

## IMPACTO DE LA INCLUSIÓN DEL NUDGING ESPECTRAL EN LOS ANÁLISIS Y PRONÓSTICOS REGIONALES GENERADOS CON EL LETKF-WRF

Martin Iglesias, María Eugenia Dillon<sup>1,2</sup>, Yanina García Skabar<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup>CONICET

<sup>2</sup>Servicio Meteorológico Nacional

<sup>3</sup>Instituto Franco-Argentino sobre Estudios de Clima y sus Impactos (UMI-3351  
IFAEI/CNRS-CONICET-UBA)

(Manuscrito recibido el 12 de febrero de 2021, en su versión final el 14 de agosto de 2021)

### RESUMEN

Uno de los desafíos en la generación de análisis y pronósticos regionales es lograr una definición adecuada de su condición de borde. En particular, para un sistema de asimilación de datos regional es importante estudiar el impacto de la forma en que se relaja el estado del modelo a las condiciones de borde, ya que esto puede generar un deterioro en la calidad del análisis y por ende los pronósticos. En este trabajo se propone un posible tratamiento para sortear estas dificultades examinando la sensibilidad en los análisis y pronósticos de un sistema regional de asimilación de datos y pronóstico por ensamble Local Ensemble Transform Kalman Filter – Weather Research and Forecasting Model (LETKF- WRF), incorporando la información del modelo global conducente GEFS como condición de borde y utilizando la técnica spectral nudging (SN). Se realizaron experimentos numéricos en un período de 2 meses, evaluando el impacto de la técnica SN en los análisis y pronósticos generados, utilizando un ensamble multi-esquema de 20 miembros, compuesto por combinaciones entre parametrizaciones de cumulus y capa límite planetaria. Los resultados obtenidos muestran que la implementación del SN junto al sistema de asimilación de datos impacta de manera positiva, mejorando el desempeño de las variables de circulación y termodinámicas tanto en los análisis como en los pronósticos. Más aún, se destaca que la implementación de dicha técnica es factible y posee un gran potencial para mejorar los análisis y pronósticos regionales, que deberá seguir siendo estudiado en profundidad con nuevos experimentos.

*Palabras clave: Spectral Nudging, LETKF- WRF, Análisis regionales, GEFS*

### IMPACT OF INCLUDING SPECTRAL NUDGING IN REGIONAL ANALYSES AND FORECASTS GENERATED WITH LETKF-WRF

#### ABSTRACT

One of the challenges of generating regional analysis and forecasting is achieving a proper specification of boundary conditions. In particular, for a regional data assimilation system, it is important to study the impact of different ways of generating boundary conditions. Given the way the model data is relaxed to

boundary conditions, it can lead to a degradation in the quality of the analysis and therefore the forecasts. In this work, a possible treatment is proposed to overcome these difficulties by examining the sensitivity in the analyses and forecasts of a regional data assimilation and forecasting ensemble system, the Local Ensemble Transform Kalman Filter - Weather Research and Forecasting Model (LETKF-WRF), including GEFS global model's information as a boundary condition and through the spectral nudging technique (SN). Numerical experiments were carried out in a period of 2 months, evaluating the impact of different factors of the SN technique in the analysis and forecasts generated, using a multi-scheme ensemble of 20 members, composed of combinations between cumulus and planetary boundary layer parameterizations. The results show that the implementation of the SN together with the data assimilation system has a positive impact, improving the performance of the circulation and thermodynamic variables. Furthermore, it is emphasized that the implementation of this technique is feasible and has great potential to improve regional analysis and forecasts, which should continue to be studied in depth with new experiments.

*Keywords: Spectral Nudging, LETKF- WRF, Regional analysis, GEFS.*

## 1. INTRODUCCIÓN

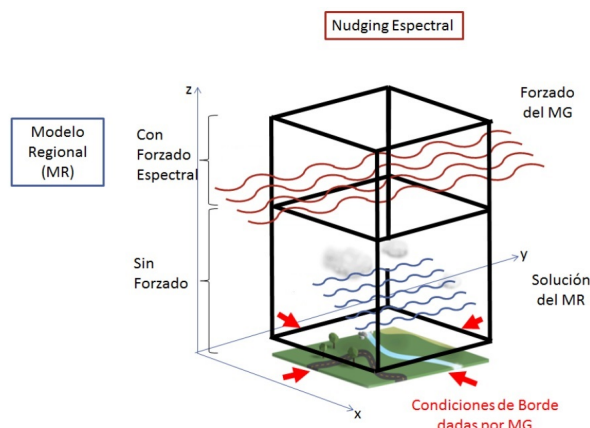
En el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina se implementará durante 2021 un sistema de asimilación de datos, con el fin de obtener análisis regionales de mayor resolución temporal y espacial, respecto de los actualmente disponibles (Dillon et al 2020). En particular, se aplicará el método de asimilación por ensambles LETKF (Local Ensemble Transform Kalman Filter) acoplado con el modelo de pronóstico numérico WRF (Weather Research and Forecasting Model) (Miyoshi y Kunii, 2012). Cabe destacar que dicho sistema ha sido implementado y evaluado durante los últimos años en el sur de Sudamérica, considerando variadas resoluciones horizontales y distintas observaciones asimiladas, obteniendo en general resultados alentadores (ej.: Saucedo, 2016; Dillon et al., 2016; Maldonado et al., 2018; Maldonado et al., 2019; Dillon et al., 2019a; Dillon et al., 2019b). Sin embargo, se evidenció que es necesario seguir avanzando para mejorar distintos aspectos de la implementación regional del LETKF-WRF, en particular la representación de las condiciones de borde y la información proveniente del modelo global. En el presente

trabajo se busca contribuir en ese sentido.

Dado que la mayoría de los eventos meteorológicos son determinados por el flujo de gran escala, es fundamental que un modelo regional (MR) describa adecuadamente dicha circulación. Para garantizar que el flujo a gran escala simulado por un MR siga siendo consistente con el modelo global en el que está analizado, Waldron et al. (1996) propuso una técnica de *spectral nudging* (SN). El SN o relajación newtoniana espectral se basa en la idea de que las variables atmosféricas a escala regional están condicionadas por la interacción entre las condiciones atmosféricas globales y las características regionales de dicha escala, como las cadenas montañosas y mares adyacentes (VonStorch, 2000). El objetivo principal de la técnica SN es corregir la circulación simulada a gran escala sin deteriorar las escalas regionales (Guoy Zhong, 2017 y Clark di Leoni et al., 2018). Dado que las escalas espaciales en el MR no están aisladas, la técnica debería producir un impacto positivo en todas las escalas.

Un esquema sencillo para entender mejor el procedimiento se representa en la Figura 1. En la misma se observa cómo el SN es aplicado a partir de cierta altura en el interior del dominio de

estudio, forzando dichos niveles a seguir lo que el modelo global (MG) resuelve, mientras que en los niveles más bajos no se agregan términos de relajación a las ecuaciones del MR. Con el fin de que el MR sea consistente con el MG se realiza una conducción espectral solamente en las ondas de gran escala. Éstas son preservadas agregando términos de relajación (nudging) en el dominio espectral a partir de un número de onda seleccionado, con mayor intensidad en estas escalas y sin efecto para las pequeñas. Es decir que forzar sólo las ondas largas permite que el MR desarrolle libremente la variabilidad a pequeña escala, y esto mantiene la utilidad de la técnica del modelo de área limitada como una herramienta de reducción de escala. Así, el MR desarrolla una circulación regional de una manera más consistente con el flujo del MG (Clark di Leoni et al., 2018).



*Figura 1:* Esquema del efecto del spectralnudging sobre el interior del modelo regional (MR) delimitado por los contornos negros. A partir de una altura determinada se realiza un forzado espectral hacia el modelo global (MG) para las ondas de gran escala (representadas en rojo); mientras que por debajo de esa altura las ondas son resueltas sólo por el MR (representadas en azul). Además, en los bordes laterales del MR en general se aplica la técnica “esponja” que relaja los valores de las distintas variables a la solución dada por el MG.

Como inconveniente, el efecto de las escalas pequeñas en el flujo a gran escala disminuye considerablemente, ya que las escalas grandes se relajan constantemente hacia los campos globales. Sin embargo, esto no representa una limitación seria porque las condiciones de borde son proporcionadas por el MG, y el MR no tiene la intención de modificarlas significativamente (Miguez-Macho et al., 2004). Además, generalmente este proceso se limita a niveles altos, de modo que el estado atmosférico en niveles bajos es libre de ajustarse a las propiedades geográficas de la superficie.

La ventaja de utilizar el nudging espectral en los MR es la de imponer la similitud del estado a gran escala con el dado por el MG. Varios trabajos han observado que es recomendable el uso de nudging espectral a partir de escalas de longitud de onda horizontal mayor a 300 km (Separovic et al., 2015; Zhao et al., 2016; Feser et al., 2011).

Dado que el SN fue utilizado ampliamente en los modelos climáticos y en la última década ha ganado relevancia en los modelos de pronóstico del tiempo regionales, y en particular ha sido utilizado en el WRF con resultados favorables en los pronósticos a corto y mediano plazo (ej. da Silva y de Camargo (2018) en Sudamérica; Gomez y Miguez-Macho (2017) en el sur de Europa; Liu et al. (2012) en América del Norte), resulta de interés estudiar la implementación de esta técnica en el marco de un sistema de asimilación de datos regional. Más aún, explorar esta técnica abre las puertas para indagar en su implementación en el marco de una asimilación de datos multi-escala, con el fin de mejorar el impacto de las observaciones de escala local en el flujo de mayor escala.

El objetivo del presente artículo es evaluar la sensibilidad en los análisis y pronósticos de un sistema regional LETKF-WRF a la incorporación de información del modelo global conducente Global Ensemble Forecast System (GEFS) a partir de la técnica de SN, para el sur de Sudamérica durante un período de 2 meses.

El trabajo está organizado de la siguiente manera: la Sección 2 describe tanto las características del sistema de asimilación LETKF-WRF y de los experimentos, como las técnicas utilizadas para la verificación de los análisis y pronósticos. En la Sección 3 se realiza un análisis de los resultados obtenidos, y en la Sección 4 se presentan las conclusiones.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

### 2.1. Sistema de Asimilación: Configuración del LETKF-WRF y dominio de estudio

Para llevar a cabo los experimentos del presente artículo se utiliza el sistema LETKF-WRF, el cual es computacionalmente adecuado para su aplicación en sistemas de asimilación de datos atmosféricos (Szunyogh et al., 2008; Houtekamer y Zhang, 2016) y es la metodología seleccionada por el SMN para implementar de manera operativa durante el 2021, como se mencionó en la Sección 1 (Dillon et al., 2020).

La localización utilizada fue el método R de Greybush et al. (2011), también usado por Miyoshi y Kunii (2012). Los parámetros correspondientes a la escala de localización se fijaron de manera que el radio de influencia de las observaciones se extiende en la horizontal 1.460 km y en la vertical 12,5 km aproximadamente, en concordancia con Miyoshi y Kunii (2012) y Dillon et al. (2019a).

Para reducir el impacto de los errores de muestreo y representar parte de los errores de modelo, se utilizó la inflación multiplicativa Relaxation to Prior Spread (RTPS) propuesta por Whitaker y Hamill (2012), mediante la cual se relaja la desviación estándar del ensamble (Spread) a la correspondiente al campo preliminar. Si bien no se realizaron estudios de sensibilidad, se decidió utilizar un valor de 0.8 para el parámetro alfa propio de RTPS (Dillon et al., 2019b; Necker et al., 2020). Se optó por el uso de la inflación multiplicativa RTPS dado que se obtuvieron resultados satisfactorios en la

región, mientras que con la inflación adaptativa (Miyoshi, 2011) se encontraron dificultades para su implementación (Dillon et al., 2016).

El dominio seleccionado incluye el Sur de Sudamérica (Figura 2). En el mismo se implementó una retícula de 20 km en el plano horizontal con proyección Lambert conformal (280 x 270 puntos), una topografía con resolución de 30" y 38 niveles sigma-p en el plano vertical, con tope en 50 hPa utilizando una mayor concentración de niveles tanto cerca de superficie como del tope. Estas características representan un área con una resolución adecuada para resolver los procesos en la escala sinóptica, la cual es de utilidad para una primera evaluación de la combinación del nudging espectral con un sistema de asimilación de datos regional. La versión del WRF usada es la 3.9.1.1. Asimismo, se decidió realizar los experimentos durante una temporada cálida, en particular desde el 1 de diciembre de 2015 al 31 de enero de 2016, período en el que se produjeron numerosos eventos convectivos en la región.

Para representar la incertidumbre asociada al error del modelo se utiliza un ensamble multimodelo, dado que algunos autores obtuvieron un impacto positivo en el desempeño de un sistema de asimilación EnKF mediante dicha técnica (ejMeng y Zhang, 2007; Saucedo, 2016). En este trabajo se utilizaron 9 combinaciones distintas de parametrizaciones de cumulus y de capa límite planetaria (CLP) para formar un ensamble de 20 miembros, como se indica en la Tabla I. Como condiciones de borde se utilizaron los pronósticos del modelo de 20 miembros GEFS v11 (Zhou et al., 2017) con resolución 1° con una frecuencia de 6 horas, proporcionados por el National Centers for Environmental Prediction (NCEP). En particular cada número de miembro experimental utiliza el mismo número del miembro del GEFS, formando así un conjunto de 20 realizaciones distintas unas de otras.

A su vez, todo el ensamble comparte las



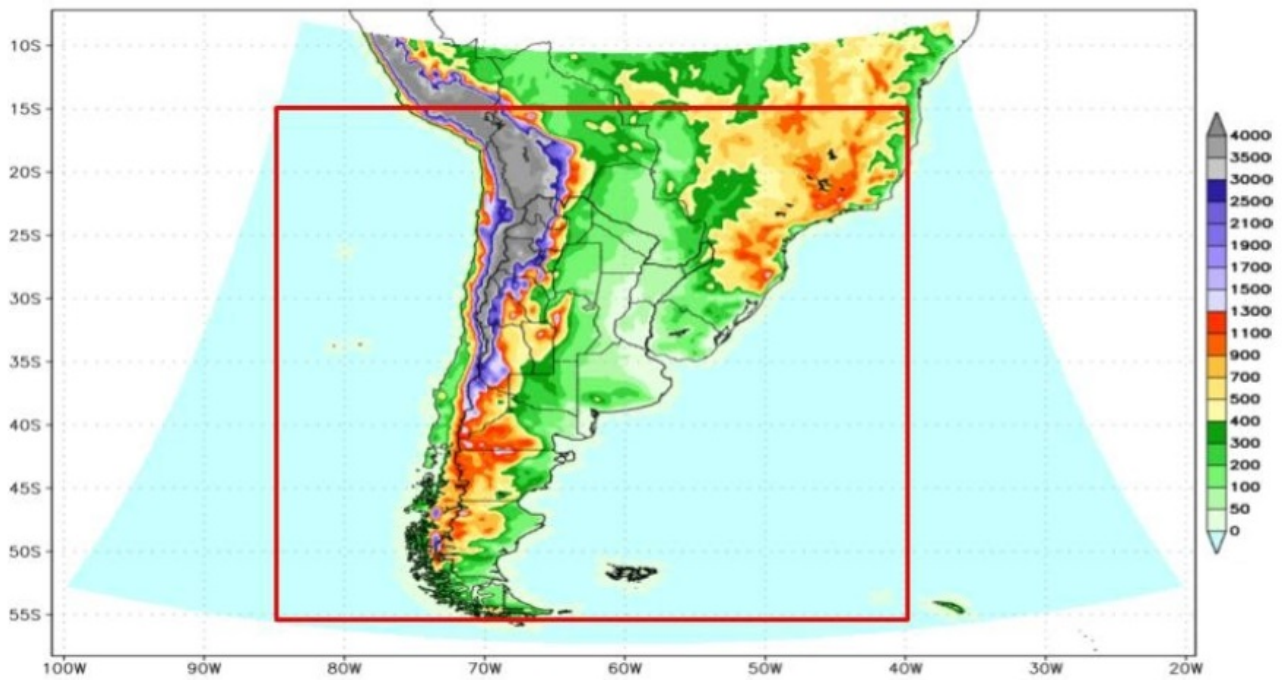


Figura 2: Dominio utilizado y topografía del modelo [m] (sombreado). El rectángulo rojo indica la región utilizada en la verificación: entre  $-56^\circ$  y  $-15^\circ$ S y entre  $-85^\circ$  y  $-40^\circ$ O.

Combinaciones de parametrizaciones en los experimentos	Esquema de Cumulus			Esquema de Capa Limite Planetaria (CLP) y de Superficie		
Número de miembros de ensamble	Kain-Fritsch (Kain, 2004)	BMJ (Janjic, 1994)	Grell Freitas (2014)	YSU (Hong, Noh y Dudhia 2006)	MYNN2 (Nakanishi, Niino 2009)	MYJ (Janjic, 2002)
				MM5 Similarity (Beljaars, 1994)		ETA Similarity (Janjic, 2002)
1,10,19	✓	-	-	✓	-	-
2,11,20	-	✓	-	✓	-	-
3,12	-	-	✓	✓	-	-
4,13	✓	-	-	-	-	✓
5,14	-	✓	-	-	-	✓
6,15	-	-	✓	-	-	✓
7,16	✓	-	-	-	✓	-
8,17	-	✓	-	-	✓	-
9,18	-	-	✓	-	✓	-

Tabla I: Parametrizaciones utilizadas en cada miembro de ensamble, los recuadros con '✓' muestran las parametrizaciones que utiliza el mismo mientras que los '-' indican las que no incluyen. En total son 9 combinaciones. El número de miembro se corresponde con el utilizado del GEFS para los bordes.

parametrizaciones de microfísica WSM6 (Hong, 2006), de suelo NOAH (Tewari et al., 2004), de radiación de onda corta Dudhia (Dudhia, 1989) y de onda larga RRTM (Mlawer et al., 1997). La elección de las mismas responde al resultado

de trabajos previos en nuestra región, llevados a cabo con resoluciones similares a la empleada en este trabajo (ej. Ruiz et al., 2010; Saucedo, 2016; Dillon et al., 2016).

La frecuencia de los análisis generados es de 6 horas, utilizando a su vez una ventana de 6 horas de observaciones centradas en la hora de análisis. Es decir que, por ejemplo para el análisis de las 12 UTC, se asimilaron observaciones entre las 09 y las 15 UTC, las cuales se agruparon en periodos de 1 hora. Es decir que se hizo una implementación 4D-LETKF (Miyoshi y Aranami, 2006).

Se utilizaron los archivos PREPBUFR (PREP-Binary Universal Form for Representation of Meteorological Data) generados por el NCEP (Keyser, 2013) para obtener las observaciones a asimilar. Las mismas son asimiladas por el sistema del GFS y por lo tanto cuentan con un control de calidad riguroso. En nuestro dominio las observaciones disponibles durante el período de estudio se presentan en la Tabla II, donde se asocia cada variable con su origen de medición. Las variables son las componentes zonal (U) y meridional (V) del viento, la temperatura (T), la temperatura virtual (Tv), la humedad específica (q) y la presión de superficie (PSFC). Las fuentes de observaciones son los radiosondeos (ADPUPA), las estaciones de superficie (ADPSFC), los barcos (SFCSHP), los aviones (AIRCFT), las estimaciones satelitales de viento a partir del GOES (SATWND) y del Advanced Scatterometer (ASCATW) (Verspeek et al., 2009). Además de las observaciones del PREPBUFR, con el fin de ampliar la información termodinámica, se consideraron los perfiles verticales de T y q estimados por el Atmospheric Infrared Sounder (AIRS), catalogados con la mejor calidad (Susskind, 2011) ([ftp://airs12.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/s4pa//Aqua\\_AIRS\\_Level12/AIRX2RET.006/](ftp://airs12.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/s4pa//Aqua_AIRS_Level12/AIRX2RET.006/), accedido en enero 2016). Dado que su resolución horizontal es de aproximadamente 45 km y la del modelo es de 20 km, se mantuvo la distribución original de los datos teniendo así una relación de 2,25 entre resoluciones, similar a la utilizada en otros trabajos (ej. Jones y Stensrud, 2012; Pu y Zhang, 2010).

	ADPUPA	ADPSFC	SFCHP	AIRCFT	SATWND	ASCATW	AIRS
U	X		X	X	X	X	
V	X		X	X	X	X	
T	X		X	X			X
Tv	X		X				
q	X		X				X
PSFC		X	X				

*Tabla II:* Observaciones disponibles en el PREPBUFR y AIRS en el dominio y período utilizado, detallando con una X el origen de cada tipo de variable (ver en el texto las características de cada una).

En la figura 3 (a) y (b) se muestran la suma total de datos asimilados durante el periodo, para cada hora de análisis en función del tipo de observación y el tipo de variable. Es importante señalar que la distribución de las observaciones no resulta homogénea ni espacial ni temporalmente. Los datos con menor densidad son los provenientes de los aviones (AIRCFT); los radiosondeos (ADPUPA) de nuestra región se concentran a las 00, 12 y 18 UTC, con una cantidad del orden de 20 por día. No todas las estaciones de superficie (ADPSFC) reportan de manera horaria, con lo cual el número de observaciones disminuye en particular en horas de la madrugada. Respecto a las estimaciones satelitales, las provistas por el ASCATW y el GOES (SATWND) contribuyen con una cantidad considerable de datos de viento, tanto cerca de la superficie como en altura, para todas las horas de análisis.

## 2.2. Técnica de SpectralNudging (SN)

El objetivo de la técnica SN es modificar espectralmente las tendencias en las longitudes de onda más largas de las variables en las ecuaciones de pronóstico, agregando un término de relajación que es proporcional a la diferencia entre los estados simulados y prescritos, en este caso el MR y el MG respectivamente. Dicho término relaja parte del espectro de las ondas de gran escala a las correspondientes a un reanálisis, análisis o pronóstico global, contribuyendo a que el MR simule las características de dicha escala que deberían estar mejor representadas en los datos globales.

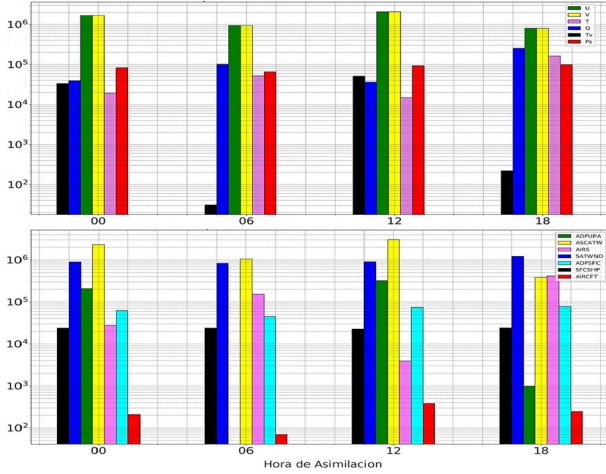


Figura 3: Suma total de la cantidad de observaciones asimiladas a las 00, 06, 12 y 18 UTC durante el período completo, discriminando por el tipo de variable (A) y por el tipo de fuente de observación (B).

Siguiendo a vonStorch et al. (2000), la metodología consiste en expandir una variable del modelo regional de la siguiente manera:

$$\Psi_R(\lambda, \Phi, t) = \sum_{j=-J_R, k=-K_R}^{J_R, K_R} \alpha_{j,k}^R(t) \exp\left(\frac{ij\lambda}{L_\lambda}\right) \exp\left(\frac{ik\Phi}{L_\Phi}\right) \quad (1)$$

donde  $\lambda(\Phi)$  es la coordenada zonal (meridional);  $t$  representa el tiempo;  $j(k)$  representa el número de onda zonal (meridional);  $L_\lambda(L_\Phi)$  es la dimensión del dominio en la dirección zonal (meridional);  $J_R$  y  $K_R$  son los números de onda más altos representados por el MR; en tanto que  $\alpha$  representa los coeficientes de Fourier del MR para cada longitud de onda, los cuales varían en el tiempo. La expresión  $\Psi_R$  es la proyección de una variable del modelo en los números de onda  $j, k$ . Este desarrollo resulta válido dado que se trabaja con longitudes de onda del orden de los 100 a 1000 km.

En el SN se realiza una expansión similar  $\Psi_G$  para el MG, y se eligen los números de onda  $J_G$  y  $K_G$  para corresponder a las escalas espaciales que se quieren retener del MG en las direcciones zonal y meridional. Los términos de nudging se obtienen como la diferencia de  $\Psi_G$  y  $\Psi_R$

multiplicado por el coeficiente  $\eta_{j,k}$ , en la forma:

$$\eta_{j,k}(\Psi_G - \Psi_R) = \sum_{j=-J_G, k=-K_G}^{J_G, K_G} \eta_{j,k} [\alpha_{j,k}^G(t) - \alpha_{j,k}^R(t)] \exp\left(\frac{ij\lambda}{L_\lambda}\right) \exp\left(\frac{ik\Phi}{L_\Phi}\right) \quad (2)$$

en donde  $\eta_{j,k}$  es el coeficiente de nudging que controla la intensidad de la relajación del SN, se define como la inversa del tiempo de relajación newtoniano y es función del nivel vertical del modelo. El mismo indica la confianza que se tiene entre las diferentes escalas de las variables a comparar, en donde se permite que el MR se desvíe del estado dado por el MG condicionado a esta confianza. Cuanto mayor sea la confianza que se le da al MG, mayor será el  $\eta_{j,k}$ .

Cuando  $(\Psi_G - \Psi_R)$  es positivo se induce una tendencia a incrementar  $\Psi_R$  para acercarse a  $\Psi_G$ . Por el contrario si es negativo se induce una disminución de  $\Psi_R$  para tender a  $\Psi_G$ . Finalmente, la técnica de SN puede expresarse matemáticamente de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = L(\Psi) - \sum_{j=-J_G, k=-K_G}^{J_G, K_G} \eta_{j,k} [\alpha_{j,k}^G(t) - \alpha_{j,k}^R(t)] \exp\left(\frac{ij\lambda}{L_\lambda}\right) \exp\left(\frac{ik\Phi}{L_\Phi}\right) \quad (3)$$

donde  $L$  es el operador que representa la integración de MR. Como resultado del SN, se puede seleccionar y restringir una variable específica del MR y relajarla hacia la variable correspondiente del MG a la escala y/o altura específica (Guoy Zhong, 2017). Para ello, se elige un dado número de onda de corte zonal ( $J_G$ ) y meridional ( $K_G$ ) y la escala espectral donde actúa el SN es determinada por el cociente entre el tamaño del dominio y el número de onda de corte en la dirección zonal o meridional.

El término de nudging es aplicado en todos los pasos temporales del modelo y se ajusta a los nuevos campos del análisis global. A partir de eso se van modificando hacia el interior del dominio las variables a las que se le aplica el

SN. En cuanto a los bordes laterales del MR, se utiliza una técnica de esponja clásica de 5 puntos de retícula mediante la cual el MR es relajado hacia el MG (vonStorch et al. 2000).

### 2.3. Descripción de los experimentos

Con el fin de evaluar la sensibilidad en los análisis y pronósticos de un sistema regional LETKF-WRF a la incorporación de información del GEFS a partir de la técnica de SN, y considerando los resultados obtenidos con algunas configuraciones preliminares (Iglesias et al, 2018), se plantearon los siguientes experimentos:

- **Experimento Control Sin Nudging: “SinNud”**

Se plantea un experimento LETKF-WRF de referencia en donde los análisis y pronósticos regionales sólo reciben información del modelo global en sus condiciones de borde. Es decir, un sistema de asimilación sin adicionar la técnica de SN, con las características descritas en la Sección 2.1.

- **Experimento de Nudging cada 6 horas: “SpNud6h”**

Utilizando el sistema LETKF-WRF como en SinNud, se aplica el SN considerando los campos globales en un intervalo de 360 minutos, es decir que se utilizan los análisis y pronósticos a 6 y 12 horas de los 20 miembros disponibles del GEFS como modelo conducente, como se esquematiza en la Figura 4. El SN fue aplicado en todos los pasos temporales para las variables viento zonal (U), viento meridional (V), altura geopotencial (HGT) y temperatura (T). No se aplica SN para las variables de humedad siguiendo la metodología aplicada por Míguez-Macho et al. (2004). Dado que este trabajo representa una contribución inicial en la aplicación del SN en la región se adoptaron configuraciones siguiendo trabajos previos. Es importante abordar un análisis de sensibilidad a estas configuraciones en próximos trabajos, como los llevados a cabo por Spero et al. (2018) en Estados Unidos y Huang et al. (2021) en la meseta tibetana. En

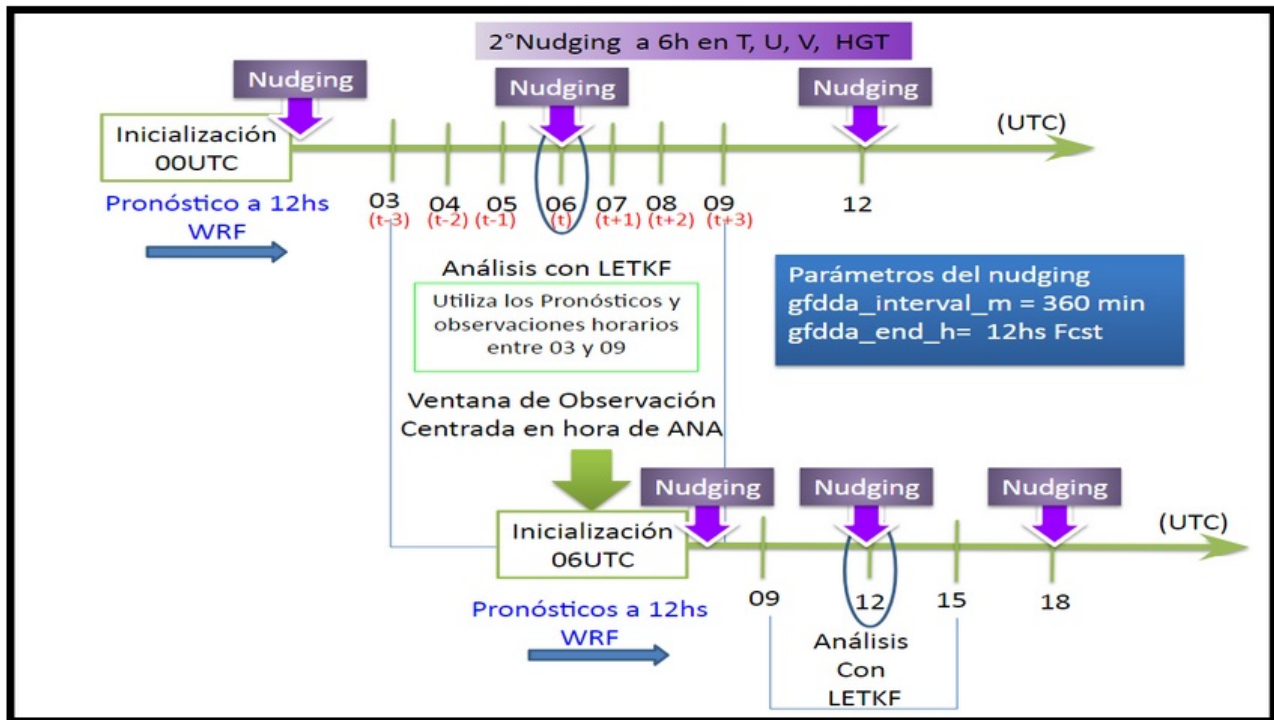
la Tabla III se resumen las características del SN de los experimentos inherentes al archivo de configuración namelist.input del WRF. Para SpNud6h la intensidad de relajación utilizada fue  $0,0003 \text{ s}^{-1}$  (valor introducido inicialmente por Stauffer et al. (1985)), el cual es el coeficiente establecido por defecto en el WRF y fue utilizado con este modelo en trabajos previos (ej. Liu et al., 2012; Gómez y Míguez-Macho, 2017). Además se decidió establecer un forzado a partir de un número de onda zonal ( $J_G$ ) y meridional ( $K_G$ ) de 4, equivalente a una longitud de onda de corte de aproximadamente 1400 km en la horizontal para ser acorde a las ondas de latitudes medias a forzar por el MG (parámetros xwavenum, ywavenum del WRF). En la implementación del WRF, existen dos

Parámetro del namelist.input	Significado	SinNud	SpNud6h
grid_fdda	Tipo de nudging	0	2
gfdda_interval_m	Intervalo temporal (min) entre los datos de entrada	-	360
gfdda_end_h	Última hora de pronóstico en que se aplica el nudging	-	12
if_no_pbl_nudging_VAR (VAR=uv,q,ph,theta)	Activar(0)/Desactivar(1) nudging en la CLP	-	1
guv	Coeficiente de intensidad de relajación para u,v	-	0,0003
gt	Coeficiente de intensidad de relajación para temperatura potencial	-	0,0003
gq	Coeficiente de intensidad de relajación para humedad	-	0
gph	Coeficiente de intensidad de relajación para geopotencial	-	0,0003

Tabla III: Parámetros relacionados con el nudging en el archivo de configuración namelist.input del WRF de los experimentos realizados. Los coeficientes de intensidad de relajación se expresan en  $[10^{-4}\text{s}^{-1}]$ .

opciones, se puede fijar el nivel por encima del cual se aplica el SN como un nivel sigma fijo o se puede definir que el SN se active por encima de la CLP. Además existe una opción que permite determinar la cantidad de niveles en los cuales, la intensidad del SN va aumentando en forma lineal, con el fin de realizar una transición gradual. En el diseño experimental de este trabajo el nivel a partir del cual se realiza el SN para todas las variables seleccionadas está dado por la altura de la CLP estimada por WRF y la intensidad del nudging no varía con la altura. En general, no se recomienda conducir la humedad y la temperatura en la CLP, porque las características de la superficie del





*Figura 4:* Esquema del ciclo de asimilación utilizado adicionando el nudging espectral en las variables T, U, V y HGT, considerando el campo del MG para el análisis (considerado como Forecast 000) y los Forecast 006 y 012 (es decir cada 6 horas). En este caso el MG es el GEFS. Por ejemplo, a las 00 UTC se inicializa un conjunto de pronósticos horarios del WRF, los cuales se van a usar como campos preliminares para los análisis de las 06 UTC (tiempo  $t$ ). Las observaciones asimiladas para generar dichos análisis son las comprendidas entre las 03 y 09 UTC, divididas en porciones horarias ( $t-3, t-2, t-1, t, t+1, t+2, t+3$ ) para poder contrastarlas con los campos preliminares correspondientes. Luego, como resultado del proceso de asimilación LETKF, se obtienen los análisis a las 06 UTC, a partir de los cuales se inicializa un nuevo conjunto de pronósticos del WRF para poder repetir el ciclo y calcular los análisis de las 12 UTC. Ver el texto para una explicación más detallada.

modelo de área limitada, incluida la topografía, pueden ser bastante diferentes de las del modelo global utilizado (Wang y Kotamathi, 2013; Gomez y Miguez-Macho 2017). Por lo tanto, sólo se conducen las variables anteriormente seleccionadas (U, V, HGT, T) por encima de la estimación WRF para la altura de la CLP.

Cabe destacar que la implementación del nudging espectral no representó un tiempo significativo de cómputo, con lo que se infirió que el costo computacional de incorporar el SN al sistema acoplado LETKF-WRF, al menos con las resoluciones empleadas, sería despreciable.

Por último, es importante señalar que el diseño experimental planteado no permite independizar el efecto del SN en el sistema de asimilación en sí mismo, del efecto del SN en los pronósticos, ya que la metodología de SN fue incluida en ambos procesos. La diferencia que se encuentra entre los experimentos “SinNud” y SpNud6h” responde al efecto acumulativo del SN, ya sea positivo o negativo, en los sucesivos ciclos de asimilación y también en el proceso de pronóstico. Con el fin de separar el efecto del SN en la asimilación y en el pronóstico, otros diseños experimentales deberían plantearse, sin embargo, dicho análisis se escapa de los objetivos del presente trabajo. A su vez, no se indagó en

la posible influencia de un spin up dinámico que podría ocasionarse al forzar el MR con los modos del MG, ya que resuelven la física y dinámica de una manera diferente (WRF versus GEFS), lo cual sería interesante abordar en un futuro.

## 2.4. Métodos de verificación

Para medir el desempeño de cada sistema se contrastaron los resultados de los experimentos respecto a los reanálisis ERA-Interim provistos por el European Center for Medium-range Weather Forecasts (denominados ERA de aquí en adelante) (Dee et al., 2011; Bao y Zhang, 2013). Se seleccionó este set de datos por ser independiente de los experimentos y para poder contar con una cobertura espacial y temporal homogénea. Para este trabajo se obtuvieron los datos del ERA con una frecuencia cuatriddiurna en una retícula regular de  $0.5^\circ$ . Entonces para tener una medida comparable entre las soluciones del LETKF – WRF (de 20km de resolución) se interpolaron estos datos de forma lineal a la retícula del ERA.

Además, para tener una noción de las soluciones de los MG se adicionaron las bases de datos del modelo global GEFS de  $1^\circ$  de resolución (ya que fue el utilizado para el SN), y el GFS determinístico de  $0.25^\circ$  de resolución (que resulta de interés porque es el más usado en la región), para comparar los resultados con el MR. Ambos utilizan el modelo GFS/GSM v12.0.0 pero difieren en la resolución, parámetros asociados a la misma, y condiciones iniciales, como se detalla en Zhou et al. (2017). Estas bases de datos también fueron interpoladas linealmente a la retícula del ERA.

Luego se aplicó una máscara a estos datos en función de la presión de superficie con el objetivo de filtrar errores numéricos generados por topografía. Como se trabaja con bases de datos de distintas resoluciones espaciales, la forma en que resuelven la topografía difiere, y esto lleva a tener discrepancias especialmente en regiones de orografía compleja, generando valores extremos de error que dominan los promedios.

A continuación se describen las métricas calculadas en el dominio comprendido entre  $-56$  y  $-15^\circ\text{S}$  y entre  $-85^\circ$  y  $-40^\circ\text{O}$ , el cual se muestra enmarcado en rojo en la Figura 2. Se consideró la norma de la energía total (ET) con el fin de tener información de los errores generados por el apartamiento en las variables de viento, temperatura, presión y humedad (Ehrendorfer et al., 1999). La ET húmeda, como se la llamó posteriormente, puede expresarse de la siguiente manera:

$$E, T_{i,j,k,t} = 0,5(U'_{i,j,k,t}{}^2 + V'_{i,j,k,t}{}^2 + \frac{C_{Pd}}{T_r} T'_{i,j,k,t}{}^2 + \frac{L^2}{C_{Pd} T_r} q'_{i,j,k,t}{}^2 + \frac{R_d T_r}{P_r^2} P'_{i,j,k,t}{}^2) \quad (4)$$

Error de Energía Húmeda Total      Término Cinético      Término Térmico      Término de Humedad      Término de Presión Superficial

En esta formulación los términos  $U'$ ,  $V'$ ,  $T'$ ,  $p'$  y  $q'$  son la diferencia entre lo observado por ERA y experimentos previamente definidos, para un instante determinado de la componente zonal y meridional del viento, la temperatura, la presión superficial y la humedad específica, respectivamente, y su unidad resulta  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ . La ET (Ota et al., 2013; Singh et al., 2014) se calcula para cada miembro del ensamble, para cada punto de retícula  $(i,j,k)$  y para cada tiempo  $t$ , las constantes utilizadas corresponden a las definidas por Ehrendorfer et al. (1999). Para sintetizar la información, se realizaron cálculos del promedio de ET tanto vertical como horizontal y temporalmente.

Con el fin de complementar los resultados se utilizan el Bias y la Raíz Cuadrada de la Diferencia Cuadrática Media (RMSD) (Zhu y Thoth, (2008)). Con ambos estadísticos se mide la distancia entre análisis o pronósticos de cada miembro del LETKF-WRF ( $Xa_n$ ) respecto al reanálisis global ERA ( $Xera_n$ ), según las ecuaciones (5) y (6), donde  $n=1, \dots, N$  son los puntos de retícula.

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (Xera_n - Xa_n)^2} \quad (5)$$

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (X_{era_n} - X_{a_n})^2 \quad (6)$$

Otro elemento que se cuantifica en los ensambles es la dispersión de sus miembros, el spread, el cual calcula la desviación de los miembros del ensamble respecto de su media. Además, se espera que el spread sea comparable al error cuadrático medio de la media del ensamble, de manera de representar la totalidad de la incerteza del pronóstico (Zhu, 2005, Buizza et al., 2005). Es decir que considerando que el tamaño del ensamble es lo suficientemente grande, la ecuación 5 aplicada a la media del ensamble debería ser igual al spread expresado de la siguiente manera:

$$SPREAD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \frac{1}{R-1} \sum_{r=1}^R (\bar{x}_n - x_{n,r})^2} \quad (7)$$

donde  $\bar{x}_n = \frac{1}{R} \sum_{r=1}^R x_{n,r}$  representa la media del ensamble,  $x_{n,r}$  cada miembro con  $r = 1, \dots, R$  los diferentes miembros del ensamble. Es decir que se obtuvo un valor de la raíz cuadrada del error cuadrático medio del ensamble (RMSE) y uno de spread representativo del área horizontal, para cada nivel vertical y para cada horario.

### 3. RESULTADOS

Se realiza una verificación de la calidad de los análisis y pronósticos a corto plazo generados en cada experimento, durante un período de 62 días (del 1 de diciembre del 2015 a las 12 UTC hasta el 31 de enero del 2016 a las 18 UTC), descartando los primeros 15 días del experimento (equivalente a 60 ciclos de spin up) en los casos en que se promedian los resultados de los distintos ciclos. Se denominan FCST000 a los análisis, FCST006 y FCST012 a los pronósticos a 6 y 12 horas respectivamente.

#### 3.1. Error de energía total húmeda

Se evaluó tanto el total de ET como así también los términos que la componen (ec. 4). Dado que el término de presión posee uno o dos órdenes de magnitud menores, sólo se estudian el término

cinético, de humedad y térmico, que son los que van a contribuir en mayor medida al total. Se realizaron cálculos del promedio de ET y se graficaron los perfiles verticales promediados en el tiempo y la evolución en el tiempo de ET sobre el dominio de verificación previamente mencionado.

En la Figura 5 se muestran los perfiles verticales de ET, donde se puede ver que en niveles bajos SpNud6h presenta valores de energía levemente mayores a SinNud y a la vez, ambos se alejan de los valores del GFS y GEFS. Sin embargo, conforme se asciende a niveles superiores el error de SpNud6h tiende a disminuir respecto a SinNud, es decir que la técnica de SN muestra un impacto positivo por encima de los 900 hPa aproximadamente, en todos los plazos. Además, por encima de los 300 hPa el error de SpNud6h no cambia sustancialmente entre el análisis y el pronóstico a 12 horas, en contraste con el error de SinNud que muestra un incremento de aproximadamente  $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  entre dichos plazos.

Por otra parte, si se analiza la serie temporal de ET para el FCST012 se puede ver que para la primera mitad de la serie, el mes de diciembre, SpNud6h presenta menor ET que SinNud (Figura 6A). A su vez, el GFS presenta un ET similar a SpNud6h hasta el ciclo 80 (correspondiente al 20 de diciembre), a partir del cual comienza a mantenerse por debajo de éste. Sin embargo, en la segunda mitad del periodo, en el mes de enero, el error en SpNud6h tiende a incrementarse alcanzando a SinNud o superándolo levemente en algunos tiempos. Este comportamiento no se observa en el GEFS y GFS, que tienden a distanciarse ligeramente de los sistemas regionales, reduciendo su error. En la Figura 6 se puede ver que la ET integrada en la vertical está dominada por niveles bajos, donde la magnitud es mayor. Se evidencia que en niveles altos donde el nudging está impactando más directamente, el error no aumenta a medida que avanzan los ciclos en el experimento que incluye el nudging, efecto que se pone más en manifiesto cuando se va descendiendo hacia niveles bajos. Analizando los términos de la



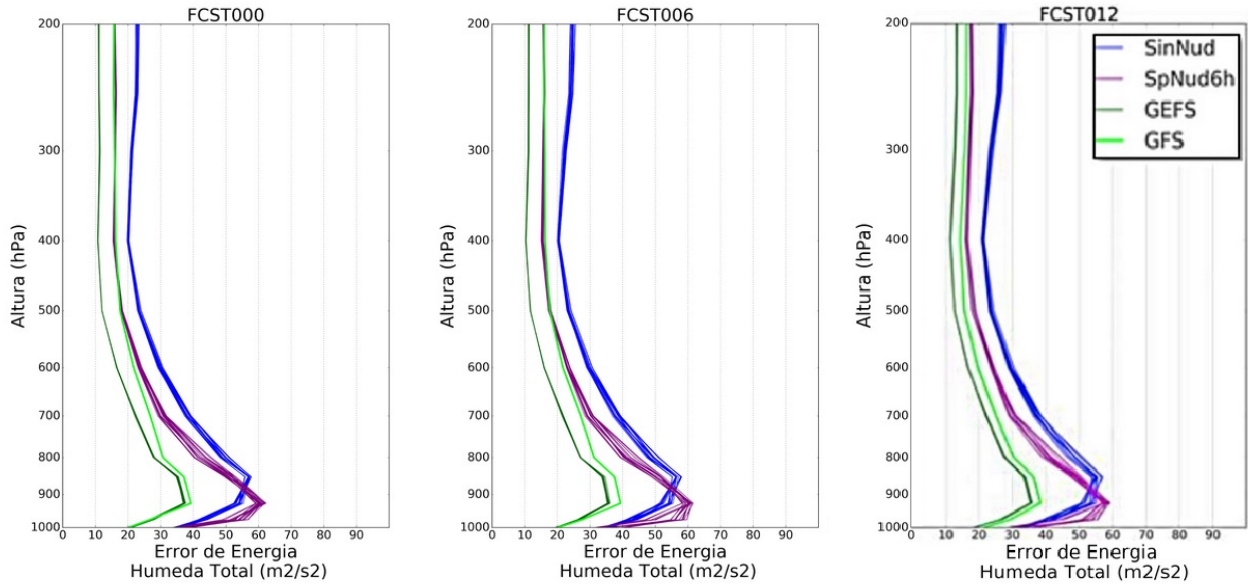
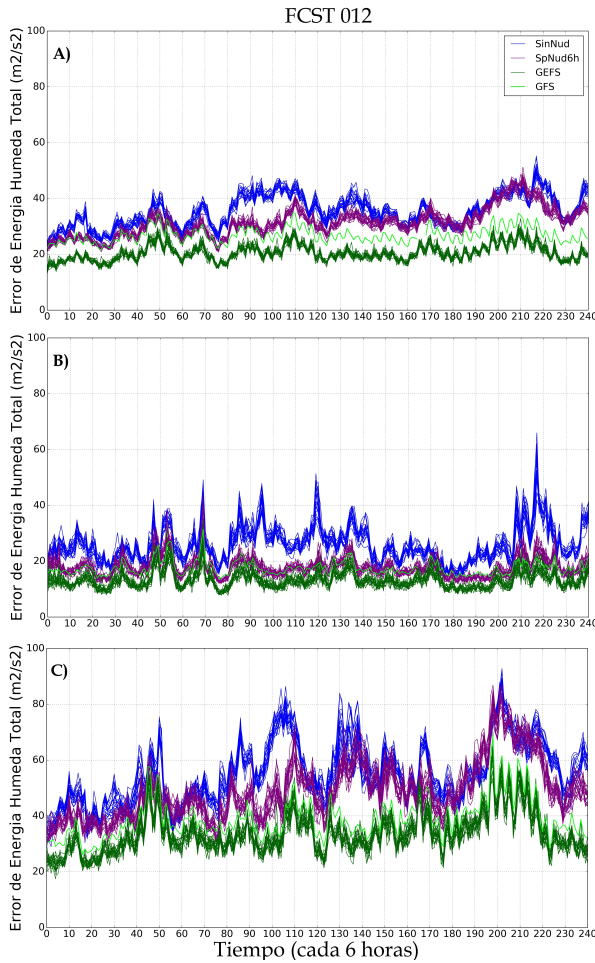


Figura 5: Perfil vertical de ET [ $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ] promediado en todo el dominio horizontal y durante el período de 45 días excluyendo los días de spin up definido, utilizando los reanálisis ERA como referencia, para los análisis y pronósticos (FCST000, FCST006 y FCST012) por separado, de los experimentos SinNud (azul, 20 miembros), SpNud6h (violeta, 20 miembros), GEFS (verde oscuro, 20 miembros) y GFS (verde claro).

ecuación 4, el de humedad es el que contribuye en mayor medida a esta divergencia entre los sistemas globales y regionales hacia el final del periodo (no mostrado). Este efecto puede deberse a la presencia de errores sistemáticos en el MR (posiblemente vinculados a procesos locales), los cuales se van acumulando a medida que avanzan los ciclos de asimilación, y a partir del ciclo 170 aproximadamente se observa que el error del sistema regional se aleja del sistema global de pronóstico. Al mismo tiempo, el sistema de asimilación no ha sido capaz de remover estos errores sistemáticos de una manera eficiente, probablemente por la cantidad insuficiente de observaciones disponibles y/o por los parámetros utilizados. Cabe destacar que los resultados son análogos para FCST000 y FCST006 (no mostrado). Si bien no se analizó en profundidad la razón por la cual los errores de los miembros de GEFS en general son menores que los del GFS, se considera que la influencia de las distintas condiciones iniciales que utilizan (Zhou et al., 2017) es la que impacta fuertemente en el resultado. Se destaca que otros autores

también han encontrado que el GEFS tiene un mejor desempeño que el GFS, por ejemplo Tateo et al. (2019), analizando el pronóstico del viento a 10 metros en Taranto (Italia).

En la Figura 7 se muestra el campo espacial de ET de ambos experimentos para los FCST006 y FCST012. Se observa para ambos plazos de pronóstico que si bien los máximos presentan valores similares en ambos experimentos, SpNud6h presenta una reducción en el área que abarcan los mismos umbrales de ET en el centro y noreste del dominio respecto a SinNud. Además, para el máximo que en ambos experimentos se localiza en el centro de Argentina, SpNud6h es el que presenta la menor magnitud del mismo (del orden de  $20 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$  menos). Por otra parte, la extensión de dicho máximo que presenta SinNud hacia las costas de Uruguay, Sur Brasileño y océano adyacente para ambos plazos de pronóstico no se observa en SpNud6h. Una característica común en ambos experimentos es que los mayores errores se localizan en latitudes medias-bajas.



*Figura 6:* Serie temporal de ET [ $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ] promediado en todo el dominio, utilizando los reanálisis ERA como referencia, para FCST012 de los experimentos SinNud (azul), SpNud6h (violeta), GEFS (verde oscuro) y GFS (verde claro); A) promediada verticalmente, B) en 250 hPa, C) en 850 hPa.

Para entender mejor el comportamiento de ET vemos cuáles de los términos de la ecuación 4 son los que más contribuyen a ET. En la Figura 8 se muestran los resultados para el FCST012, los cuales son similares a los correspondientes a FCST006. Se observa que para SinNud el término de humedad es el que más aporta y explica los máximos del total. Por otra parte, los términos cinéticos y térmicos, en ese orden, contribuyen a una distribución más homogénea de ET sobre el Atlántico y el centro-Norte de

Argentina y países limítrofes. En SpNud6h se observa que el efecto de la humedad también es el que predomina en el aporte a ET, pero sobre el continente y el Atlántico el impacto del SN es positivo (es decir que el error disminuye respecto al de SinNud), mientras que sobre el Pacífico el impacto es negativo. Se destaca que el efecto cinético y térmico se reduce considerablemente respecto a SinNud. En particular el término de humedad es el responsable del máximo de ET en niveles bajos para ambos experimentos, que se observó en los perfiles verticales de la Figura 5 (no mostrado). Si bien el SN no se aplicó a la variable de humedad (Sección 2.3), sería esperable que la mejora obtenida mediante esta técnica en las otras variables, como en U y V, impacte positivamente en el campo de humedad. Resulta de interés abordar este punto en trabajos futuros con el fin de comprender mejor el comportamiento del error de la humedad en el modelo y así poder contribuir a su disminución.

Cabe destacar que el orden de magnitud de ET mostrada es similar a la presentada por Dillon et al. (2019a) en la misma región. A modo de resumen, respecto al ET se puede resaltar lo siguiente:

- El experimento SpNud6h disminuye significativamente los errores en los primeros ciclos de asimilación. Pero a medida que el tiempo avanza se genera un deterioro del aporte positivo del SN: los valores de ET de SpNud6h y SinNud se asemejan.
- La contribución más significativa al ET en ambos experimentos se observa en el término de humedad, particularmente en niveles bajos. Es probable que se deba a la representación de los procesos de la CLP del modelo regional, ya que es una característica común en SpNud6h y SinNud.

### 3.2. Análisis del error medio y el desvío

En función de lo analizado en los términos de la ecuación 4 de ET, se decidió realizar el análisis del RMSD y Bias para ambas componentes del viento (U y V), la humedad

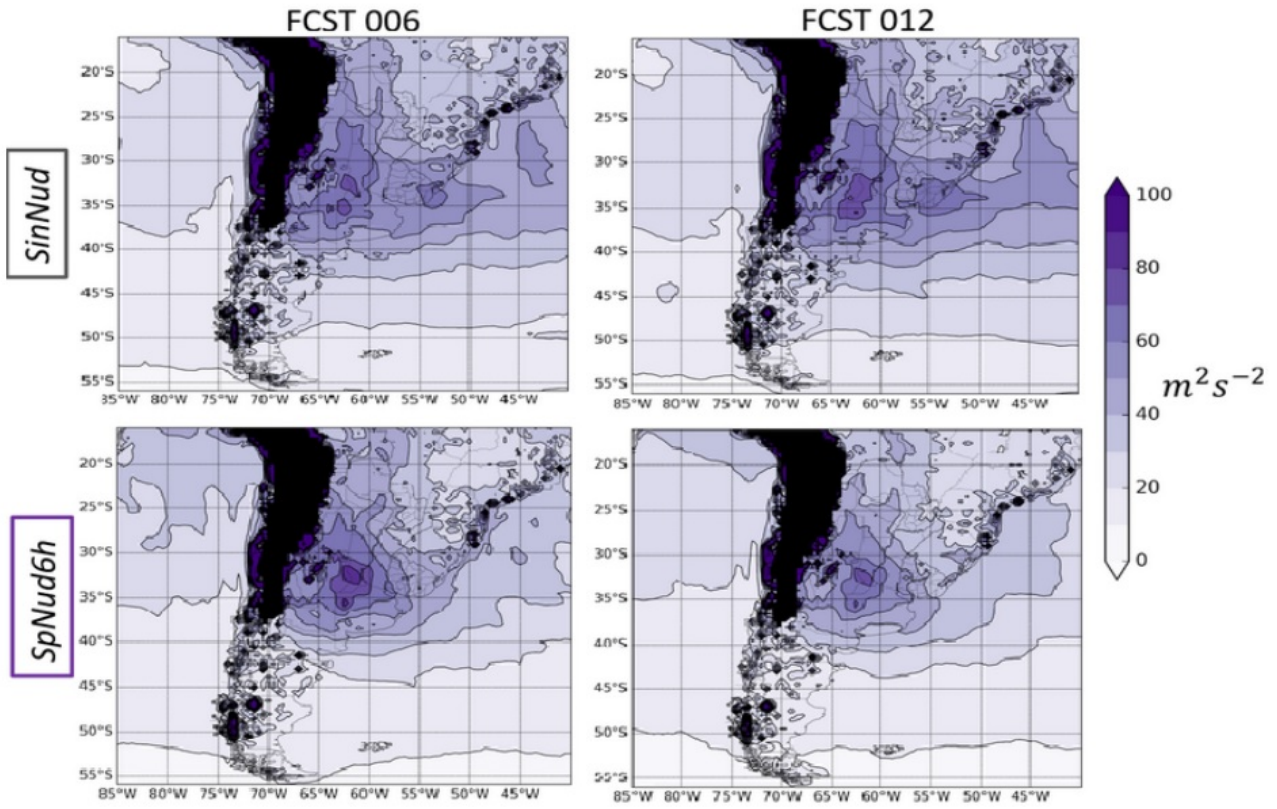


Figura 7: Campo horizontal promedio de ET [ $m^2s^{-2}$ ] utilizando los reanálisis ERA como referencia, para los FCST006 y FCST012 de los experimentos SinNud y SpNud6h, Considerando el promedio de los 20 miembros en toda la vertical y el período de 45 días, excluyendo los días de spin up definido.

específica ( $q$ ), la altura geopotencial (HGT) y la temperatura ( $T$ ), para tener más detalles sobre cómo es el impacto de los errores en las mismas. Cabe destacar que un Bias de  $q$ , HGT o  $T$  positivo (negativo) indicaría una subestimación (sobrestimación) de la variable por parte del modelo regional, respecto al ERA, por la ecuación 6.

Se calcularon los perfiles verticales de los estadísticos diferenciando las cuatro horas en las que se verifican los pronósticos (00, 06, 12 y 18 UTC), y se consideró el promedio de los 20 miembros de ensamble debido a que la dispersión era muy pequeña. Se muestran los resultados para el FCST012, los cuales son similares a los obtenidos con el FCST000 y FCST006.

En la Figura 9 se observa que la estructura del RMSD en SinNud muestra dos máximos relativos en ambas componentes de viento, uno en niveles bajos y otro en los niveles altos. En cuanto al Bias se observa que en el viento meridional hay un Bias positivo en niveles bajos y medios en todos los horarios menos a las 18 UTC, pasando a ser negativo o casi nulo en niveles altos; pero su módulo no supera la unidad, indicando que el aumento de RMSD se debe a un aporte en los errores no sistemáticos. A las 18 UTC el comportamiento es inverso. Con respecto a la humedad específica, se encuentra un Bias positivo en niveles bajos, con un valor levemente mayor a las 00 UTC pero que no varía demasiado en las otras horas del día. La temperatura muestra un máximo de RMSD en los niveles bajos con un Bias positivo muy próximo a niveles cercanos a superficie,



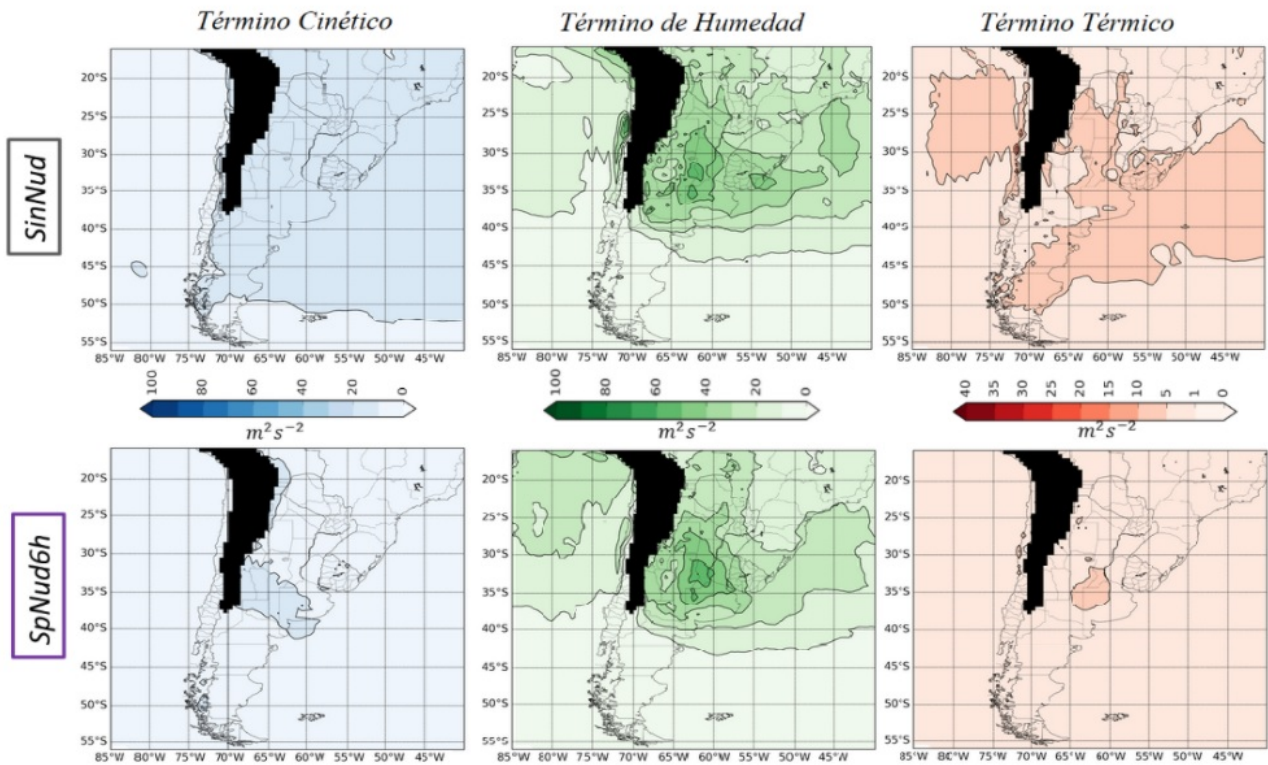


Figura 8: Campo horizontal promedio del Término Cinético, Término de Humedad y Término Térmico de ET [ $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ] utilizando los reanálisis ERA como referencia, para el FCST 012 de los experimentos SinNud y SpNud6h, considerando el promedio en toda la vertical y en el período de 45 días excluyendo los días de spin up definido. Se muestra el promedio de los 20 miembros del ensamble.

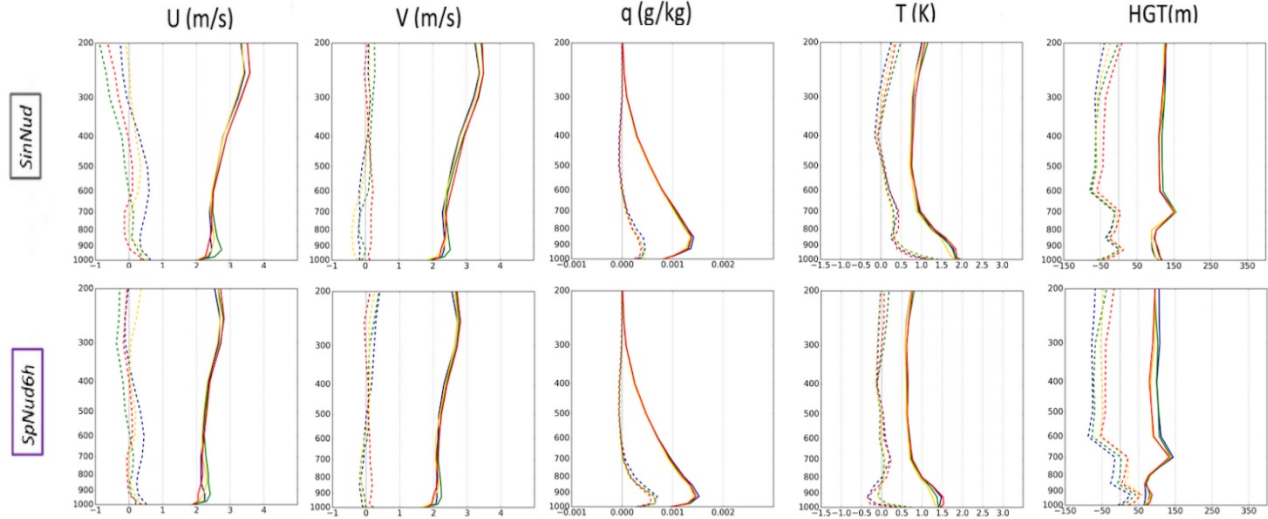
estructura que se sostiene a las 00, 06, 12 y 18 UTC. Por último se observa que el perfil de los errores de la altura geopotencial presenta un RMSD de entre 100 y 150 m en todos los horarios. Además el Bias presenta generalmente valores negativos, particularmente por encima de los 700 hPa.

En cuanto a SpNud6h observamos en primer lugar una reducción de alrededor de un  $1\text{ms}^{-1}$  de RMSD en U y V. Lo notorio en este caso es la reducción en la intensidad del máximo en niveles altos con respecto a SinNud. Por otro lado, cerca de la superficie, el máximo de RMSD que se observa a las 06 UTC en ambos experimentos también se presenta en SpNud6h a las 00 UTC. Se destaca que en cuanto al Bias para la variable U se ve una disminución de su valor en todos los niveles,

en comparación a SinNud. Además, si bien sus valores son pequeños, se evidencia un cambio de signo opuesto a lo que se observa en SinNud. Para el Bias de V se observa en comparación a SinNud un Bias positivo en todos los horarios cerca de superficie. Además para las 00 y 12 UTC el Bias es positivo en niveles medios, lo cual no se observaba en SinNud. Lo contrario se observa en los horarios de 06 y 18 UTC, donde los valores negativos se incrementan en niveles altos.

Continuando con la variable de humedad específica, se evidencia que el máximo se localiza en niveles más próximos a 950-900 hPa, con un leve incremento positivo del Bias en esos niveles si se lo compara con SinNud.

En los perfiles de temperatura se observa que



*Figura 9:* Perfil vertical (hPa) de la media del ensamble del BIAS (línea punteada) y RMSD (línea sólida), utilizando reanálisis ERA como referencia. Los paneles contienen el resultado para las variables  $U$  [ $\text{ms}^{-1}$ ],  $V$  [ $\text{ms}^{-1}$ ],  $q$  [ $\text{gKg}^{-1}$ ],  $T$  [K] y  $HGT$  [m] para el plazo de pronóstico FCST 012 para el experimento SinNud y SpNud6h, para el período de 45 días excluyendo los días de spin up definido. Se muestran los perfiles que verifican a las 00 (azul), 06 (verde), 12 (amarillo) y 18 (rojo) UTC.

la estructura del RMSD de SpNud6h disminuye alrededor de 0,5 K en toda la vertical, con diferencia de casi 1 K entre niveles bajos y altos, respecto a SinNud. En cuanto al Bias se observan en niveles bajos valores negativos, que en SinNud eran positivos, y por encima de 800 hPa los valores son casi nulos, a diferencia de SinNud que presenta valores en su mayoría positivos.

El perfil vertical de HGT presenta la misma estructura, salvo entre 1000 y 900 hPa en donde se nota una leve disminución de los valores para horarios diurnos. Además para el Bias se observa que en niveles bajos se torna más positivo respecto a SinNud y a partir de allí la estructura vertical es muy similar a la de dicho experimento.

Como resumen, respecto a las métricas del Bias y RMSD se puede resaltar:

- En términos generales se ve una reducción del RMSD para todas las variables en SpNud6h

respecto al SinNud. Sin embargo se observan variaciones en el Bias, incluso con cambio de signo, que no siempre resultan en una disminución del módulo del mismo.

- En el RMSD y Bias de la humedad específica se observó un máximo en niveles bajos para ambos experimentos, en particular en SpNud6h dicho máximo se encuentra más cerca de superficie y es levemente mayor. En el caso de la temperatura, en ambos experimentos se observó un máximo de RMSD cerca de superficie, pero de menor magnitud para SpNud6h
- Para todas las variables y para ambos experimentos, se observa que los valores del Bias se encuentran alejados de los valores de RMSD, indicando la presencia de errores no sistemáticos.

### 3.3. Dispersión de los ensambles

Se examina la dispersión del ensamble (spread,

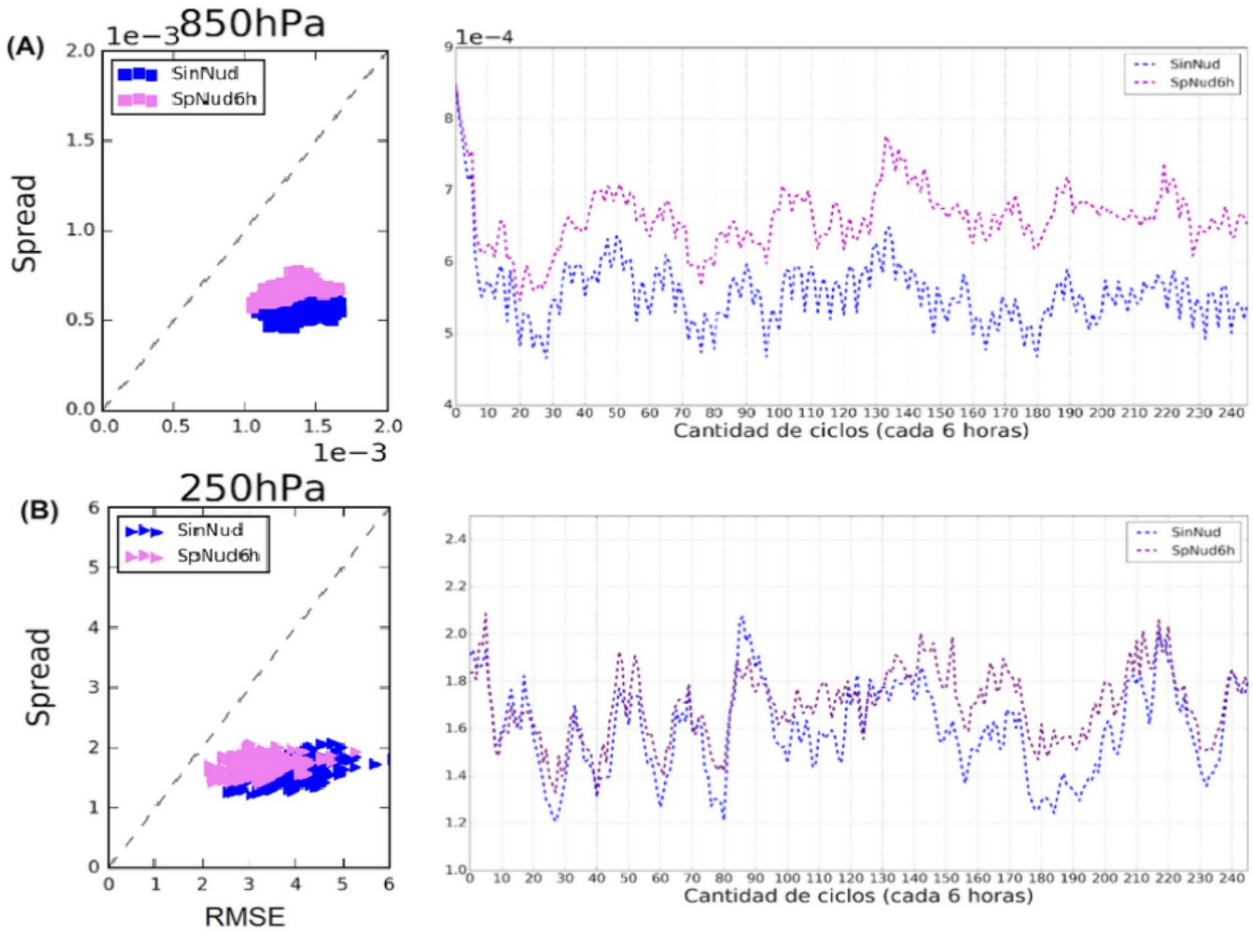


Figura 10: Diagrama de dispersión del spread y el RMSE de la media del ensemble, para el plazo de pronóstico FCST 012, para el período de 45 días excluyendo los días de spin up definido (panel izquierdo), y serie temporal del periodo completo (2 meses) del spread (panel derecho); para el experimento SinNud y SpNud6h; para (A)  $q$  [ $\text{gKg}^{-1}$ ] en 850 hPa y (B)  $V$  [ $\text{ms}^{-1}$ ] en 250 hPa.

ecuación 7) y su relación con la raíz del error cuadrático medio de la media del ensemble (RMSE), para el FCST012 promediado para cuatro horarios (00, 06, 12 y 18 UTC). Esta comparación busca determinar en qué medida el ensemble captura adecuadamente la incertidumbre de los análisis. Se espera, según Fortin et al. (2014), que dicha nube de puntos se encuentre cerca de la diagonal. En términos generales esto es un caso ideal, pero en el contexto de asimilación de datos uno debería también tener en cuenta que la estimación del error está afectada por el error observacional. Con lo cual el RMSE aún en un ensemble bien calibrado puede ser mayor que la dispersión (Desroziers et al., 2005).

En la Figura 10 se presentan los diagramas de dispersión del spread y RMSE, usando los 185 pares que corresponden a los ciclos posteriores al periodo de spin up considerado, y la serie temporal del spread para todo el período para la humedad específica y el viento meridional de los experimentos SinNud y SpNud6h. Se muestran los niveles de mayor dispersión de las variables para el FCST012, habiendo obtenido resultados similares tanto para el análisis (FCST000) como para el FCST006 (no mostrado).

En términos generales se observa que el RMSE es mayor al spread, mostrando los puntos por

debajo de la diagonal. Esto indica que la dispersión del ensamble no es lo suficientemente efectiva para representar el error del pronóstico. Sin embargo, se destaca un aumento leve del Spread en SpNud6h, mostrándolo más cerca de la diagonal que SinNud. Esto podría deberse al aporte de los 20 miembros del GEFS en todo el campo del MR mediante la técnica de SN (y no sólo en los bordes), colaborando en incrementar las diferencias entre los miembros del LETKF-WRF.

Respecto a las series temporales, se obtuvo para ambos experimentos que el spread fue estable en el tiempo, e incluso en general el SpNud6h mostró valores mayores que el SinNud. Esto podría indicar que en un principio no estaría afectando negativamente el SN al Spread del ensamble. Resultados similares fueron observados para las variables viento zonal y temperatura (no se muestra).

Por último, con el fin de resumir lo analizado, se enfatiza que a pesar que el spread en los modelos regionales en muchos casos ha resultado ser deficiente, en el experimento SpNud6h no se observa una disminución del mismo. No obstante, esto es un aspecto a mejorar en la configuración del sistema de asimilación conjunto al SN. En relación a lo encontrado en los experimentos realizados por Dillon (2017) con el LETKF- WRF en la misma región pero con 40km de resolución, en este trabajo se observa que si bien en la variable  $q$  la dispersión del pronóstico es mucho menor que el RMSE en los niveles bajos, dicha autora obtuvo este resultado para los análisis en toda la vertical, en particular con una diferencia de 2 órdenes de magnitud para la humedad. En cuanto a las variables de viento horizontal, para los análisis de Dillon (2017) se tenían algunos casos de sobrestimación del spread respecto al RMSE, mientras que para el pronóstico de este trabajo el conjunto de puntos siempre mostró una subestimación del spread respecto al RMSE, con un aumento de dicha subestimación en niveles altos.

#### 4. CONCLUSIONES

En el presente artículo se examinó la sensibilidad en los análisis y pronósticos de un sistema regional de asimilación de datos y pronóstico por ensamble LETKF- WRF de 20 km de resolución, a la incorporación de información del modelo global (MG) conducente GEFS a partir de la técnica spectral nudging (SN), durante el período diciembre 2015 - enero 2016. Se realizó un experimento control denominado SinNud y uno implementando el SN con datos del MG cada 6 horas durante las primeras 12 horas de pronóstico, denominado SpNud6h. Se evaluaron los análisis (FCST000) y los pronósticos a 6 y 12 horas (FCST006 y FCST012) con diversas metodologías, teniendo como referencia los reanálisis globales ERA-Interim. Se destaca que dado el diseño del experimento, no es posible aislar el efecto del SN en los ciclos de asimilación y en el pronóstico, ya que el SN se aplica tanto a los análisis como a los pronósticos.

En términos de la evolución temporal de ET promediada en la región de estudio, se evidenció que al avanzar en los ciclos de asimilación SpNud6h presentó un desmejoramiento, generando en el final del periodo un resultado similar a SinNud. Este crecimiento del error está fundamentalmente asociado a errores en niveles bajos. Además, el aumento del error a medida que avanzan los ciclos de asimilación, es probable que esté relacionado con la presencia de errores sistemáticos en el MR, los cuales se van acumulando, y causan que hacia el final de los experimentos el error del sistema regional empeore su desempeño. Estos desvíos sistemáticos son los que se busca reducir mediante la aplicación de la técnica de SN, que si bien fue efectivo en los primeros ciclos de asimilación, no logró mantenerse en todo el período del experimento. Al mismo tiempo, el sistema de asimilación no ha sido capaz de remover estos errores sistemáticos de una manera eficiente, probablemente por la cantidad insuficiente de observaciones disponibles y/o por los parámetros utilizados. Otro factor que puede estar afectando el desempeño del sistema



es la resolución horizontal utilizada, al trabajar con 20 km es probable que el modelo regional no esté aportando suficiente información adicional.

También hay que considerar que estos resultados están influenciados por la variabilidad espacial de ET: existen zonas en donde el término de humedad de ET presenta un mayor error en SpNud6h que en SinNud, como por ejemplo en el Pacífico Tropical; mientras que hay regiones en donde ocurre lo opuesto, como en el centro de Argentina. En ambos experimentos los mayores valores de los errores muestreados se concentran al este de los Andes, focalizados en el Centro-Norte de Argentina, y se extienden hacia el océano a la altura de Uruguay y Sur de Brasil, indicando una posible propagación dada por el flujo medio característico de la región.

Además es importante tener en cuenta que en el sistema regional la contribución más significativa a los errores se dio en los términos asociados a la humedad, lo cual coincide con lo evidenciado en trabajos previos como Miguez-Macho et. al. (2004) en las Grandes Planicies y el Golfo de México.

En líneas generales, el desempeño del experimento en el que se aplicó nudging espectral (SpNud6h) mostró una disminución en los errores respecto al sistema de asimilación sin incluir dicha técnica (SinNud), tanto en términos de ET como de RMSD. El impacto positivo de la inclusión del SN se observa especialmente en niveles medios y altos y asociados a las variables en las que se aplica la técnica de SN. Sin embargo, como se mencionó previamente, es importante tener en cuenta que luego de cierta cantidad de ciclos de análisis, se observó un leve deterioro del aporte de SN, posiblemente asociado a los errores propios del sistema de asimilación regional. Con lo cual, también hay que tener presente que la conducción con el SN no le impide al modelo regional desarrollar sus características particulares, y por eso para mejorar el desempeño del sistema también sería necesario trabajar en la disminución de los

errores del modelo.

Respecto al SN, resulta de interés indagar cuál sería la longitud de onda óptima para su aplicación sobre Sudamérica, como se ha hecho en trabajos como el de Gómez y Miguez-Macho (2017) sobre Europa y el océano Atlántico adyacente. Asimismo, siguiendo a Spero et al. (2018), sería de utilidad realizar simulaciones determinísticas de sensibilidad a los diferentes parámetros del nudging espectral (por ejemplo considerando distintos valores del coeficiente de nudging o la aplicación del SN a diferentes variables), sobre un periodo de al menos 1 mes para que contribuyan a entender el efecto del nudging sobre el dominio regional y a partir de ahí poder diseñar una configuración adecuada para el sistema de asimilación.

Se destaca que la técnica de SN es una herramienta potencialmente valiosa para incorporar la información del modelo global en todo el dominio en una implementación regional. Resulta necesario revisar el efecto de los cambios que genera el SN y su impacto en el largo plazo de aplicación; así como el efecto de la técnica en sistemas regionales de alta resolución espacial para distintos periodos de tiempo y diferentes condiciones sinópticas.

Agradecimientos: Agradecemos al SMN de Argentina por proveer el equipamiento utilizado para realizar los experimentos. También al NCEP por el acceso tanto a los análisis y pronósticos del GEFS como a las observaciones PREPBUFR; y a la NASA por el acceso a los AIRS. Para el postprocesamiento del modelo WRF se utilizó el NCEP Unified Post Processor (UPP) versión 3.1 (disponible de forma libre en <http://www.dtcenter.org/wrfnmm/users/downloads>). El código del LETKF-WRF se encuentra disponible en [https://github.com/gustfrontar/LETKF\\_WRF](https://github.com/gustfrontar/LETKF_WRF).

Se utilizó el lenguaje de programación Python para los cálculos. Este trabajo fue parcialmente financiado por el PICT 2018-3202. Agradecemos asimismo a los revisores

del artículo por sus valiosas sugerencias.

## REFERENCIAS

- Bao X. y Zhang F., 2013: Evaluation of NCEP-CFSR, NCEP-NCAR, ERA-Interim, and ERA-40 Reanalysis datasets against independent sounding observations over the Tibetan Plateau. *J. of Clim.*, 26, 206-214, DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00056.1
- Buizza R., Houtekamer P. L., Toth Z., Pellerin G., Wei M. y Zhu Y., 2005: A comparison of the ECMWF, MSC and NCEP global ensemble prediction systems, *Mon. Wea. Rev.*, 133, 1076-1097, DOI: 10.1175/MWR2905.1
- Chikhar K. y Gauthier P., 2017: Impact of Lateral Boundary Conditions on Regional Analyses, *Mon. Wea. Rev.*, DOI: 10.1175/MWR-D-16-0245.1, 145, 4, (1361-1379).
- Clark Di Leoni P., Mazzino A. y Biferale L., 2018: Inferring flow parameters and turbulent configuration with physics-informed data assimilation and spectral nudging. *Phys. Rev. Fluids.*, DOI: 10.1103/PhysRevFluids.3.104604
- Dee D. P., y coautores, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553-597
- Desroziers, G., Berre, L., Chapnik, B. and Poli, P., 2005: Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131: 3385-3396. DOI: 10.1256/qj.05.108
- Dillon, M. E., Maldonado P., Cutraro F., García Skabar Y. y Sacco M., 2020: Implementación del sistema de pronóstico numérico en el HPC: Características del sistema de asimilación de datos LETKF-WRF. *Nota Técnica SMN* 2020-82.
- Dillon M.E., García Skabar Y., Kalnay E., Ruiz J. J. y Collini E.A., 2019a: Sensibilidad de un sistema de asimilación de datos por ensambles a diferentes configuraciones, implementado en el sur de Sudamérica. *Meteorologica*, 44(2), 15-34.
- Dillon M.E., Corrales P., Maldonado P., García Skabar Y., Ruiz J., Sacco M., Cutraro F., Mingari L., Matsudo C., Hobouchian P., Vidal L., Rugna M., Salio P., Nesbitt S., Kalnay E., Miyoshi T., 2019b: A Rapid Refresh ensemble based data assimilation and forecast system (RRA) for the RELAMPAGO field campaign in Argentina. RELAMPAGO-CACTI Data Analysis Workshop, Buenos Aires, Argentina; 19 al 21 de Noviembre de 2019. Presentación Oral. Publicada en [https://docs.google.com/document/d/1Bkbi-0ekLrwzKNQRanq\\_MsJgpwtmq9MF0UUrNAMgbRA/edit](https://docs.google.com/document/d/1Bkbi-0ekLrwzKNQRanq_MsJgpwtmq9MF0UUrNAMgbRA/edit)
- Dillon, M. E., 2017: Asimilación de datos reales a escala regional en Argentina. Tesis de doctorado, DCAO, FCEyN, UBA.
- Dillon M.E., Garcia Skabar Y., Ruiz J.J., Kalnay E., Collini E.A., 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. and For.*, 31, 217-236. DOI: 10.1175/WAF-D-14-00157.1
- Dudhia J., 1989: Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077-3107, DOI: 10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD.2.0.CO;2.
- Ehrendorfer M., Errico R.M. y Raeder K.D., 1999: Singular-Vector Perturbation Growth in a Primitive Equation Model with Moist Physics. *J. Atmos. Sci.*, 56, 1627-1648, DOI: 10.1175/1520-0469(1999)056<1627:SVPGIA>2.0.CO;2
- Feser F., Rockel B., Von Storch H., Winterfeldt J. y Zahn M., 2011: Regional climate models add value to global model data: A review and selected examples. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92, 1181-1192, DOI: 10.1175/2011BAMS3061.1.
- Fortin V., Abaza M., Anctil F. y Turcotte R., 2014: Why should ensemble spread match the RMSE of the ensemble mean. *J. Hydrometeor.*, 15, 1708-1713, DOI:

- 10.1175/JHM-D-14-0008.1.
- Gomez B. y Míguez-Macho G., 2017: The impact of wave number selection and spin-up time in spectral nudging. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 143: 1772–1786, DOI:10.1002/qj.3032
- Greybush S., Kalnay E., Miyoshi T., Ide K. y Hunt B. (2011): Balance and Ensemble Kalman Filter Localization Techniques. *Mon. Wea. Rev.* 139. 511-522. DOI: 10.1175/2010MWR3328.1.
- Guo X. y Zhong W., 2017: The Use of a Spectral Nudging Technique to Determine the Impact of Environmental Factors on the Track of Typhoon Megi (2010). *Atmosphere* 2017, 8(12), 257; DOI: 10.3390/atmos8120257
- 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
- Houtekamer, P. L., Zhang F., 2016: Review of the Ensemble Kalman Filter for atmospheric data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, vol 144, 4489-4532, DOI: 10.1175/MWR-D-15-0440.1
- Huang, Z., Zhong L., Ma Y., Fu Y., 2021: Development and evaluation of spectral nudging strategy for the simulation of summer precipitation over the Tibetan Plateau using WRF (v4.0). *Geosci. Model Dev.*, 14, 2827–2841, <https://doi.org/10.5194/gmd-14-2827-2021>
- Iglesias M., Dillon M.E., García Skabar Y. y Sacco M., 2018: Evaluación de metodologíaspectralnudging para la obtención de análisis regionales combinando el WRF-LETKF y GEFS. XIII Congreso Argentino de Meteorología (CONGREMET XIII). 16-19 Octubre, Rosario, Argentina.
- Jones T. A. y Stensrud D. J., 2012: Assimilating AIRS temperature and mixing ratio profiles using an ensemble Kalman filter approach for convective-scale forecasts. *Wea. and For.*, 27, 541–564, DOI: 10.1175/WAF-D-11-00090.1.
- Keyser D., 2013: PREPBUFR processing at NCEP. NOAA/NWS/NCEP/EMC.[Available online at [http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/data\\_processing/prepbuftr.doc/document.htm](http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/data_processing/prepbuftr.doc/document.htm)]
- Liu P., Tsimpidi A. P., Hu Y., Stone B., Russell A. G. y Nenes A., 2012: Differences between downscaling with spectral and grid nudging using WRF. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 3601–3610, 2012. DOI: 10.5194/acp-12-3601-2012
- Necker, T, Geiss, S, Weissmann, M, Ruiz, J, Miyoshi, T, Lien, G-Y., 2020: A convective-scale 1,000-member ensemble simulation and potential applications. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2020; 146: 1423–1442. DOI: 10.1002/qj.3744
- Maldonado, P., Ruiz, J.J., Saulo, C., Honda, T., Miyoshi, T., 2019: Assimilation of radar observations using the SCALE-LETKF: A case study during RELAMPAGO, in: RELAMPAGO-CACTI Data Analysis Workshop, Buenos Aires, Argentina; 19 al 21 de Noviembre de 2019. Presentación Oral. Publicada en [https://docs.google.com/document/d/1Bkbi-0ekLrwzKNQRanq\\_MsJgpwtq9MF0UUrNAMgbRA/edit](https://docs.google.com/document/d/1Bkbi-0ekLrwzKNQRanq_MsJgpwtq9MF0UUrNAMgbRA/edit)
- Maldonado P., Ruiz J.J. y Saulo C., 2018: Asimilación de datos de radar en un caso de convección profunda: experimentos con observaciones simuladas. XIII Congreso Argentino de Meteorología (CONGREMET XIII). 16-19 Octubre, Rosario, Argentina.
- Meng Z. y Zhang F., 2007: Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part II: Imperfect model experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1403–1423, DOI: 10.1175/MWR3352.1.
- Míguez-Macho G., Stenchikov G. y Robock, A., 2004: Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulations. *J. Geophys. Res.* 109-D13104. DOI: 10.1029/2003JD004495.
- Miyoshi T. y Kunii M., 2012: The local ensemble transform Kalman filter with the Weather Research and Forecasting Model: Experiments with real observations. *Pure Appl. Geophys.*, 169, 321–333, DOI: 10.1007/s00024-011-0373-4.
- Miyoshi T., Aranami K., 2006: Applying a

- Four-dimensional Local Ensemble Transform Kalman Filter (4D-LETKF) to the JMA Nonhydrostatic Model (NHM). SOLA 2, 128–131. DOI: 10.2151/sola.2006-033
- Miyoshi, T., 2011: The Gaussian Approach to Adaptive Covariance Inflation and Its Implementation with the Local Ensemble Transform Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 1519–1535. DOI: 10.1175/2010MWR3570.1
- Mlawer, E. J., Taubman S. J., Brown P. D., Iacono M. J. y Clough S. A., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *J. Geophys. Res.*, 102, 16 663–16 682, DOI: 10.1029/97JD00237.
- Ota Y., Derber J.C., Kalnay E. y Miyoshi T., 2013: Ensemble-based observation impact estimates using the NCEP GFS. *Tellus A*, vol 65, 20038, DOI: 10.3402/tellusa.v65i0.20038
- Pu, Z. y Zhang L., 2010: Validation of Atmospheric Infrared Sounder temperature and moisture profiles over tropical oceans and their impact on numerical simulations of tropical cyclones. *J. Geophys. Res.*, vol 115, D24114, DOI: 10.1029/2010JD014258.
- Ruiz, J. J., Saulo C., y Nogués-Paegle J., 2010: WRF Model sensitivity to choice of parameterization over South America: Validation against surface variables. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 3342–3355, DOI: 10.1175/2010MWR3358.1.
- 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.
- Separovic L., Husain S.Z. y Yu W., 2015: Internal variability offline-scale components of meteorological fields in extended-range limited-area model simulations with atmospheric and surface nudging. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 8621–8641, DOI: 10.1002/2015JD023350.
- Silva N.P. y Camargo R., 2018: Impact of Wave Number Choice in Spectral Nudging Applications During a South Atlantic Convergence Zone Event. *Front. Earth Sci.* 6:232. DOI: 10.3389/feart.2018.00232
- Singh R., Ojha S.P., Kishtawal C.M. y Pal P.K., 2014: Impact of various observing systems on weather analysis and forecast over the Indian region. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 10232–10246, DOI:10.1002/2014JD021890
- Spero T.L., Nolte C.G., Mallard M.S., Bowden J.H., 2018: A maieutic exploration of nudging strategies for regional climate applications using WRF model. *J. of Appl. Met. and Clim.*, 57, 1883–1906, DOI: 10.1175/JAMC-D-17-0360.1
- Stauffer, D.R.; Warner, T.T.; Seaman, N.L., 1985: A Newtonian "nudging" approach to four-dimensional data assimilation: use of SESAME-IV data in a mesoscale model. Seventh conference on numerical weather prediction; PQ, Canada. Boston, MA: A.M.S.; pp. 77–82.
- Susskind J., 2011: Improved temperature sounding and quality control methodology using AIRS/AMSU data: The AIRS Science Team Version 5 retrieval algorithm. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 49, 883–907, DOI:10.1109/TGRS.2010.2070508
- Szunyogh I., Kostelich E.J., Gyarmati G., Kalnay E., Hunt B.R., Ott E., Satterfield E. y Yorke J.A., 2008: A local ensemble transform Kalman filter data assimilation system for the NCEP global model. *Tellus*, 60A, 113–130, DOI:10.1111/j.1600-0870.2007.00274.x.
- Tateo A., Miglietta M.M., Fedele F., Menegotto M., Pollice A., Bellotti R. 2019: A statistical method based on the ensemble probability density function for the prediction of "Wind Days", *Atmos. Res.*, 216, 106–116, ISSN 0169-8095, DOI:10.1016/j.atmosres.2018.10.001.
- Tewari M., Chen F., Wang W., Dudhia J., LeMone M.A., Mitchell K., Ek M., Gayno G., Wegiel J. y Cuenca R.H., 2004: Implementation and verification of Unified Noah land surface model in the WRF model. Presented at 84th AMS conference held at Seattle, Washington, 11–15 Jan. 2004
- Verspeek J.A., Stoffelen A., Portabella M., Bonekamp H., Anderson C., Figa

- J., 2009: Validation and calibration of ASCAT using CMOD5.n. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 48, 386–395, DOI:10.1109/TGRS.2009.2027896.
- Von Storch H., Langenberg H. y Feser F., 2000: A Spectral Nudging Technique for Dynamical Downscaling Purposes. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3664–3673, DOI:10.1175/1520-0493(2000)128<3664:ASNTFD>2.0.CO;2
- Waldron K.M., Peagle J. y Horel J.D., 1996: Sensitivity of a spectrally filtered and nudged limited area model to outer model options. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 529–547. DOI:10.1175/1520-0493(1996)124<0529:SOASFA>2.0.CO;2
- Wang, Jiali&Kotamarthi, V., 2013: Assessment of Dynamical Downscaling in Near-Surface Fields with Different Spectral Nudging Approaches Using the Nested Regional Climate Model (NRCM). *J.of A. Met. and Clim.* 52. 1576–1591, DOI: 10.1175/JAMC-D-12-0302.1
- Whitaker J.S. y Hamill T.M., 2012: Evaluating Methods to Account for System Errors in Ensemble Data Assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 3078–3089, DOI: 10.1175/MWR-D-11-00276.1
- Zhao Y., Wang D., Liang Z. y Xu J., 2016: Improving numerical experiments on persistent severe rainfall events in southern China using spectral nudging and filtering schemes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 142, 3115–3127, DOI: 10.1002/qj.2892.
- Zhou, X., Zhu, Y., Hou, D., Luo, Y., Peng, J. y Wobus, R., 2017: Performance of the New NCEP Global Ensemble Forecast System in a Parallel Experiment, *Wea. and For.*, 32(5), 1989–2004. Retrieved Jan 22, 2021, DOI: 10.1175/WAF-D-17-0023.1
- Zhu Y. y Toth Z., 2008: Ensemble Based Probabilistic Forecast Verification. Preprint of 19th Conference on Probability and Statistics, Jan. 20–24 2008, New Orleans, Louisiana
- Zhu Y., 2005: Ensemble forecast: A new approach to uncertainty and predictability, *Advance in Atmospheric Sciences*, Vol. 22, 781–788. DOI:10.1007/BF02918678