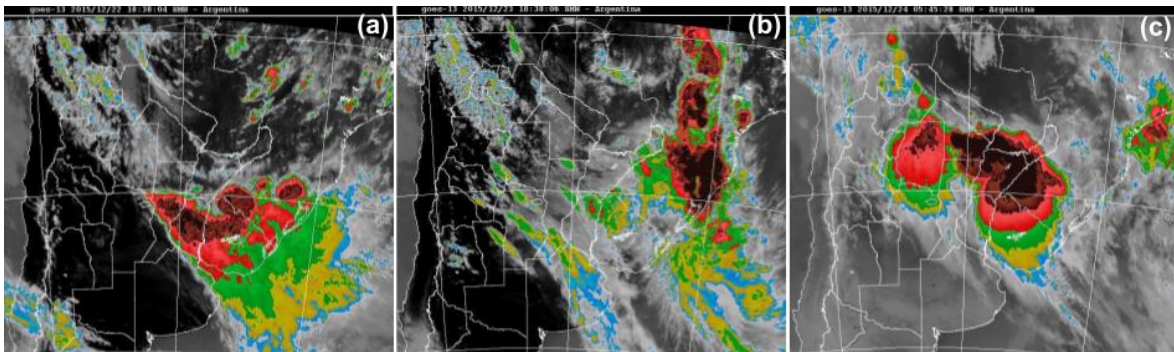


Figura 2: Evolución de la convección húmeda profunda entre la noche del 22 de diciembre y las primeras horas del 24 de diciembre. Imágenes de temperatura de tope nuboso GOES-13 canal 4. (a) 18:38 22 de diciembre, (b) 18:38 23 de diciembre, (c) 05:45 24 de diciembre.

Artículo en edición

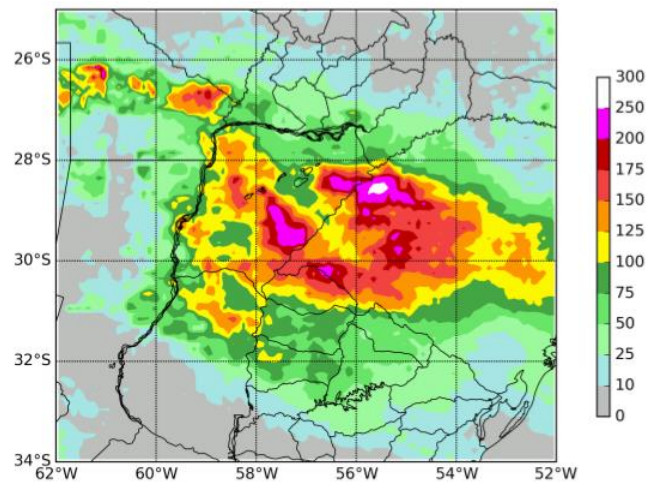


Figura 3: Precipitación total acumulada IMERG FR (mm) sobre el dominio de verificación y en el período de verificación considerado desde las 18Z del 22 hasta las 12Z del 24 de diciembre (42 horas).

Artículo en edición

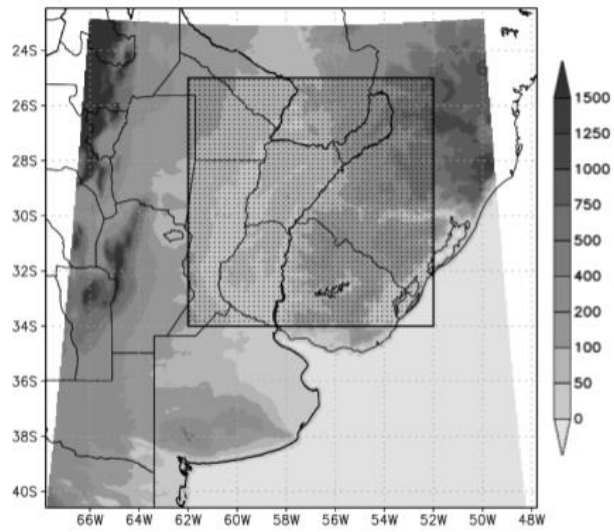


Figura 4: Dominio del modelo numérico y topografía (sombreado, m) y dominio de verificación (región punteada).

## Artículo en edición

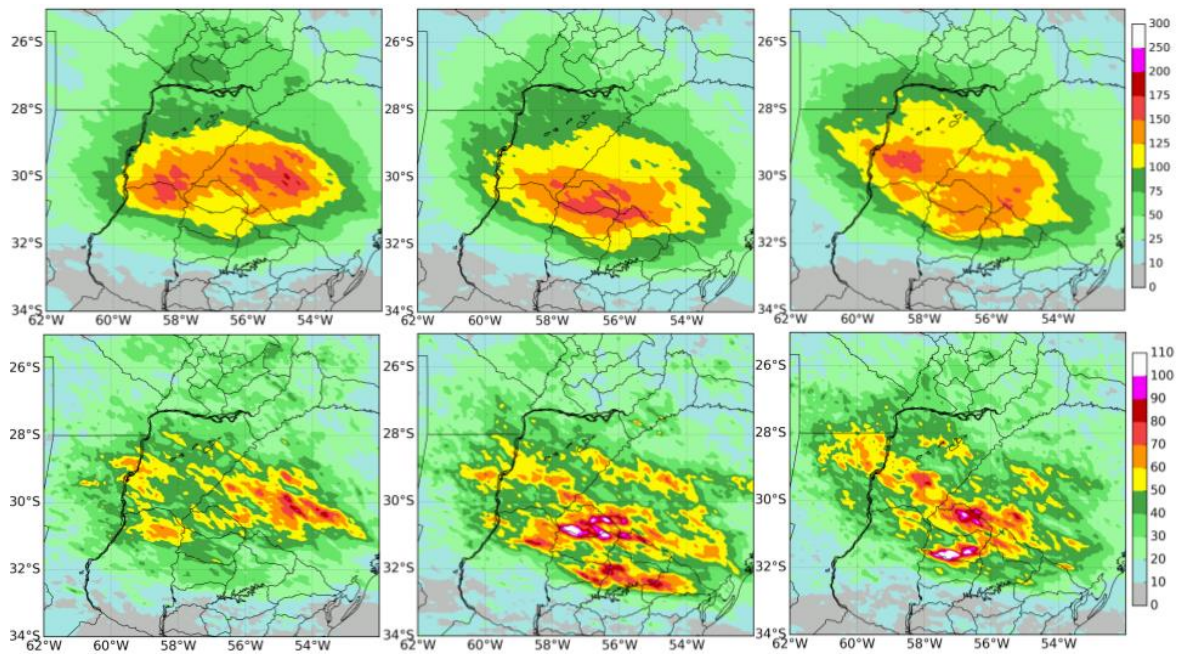


Figura 5: Campos de precipitación media (a,b,c) y dispersión (d,e,f) para el **ens.ctrl** (a,d), **ens.multi** (b,d) y **ens.pert** (c,f). Los valores corresponden a la precipitación acumulada en las 42h del periodo de verificación.



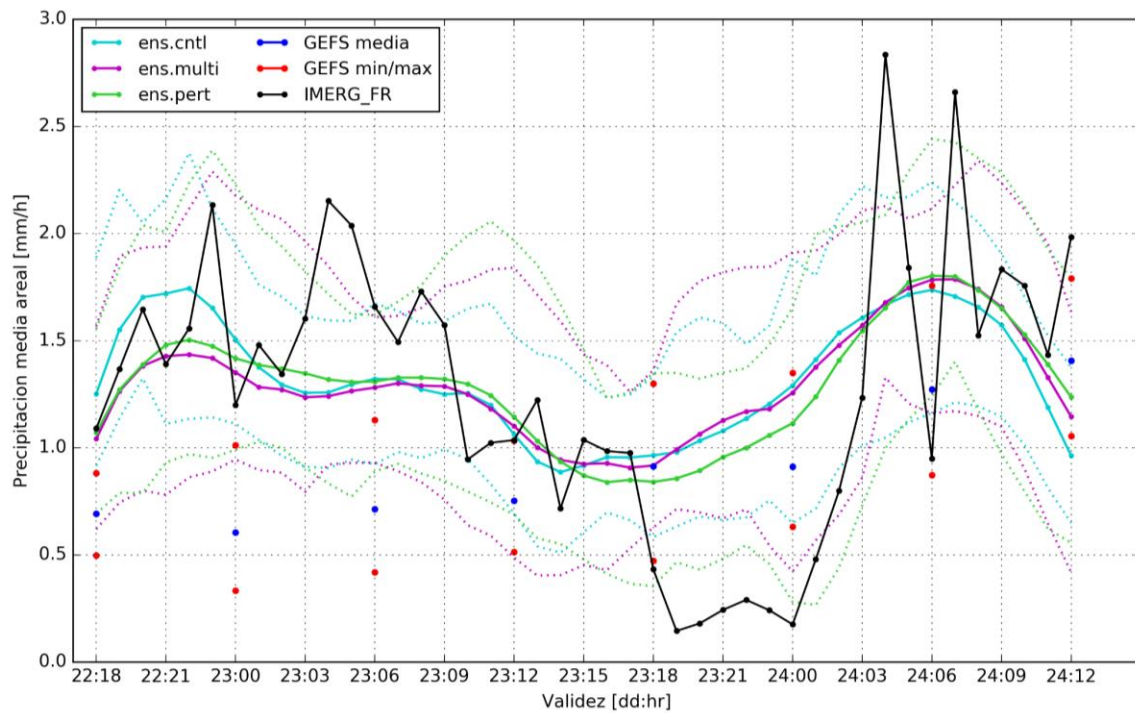


Figura 6: Evolución de la precipitación media areal (línea continua), precipitación máxima y mínima (líneas punteadas) en el dominio de verificación para los ensambles de alta resolución **ens.cntl** (celeste), **ens.multi** (violeta) y **ens.pert** (verde). Los puntos azules representan los valores medios del GEFS y los rojos los mínimos y máximos cada 6 horas.

El eje x con formato dd:hhZ indica la validez de los datos.

## Artículo en edición

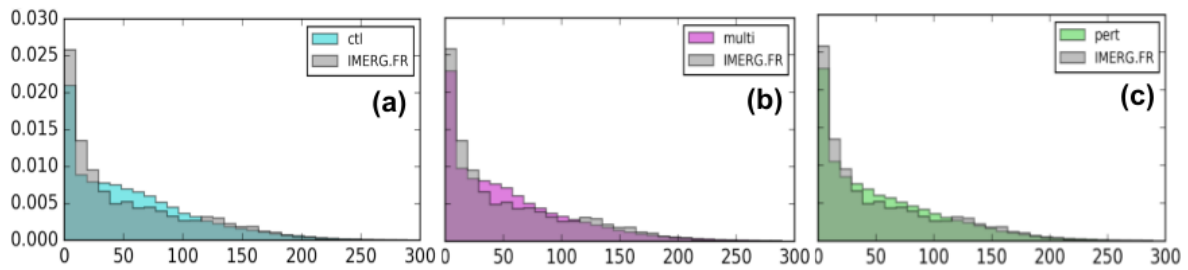


Figura 7: Histogramas de frecuencias de la precipitación acumulada cada 6 h computados sobre las 42 h del periodo de verificación: (a) **ens.ctl**, (b) **ens.multi**, (c) **ens.pert**. Los valores están normalizados por la cantidad de observaciones multiplicado por el ancho del intervalo.

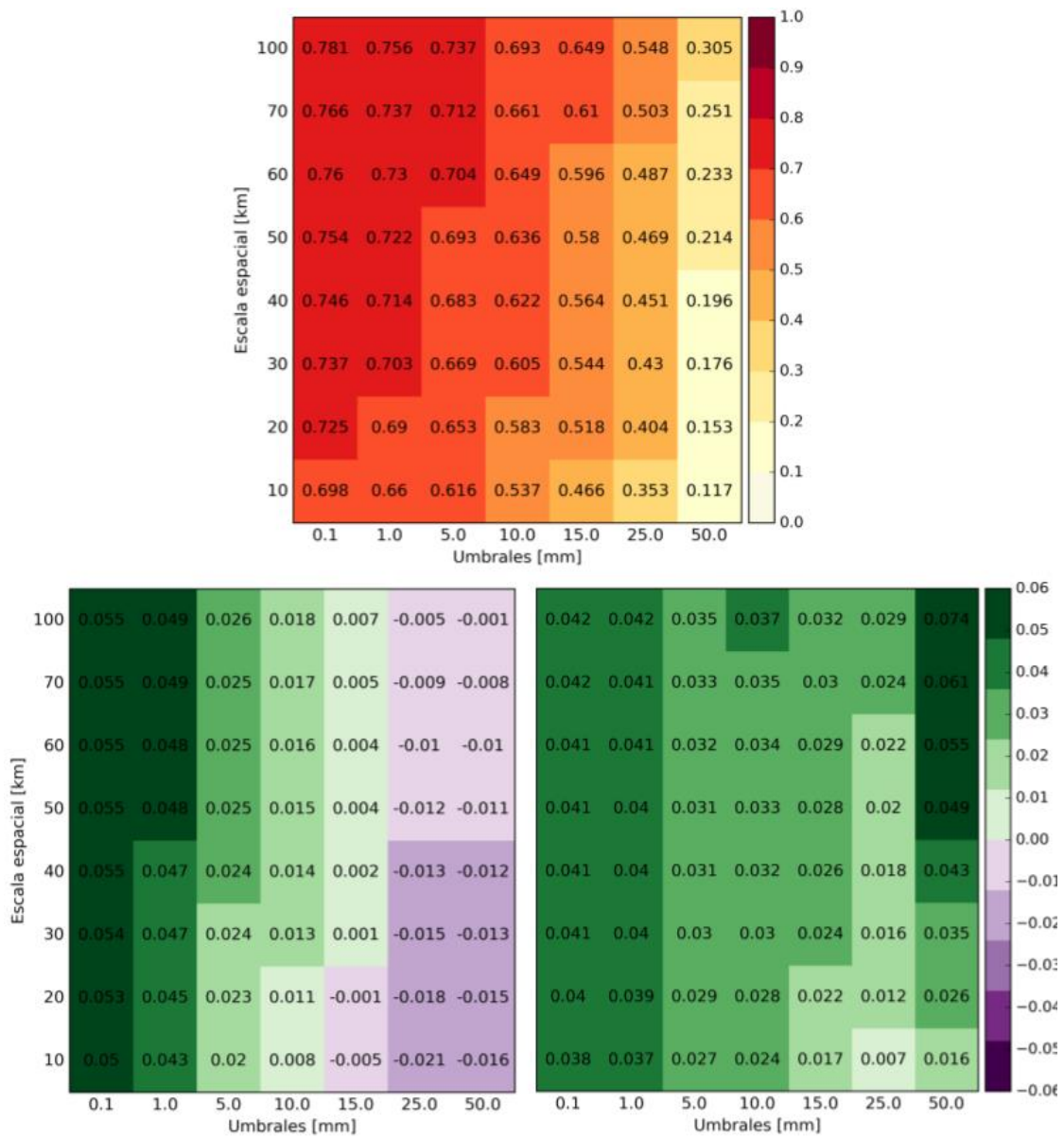


Figura 8: Fractional Skill Score del **ens.cntl** (arriba), y diferencia del **ens.multi** respecto del **ens.cntl** (abajo izq.) y del **ens.pert** respecto del **ens.cntl** (abajo der.) computados con los pronósticos probabilísticos de precipitación acumulada a 3 h sobre las 42 h del periodo de verificación.

## Artículo en edición

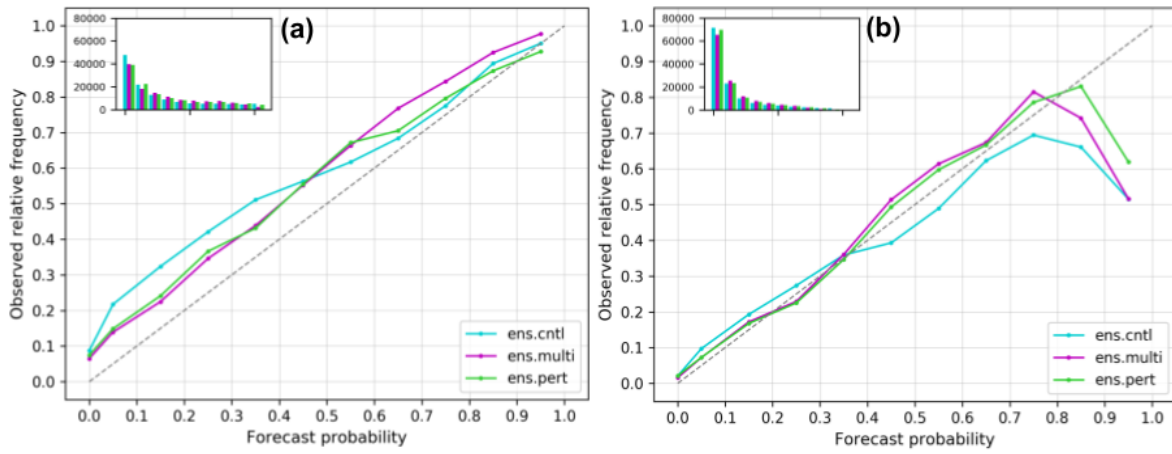


Figura 9: Diagramas de confiabilidad para los umbrales de 1 mm (a) y 10 mm (b) computados con la precipitación acumulada a 3 h sobre las 42 h del periodo de verificación.

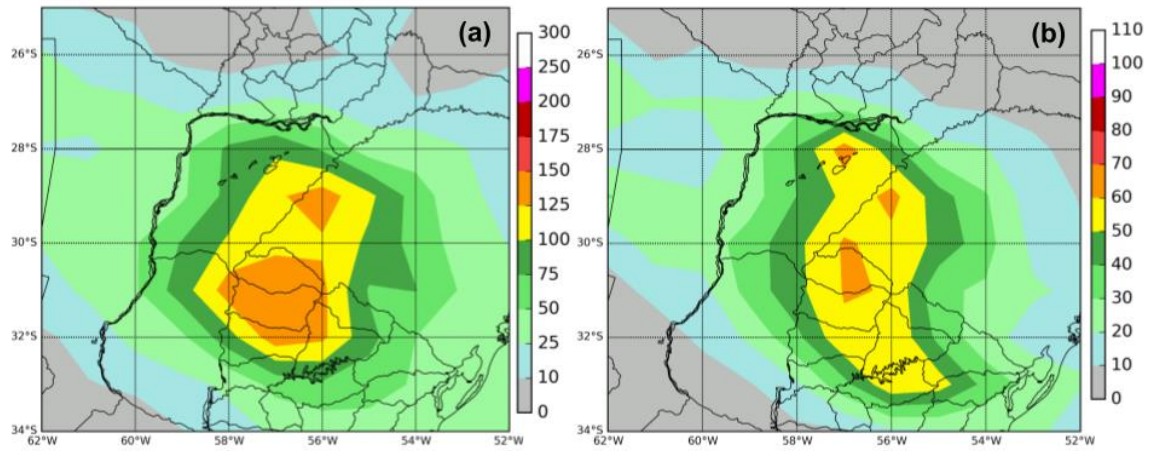


Figura 10: Campos de precipitación media (a) y dispersión (b) para el GEFS computados sobre las 42 h del periodo de verificación en su resolución horizontal original de 1°.

## Artículo en edición

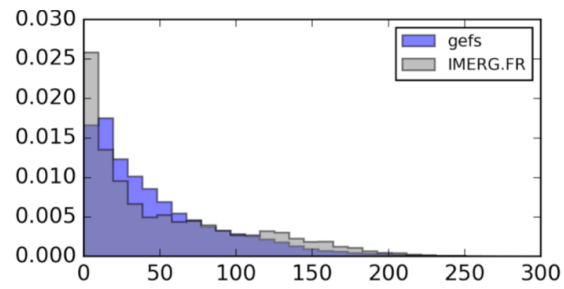


Figura 11: Histograma de frecuencias de la precipitación acumulada cada 6 h computados sobre las 42 h del periodo de verificación. Los valores están normalizados por la cantidad de observaciones multiplicado por el ancho del intervalo.

## Artículo en edición

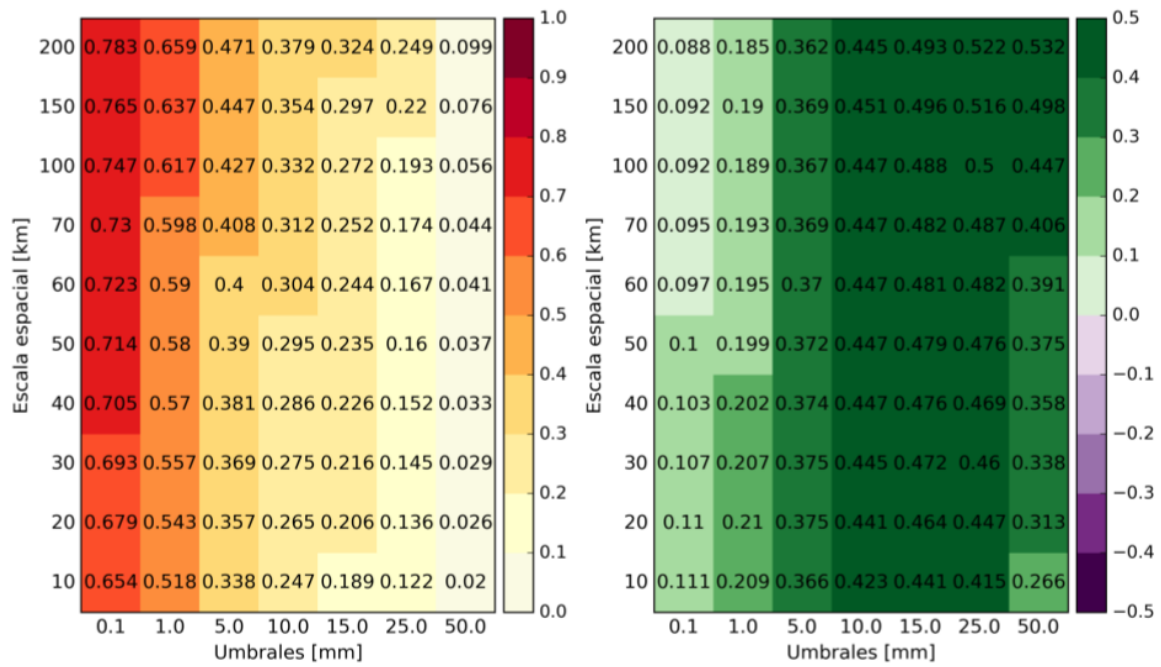


Figura 12: Fractional Skill Score del GEFS (izq.), y diferencia del GEFS respecto del **ens.cntl** (der.) computados con los pronósticos probabilísticos de precipitación acumulada a 6 h sobre las 42 h del periodo de verificación.

**Artículo en edición**

		Esquemas de microfísica			
		WDM6	Thompson	NSSL2D	Morrison
Esquemas CLP	YSU	A (1,2,3)	B (4,5,6)	D (10,11,12)	C (7,8,9)
	MYJ	E (13,14)	F (15,16)	H (19,20)	G (17,18)

Tabla I: Parametrizaciones físicas usadas en los ensambles **ens.multi** y **ens.pert**. Los números en los paréntesis indican los miembros del GEFS utilizados como CI/CB.



**Artículo en edición**

	BIAS (mm/h)	RMSE (mm/h)	MAE (mm/h)	corr
ens.cntl	0.2469	12.8302	6.5279	0.6002
ens.multi	-0.0279	12.1468	6.1201	0.6162
ens.pert	-0.0074	11.9799	6.0977	0.6355

Tabla II: Valores de BIAS, RMSE, MAE y correlación lineal de Pearson medios en el subdominio de verificación utilizando la media del ensamble, computados sobre las 42 h del periodo de verificación y con valores de precipitación acumulada en 6 h.

**Artículo en edición**

	1 mm	10 mm	25 mm
ens.cntl	0.1627	0.0826	0.0368
ens.multi	0.1442	0.0775	0.0341
ens.pert	0.1499	0.0762	0.0335

Tabla III: Brier Score computados con la precipitación acumulada a 3 h sobre las 42 h del periodo de verificación.