

Meteoro logica

PUBLICACIÓN ESPECIALIZADA
EN TEMAS METEOROLÓGICOS

Versión en línea
Versión en CD-ROM

ISSN 1850-460X
ISSN 2347-0364

Volumen 38

Número 2

Año 2013

CONTENIDO:

María Eugenia Dillon, Yanina García Skabar y Matilde Nicolini
DESEMPEÑO DEL PRONÓSTICO DE MODELOS DE ALTA RESOLUCIÓN, EN UN
ÁREA LIMITADA: ANÁLISIS DE LA ESTACIÓN DE VERANO 2010-2011. 69

Silvina Righetti, María Isabel Gassmann
BALANCE DE ENERGÍA SOBRE UNA SUPERFICIE CULTIVADA EN EL SUDESTE
DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES 91

Diana Analía Domínguez, Marcela Hebe González
VARIABILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN EN EL CENTRO OESTE DE ARGENTINA
Y UN MODELO DE PREDICCIÓN ESTADÍSTICA 105

Notas y Correspondencia

*María Gabriela Nicora, Rodrigo E. Bürgesser, Alejandro Rosales, Eduardo J. Quel y Eldo
E. Ávila*
ACTIVIDAD ELECTRICA ASOCIADA A LA ERUPCIÓN DEL COMPLEJO
VOLCÁNICO CORDÓN CAULLE DURANTE 2011 121

Meteoro logica

PUBLICACIÓN SEMESTRAL DEL CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

DIRECTORA
YANINA GARCÍA SKABAR

EDITORES EJECUTIVOS
ANDREA FABIANA CARRIL
MARIANA BARRUCAND

CONSEJO EDITORIAL

E. KALNAY - U. MARYLAND/USA
V. R. BARROS - UBA/CONICET
H. FUENZALIDA - U. CHILE/CHILE
J. N. PAEGLE - U. UTAH/USA
M. N. NUÑEZ - UBA/CONICET
E. R. LICHTENSTEIN - UBA
N. A. MAZZEO - UBA/CONICET
W. M. VARGAS - UBA/CONICET
D. KAROLY - MONASH U./ AUSTRALIA
E. H. BERBERY - U. MARYLAND/USA
S. HASTENRATH - U. WISCONSIN/USA
M. E. SELUCHI - CPTEC - INPE/BRASIL
A. M. GRIMM - U. F. PARANA/BRASIL
M. A. F. SILVA DIAS - U. SAO PAULO/BRASIL
H. LE TREUT - LMD-CNRS/FRANCIA
G. RAGA - UNAM/MEXICO
T. AMBRIZZI - U. SAO PAULO/BRASIL

J. PAEGLE - U. UTAH/USA
H. CIAPPESONI - SMN/CONICET
I. VELASCO - UBA
J. RUTLLANT - U. CHILE/CHILE
G. NECCO - IAI/BRASIL
P. ACEITUNO - U. CHILE/CHILE
J. B. VALDES - U. ARIZONA/USA
P. L. SILVA DIAS - U. SAO PAULO/BRASIL
C. NOBRE - CPTEC - INPE/BRASIL
J. L. MINETTI - U. TUCUMAN/CONICET
V. KOUSKY - NCEP/USA
M. L. ALTINGER - UBA/CONICET
B. SCIAN - U. NAC. DEL SUR
P. WAYLEN - U. FLORIDA/USA
J. ZAWADSKI - MCGILL U./CANADA
R. D. GARREAUD U. CHILE/USA

Objetivo de la revista: Meteorologica publica y difunde trabajos y resultados de investigación teórica y aplicada en todas las áreas de las ciencias atmosféricas.

Sistema de arbitraje: Para que los trabajos sean incluidos en la revista deberán ser evaluados por, al menos, dos referís independientes. Todas las decisiones tomadas por la Dirección serán finales.

Indizada en Meteorological & Geostrophysical Abstracts. Incluida en el catálogo del sistema LATINDEX, en la biblioteca electrónica de Scielo y en la base de datos EBSCO.



Forma parte del Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas



Meteorologica por Centro Argentino de Meteorólogos se encuentra bajo una Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial 3.0 Unported.

©2013 Centro Argentino de Meteorólogos. Propietario
Intendente Güiraldes 2160
Ciudad Universitaria, Pabellón II, 2ºPiso
C1428EHA Buenos Aires, Argentina

Queda hecho el depósito legal que marca la ley 11723.

Registro de la Propiedad Intelectual en trámite

ISSN: Versión en línea 1850-468X Versión en CD-ROM ISSN 2347-0364

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

María Eugenia Dillon^{1,3}, Yanina García Skabar^{1,2,3,4} y Matilde Nicolini^{4,5,6}

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

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

RESUMEN

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

Palabras clave: pronóstico numérico, desempeño, alta resolución.

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

ABSTRACT

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

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

Keywords: numerical forecast, verification, high resolution.

1. INTRODUCCIÓN

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

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

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

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

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

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

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

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

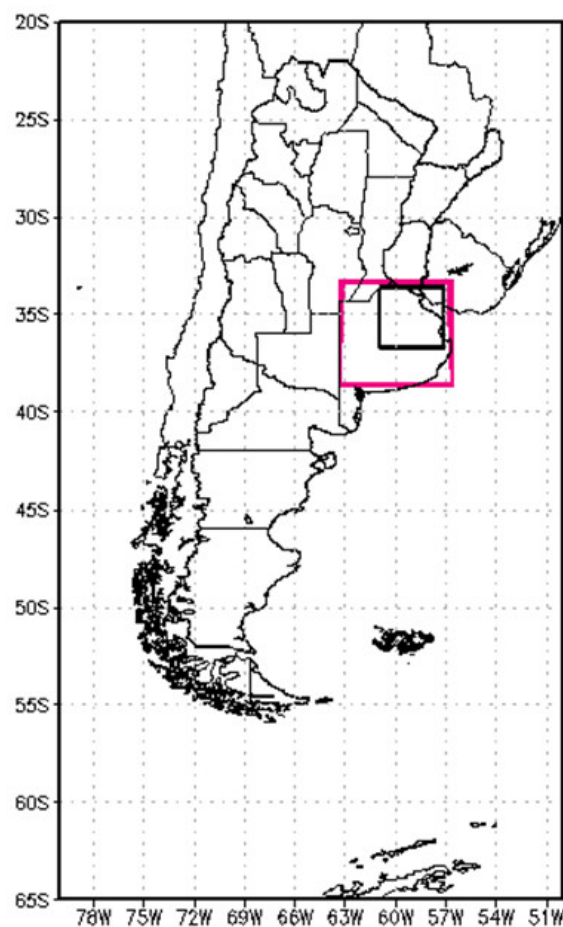


Figura 1: Ubicación en la Argentina de los dominios efectivos utilizados para los estudios de verificación. Dominio 1 (contorno rosa) con resolución de 8 km; Dominio 2 (contorno negro) con resolución de 2 km (BRAMS) y 2,66 km (WRF).

2. DATOS Y MÉTODOS

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

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

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

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

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

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

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

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

Las horas analizadas en la verificación son desde

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

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

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

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

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

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

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

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

- ETS, o índice de acierto areal, responde

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

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

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

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

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

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

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

3. RESULTADOS

3.1. Verificación de los pronósticos de precipitación

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

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

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

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

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

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

Ambos modelos poseen los valores más altos de

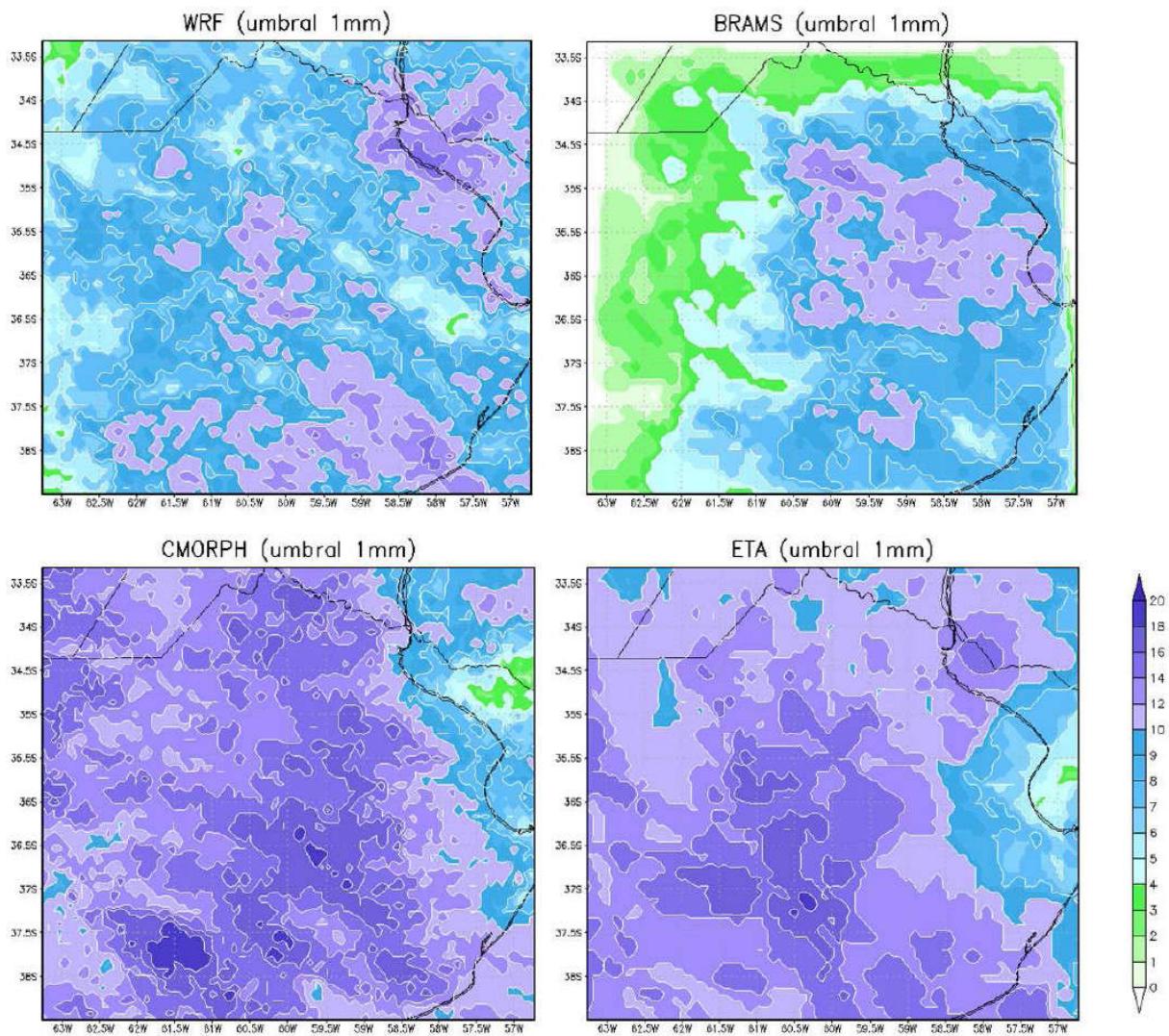


Figura 2: Cantidad de días con precipitación mayor a 1 mm en 12 horas, según el WRF, BRAMS, CMORPH y ETA.

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

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

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

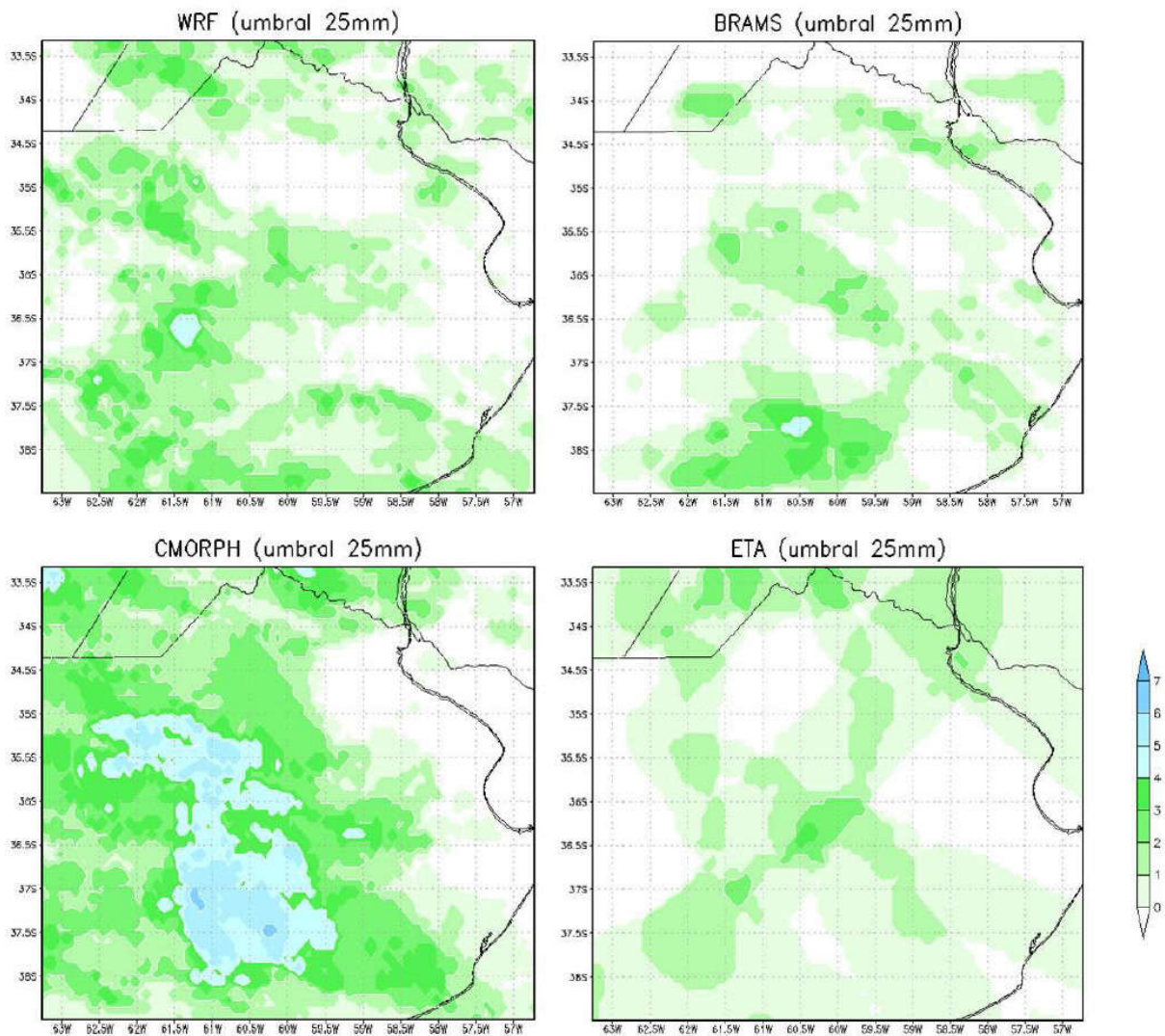


Figura 3: Cantidad de días con precipitación mayor a 25 mm en 12 horas, según el WRF, BRAMS, CMORPH y ETA.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

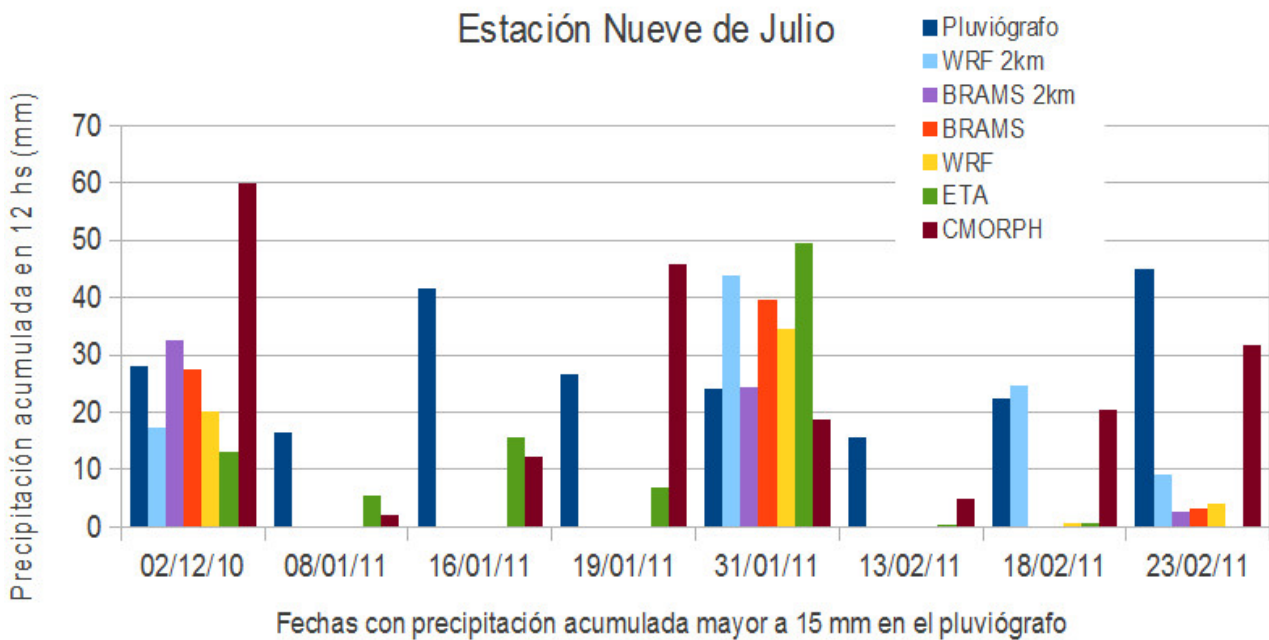
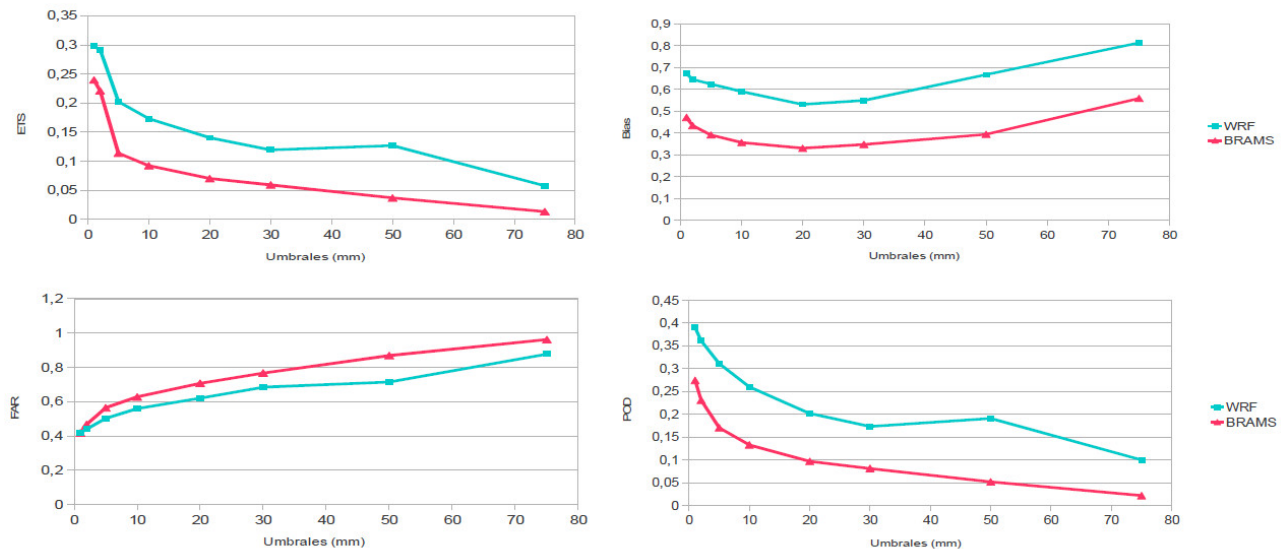


Figura 4: Precipitación acumulada entre las 00 y 12 UTC de las fechas indicadas en el gráfico, según los datos del pluviógrafo, el pronóstico de los modelos WRF y BRAMS con resolución de 2 km (WRF 2km, BRAMS 2km), BRAMS y WRF con resolución de 8 km (BRAMS, WRF), ETA, y la estimación del CMORPH; para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



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

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

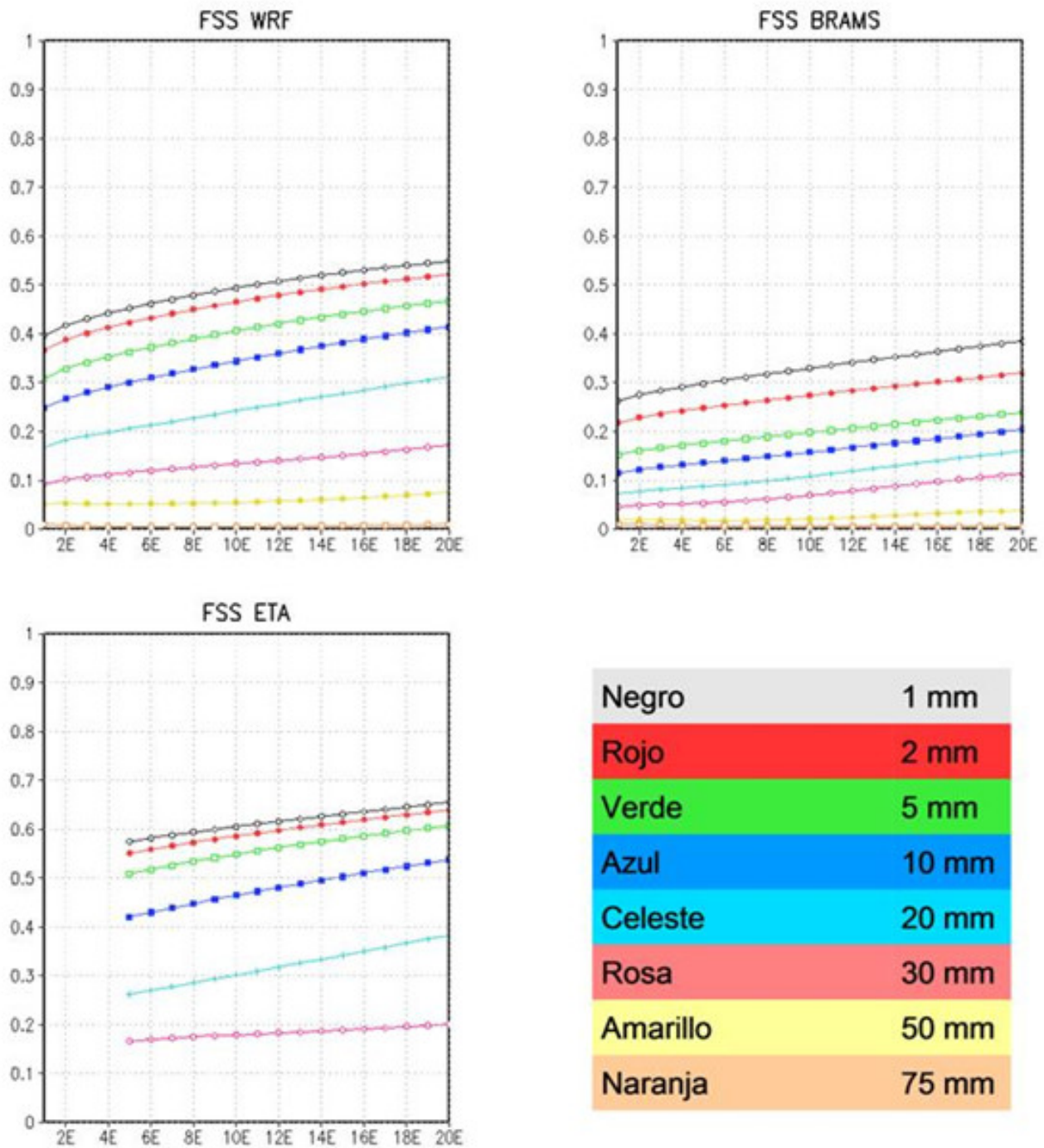


Figura 6: FSS en función del tamaño de la vecindad para diferentes umbrales, para los pronósticos de precipitación acumulada entre las 00 y 12 UTC representativo de todo el período, de los modelos WRF, BRAMS y ETA. En el eje inferior E=8 km de lado, por lo tanto 2E implica una vecindad de 16km x 16km,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

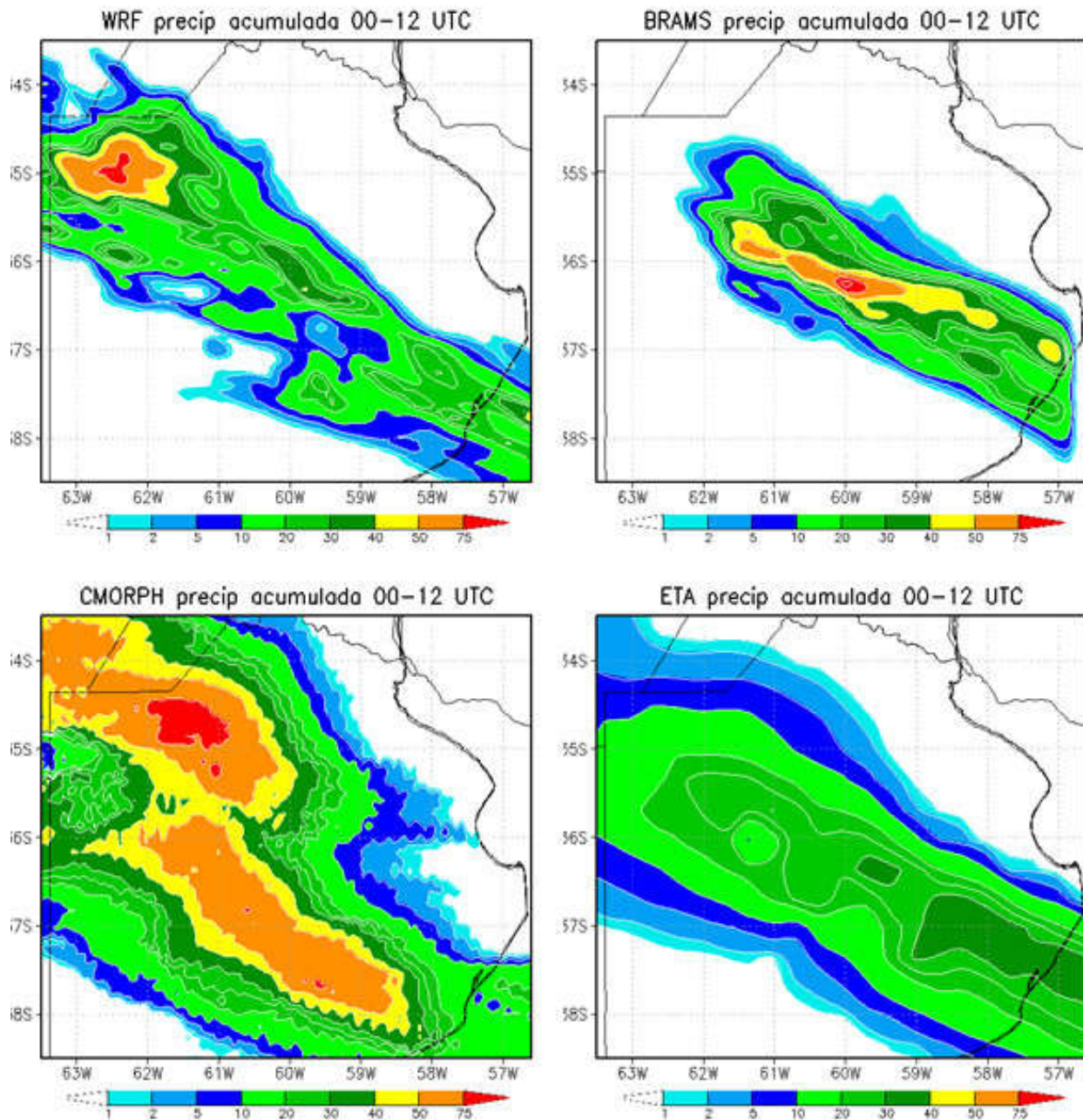


Figura 7: Precipitación acumulada entre las 00 y 12 UTC del 02/12/10, pronosticada por los modelos WRF, BRAMS y ETA, y estimada por el CMORPH.

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

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

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

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

3.2. Verificación del perfil termodinámico de Ezeiza

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

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

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

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

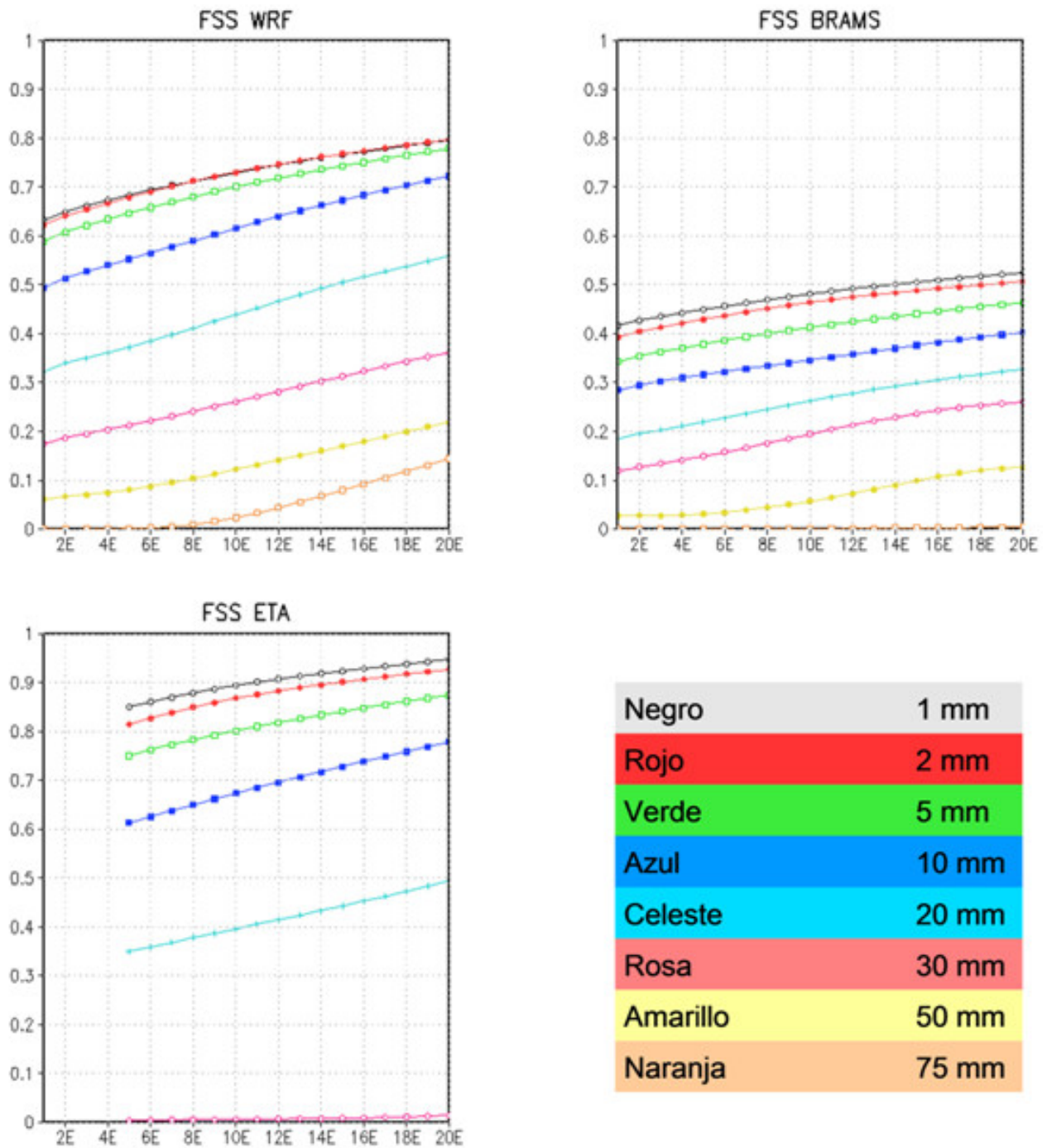


Figura 8: FSS en función del tamaño de la vecindad para diferentes umbrales, para los pronósticos de precipitación acumulada entre las 00 y 12 UTC del 02/12/2010, de los modelos WRF, BRAMS y ETA. En el eje inferior E=8 km de lado, por lo tanto 2E implica una vecindad de 16km x 16km, 4E implica una vecindad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

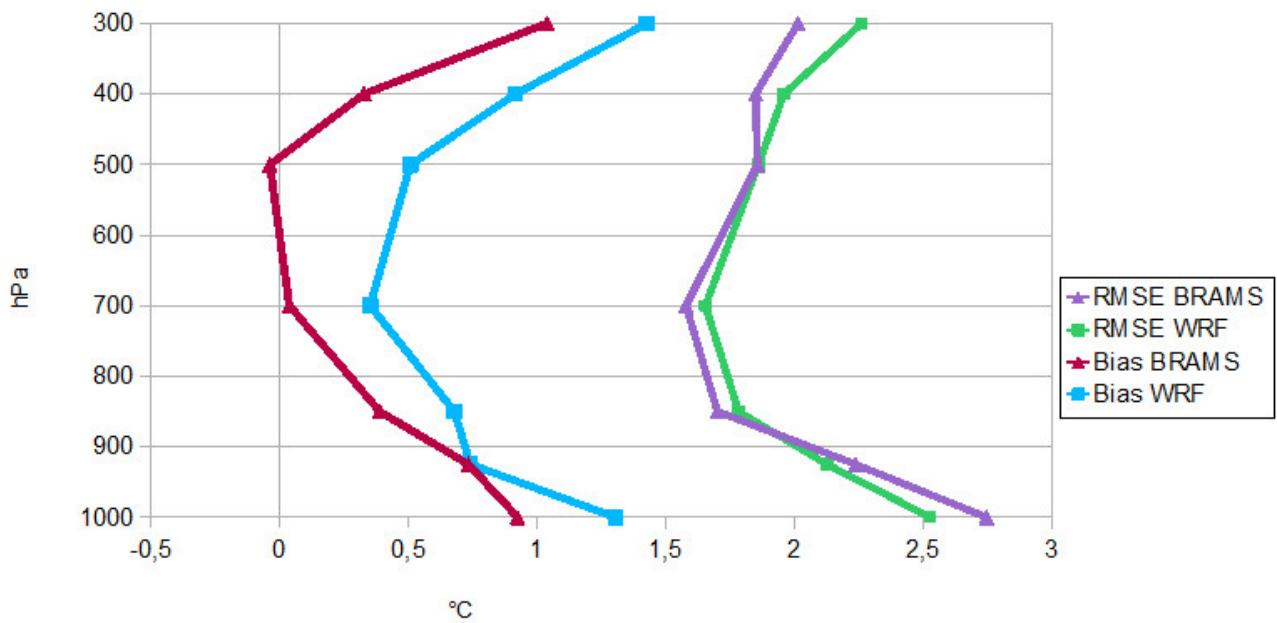


Figura 9: Perfil vertical del Bias y del RMSE de la temperatura, representativos del período completo, de los modelos WRF y BRAMS.

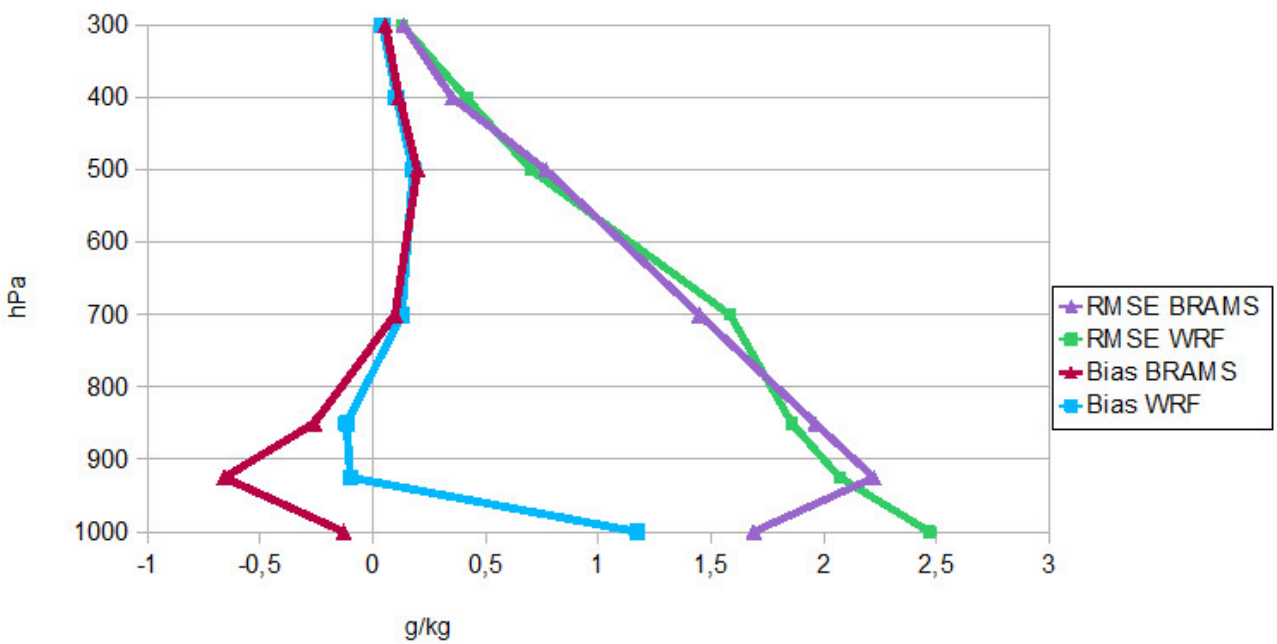


Figura 10: Perfil vertical del Bias y del RMSE de la relación de mezcla, representativos del período completo, de los modelos WRF y BRAMS.

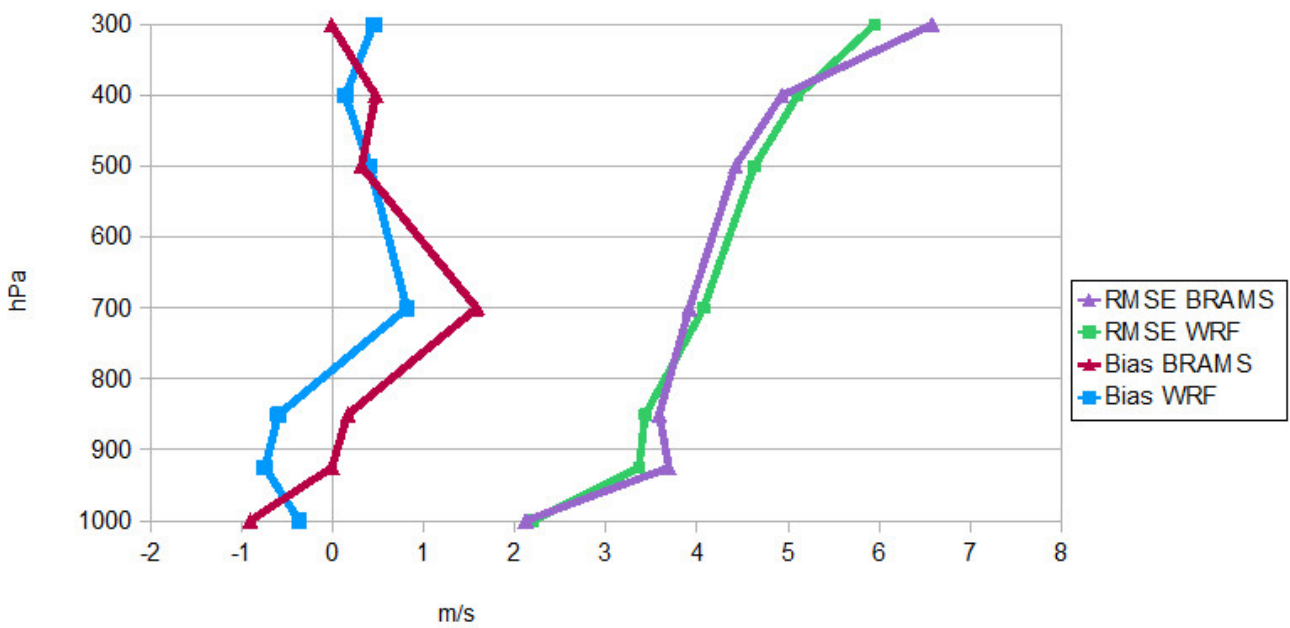


Figura 11: Perfil vertical del Bias y del RMSE de la componente zonal del viento, representativos del período completo, de los modelos WRF y BRAMS.

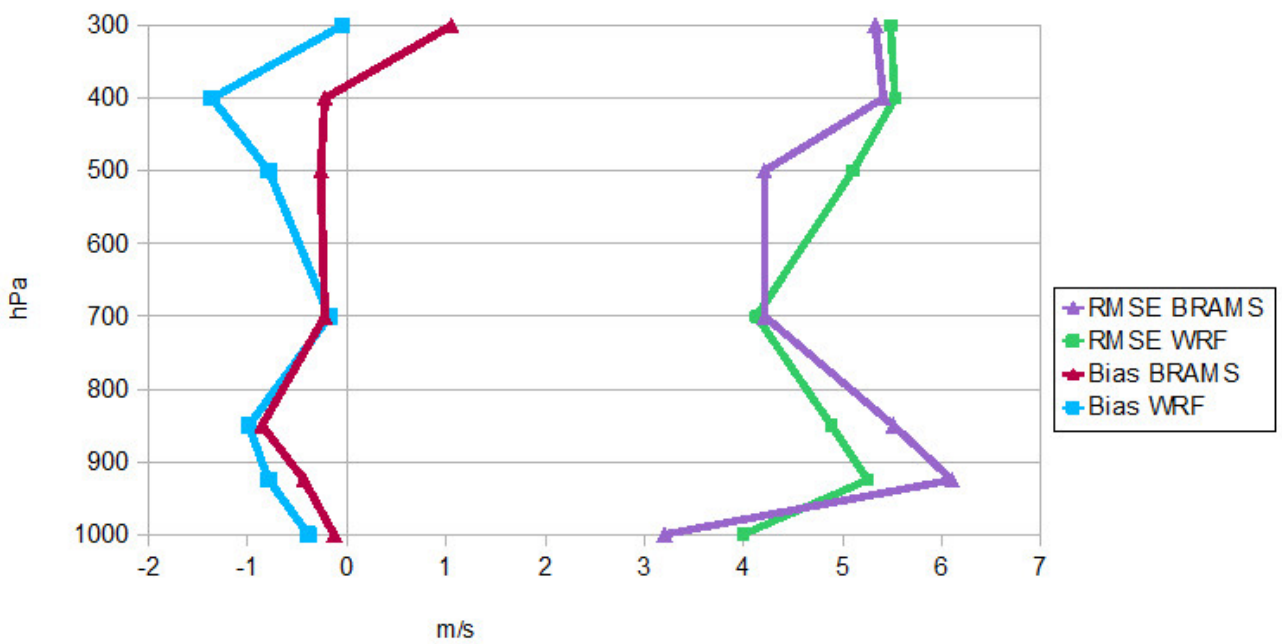


Figura 12: Perfil vertical del Bias y del RMSE de la componente meridional del viento, representativos del período completo, de los modelos WRF y BRAMS.

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

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

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

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

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

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

4. CONCLUSIONES

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

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

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

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

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

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

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

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

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

REFERENCIAS

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

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

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

BALANCE DE ENERGÍA SOBRE UNA SUPERFICIE CULTIVADA EN EL SUDESTE DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Silvina Righetti^{1,2}, María Isabel Gassmann^{1,2}

¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. FCEN. UBA.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 6 de diciembre de 2011, en su versión final el 4 de febrero de 2013)

RESUMEN

Contar con valores observados de radiación neta, de flujos de calor sensible y latente en el aire, y del flujo de calor en el suelo para diversos usos de suelo permite ajustar y validar modelos atmosféricos. En este trabajo se presentan dichos flujos estimados sobre una cobertura de trigo en el sudeste de la región pampeana argentina. El análisis de la información obtenida muestra que tanto los flujos turbulentos de calor sensible y latente, como el flujo de calor en el suelo presentan una variabilidad asociada tanto a las condiciones atmosféricas como al estado de desarrollo del cultivo. Estos comportamientos están principalmente determinados por la disponibilidad de energía en el sistema modelado a través de la radiación neta, y también por la variabilidad de la estructura de la cobertura causada por variaciones en los estadios fenológicos de la misma. Los resultados mostraron una correlación entre valores máximos del flujo de cantidad de movimiento y calor latente. Durante las fases vegetativas y de floración el flujo de calor latente domina ampliamente la partición de energía, mientras que durante el llenado y maduración de frutos su rol es menor, y cobran mayor importancia los flujos de calor sensible y en el suelo.

Palabras clave: Balance de energía, flujos turbulentos, trigo, Provincia de Buenos Aires.

ENERGY BALANCE ON A WHEAT CROP IN THE SOUTHEAST OF THE BUENOS AIRES PROVINCE

ABSTRACT

Having observational values of net radiation flux, sensible and latent heat flux in the air, and soil heat flux for varied land uses allows us to adjust and validate atmospheric models. This paper presents the estimated results of the aforementioned fluxes for a surface having a wheat crop, based on micrometeorological data observed in the south-east area of the Pampas region in Argentina. The analysis of the obtained information shows that sensible and latent heat turbulent fluxes and soil heat flux have a variability which is associated with both atmospheric conditions and development stage of the crop. These are mainly determined by energy availability in the modelled system through net radiation, and also with the canopy structure variability caused by the various crop phenological stages. Findings

show a correlation between the maximum values of momentum flux and latent heat flux. During the vegetative and flowering stages the latent heat flux dominates energy partitioning, while during filling and ripening fruit its role is smaller, and become more important the sensible heat and soil fluxes.

Keywords: Energy balance, turbulent fluxes, wheat, Buenos Aires Province.

1. INTRODUCCIÓN

La superficie terrestre constituye una interfase de gran influencia para los procesos en la atmósfera y para los intercambios entre superficie y la atmósfera que tienen una escala espacio-temporal micrometeorológica. El excedente/déficit energético en la interfase es intercambiado a través de dos mecanismos: el de conducción molecular y el de difusión turbulenta. Los procesos de transferencia de energía en el suelo son solo de índole molecular, mientras que en la atmósfera, en niveles cercanos a superficie, se encuentran presentes tanto procesos moleculares como turbulentos. Sin embargo, para espesores de aire mayores a los 5 ó 10 cm respecto de la superficie del suelo, los procesos turbulentos de la atmósfera son los que dominan en la transferencia de energía y los moleculares son despreciados.

Los estudios de balance de energía sobre superficies y bajo diferentes condiciones y uso de suelo, disponibilidad de agua, condiciones atmosféricas y manejo agrícola son útiles a la hora de calibrar y evaluar la performance de modelos de pronóstico del tiempo y del clima (Foken, 2008b). De acuerdo con Oke (1987) la ecuación general de balance de energía sobre una superficie con obstáculos puede ser representada de la siguiente forma:

$$R_n = H + L_v E + G + \Delta Q_C + \Delta Q_A \quad (1)$$

donde R_n es la radiación neta (W/m^2), H es el flujo de calor sensible (W/m^2), L_v es el calor específico de vaporización (J/kg), E es el flujo de masa de vapor de agua ($\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$), G es el flujo de calor en el suelo (W/m^2), ΔQ_C es el calor almacenado en el espesor ocupado por los obstáculos sobre el suelo (W/m^2), y ΔQ_A es la variación de calor dada por la advección

horizontal (W/m^2). Oliphant y otros (2004) encuentran que el término de calor almacenado en la cobertura vegetal es despreciable durante el día frente al valor de los otros términos del balance. Por otra parte, si las superficies estudiadas son horizontalmente homogéneas y no presentan pendientes, el término ΔQ_A también puede despreciarse.

La partición energética cambia acorde al tipo de superficie estudiada. Si la superficie tiene vegetación influye también el tamaño de las plantas, su estructura vertical, su distribución espacial y su estadio fenológico. Los bosques, pastizales y cultivos se comportan de diferente forma y varían dependiendo de la época del año (Oke, 1978). Además, en el caso de los cultivos, son diferentes los requerimientos cuantitativos de energía en cultivos de invierno que en los de verano. Algunos términos del balance de energía en la interfase suelo-atmósfera han sido estudiados sobre distintos uso de suelo: descubierto, con cobertura vegetal o en zonas urbanas (Qinxue y otros, 2005; Coulter y otros, 2006; Ramamurthy y Pardyjak, 2011; Cui y otros, 2012). La mayor parte de los estudios se realizan sobre superficies naturales, algunos en pastizales y mayormente en bosques (Baldocchi y otros, 2001; Soegaard y otros, 2003; Adegoké y otros, 2007; Jacobs y otros, 2007; Giambelluca y otros, 2009; Moderow y otros, 2011; Barr y otros, 2012; Fischer y otros, 2012; Kilinc y otros, 2012), aunque los análisis generalmente se remiten a estudios de carácter anual o diario, pero sin tener en cuenta la fenología de la vegetación.

En Argentina se han realizado algunas campañas experimentales para estudiar las características de la partición energética sobre superficies con cultivo extensivo (soja,

maíz, trigo) (Della Maggiora y otros, 1997; Gardiol y otros, 1997; Suero y otros, 2001; Tambascio y otros, 2002; Irigoyen y otros, 2006), desarrollándose estudios específicos sobre la componente relacionada con la evapotranspiración (Gardiol y otros, 2003) y el modelado del contenido de agua en el suelo (Gassmann y otros, 2011). Sin embargo, no se encuentra disponible en la bibliografía información acerca de valores típicos de los flujos que intervienen en el balance energético en regiones agrícolas del país. El objetivo de este trabajo es analizar la variabilidad de los términos de la ecuación de balance de energía sobre una superficie con cobertura vegetal, en un uso de suelo agrícola. Se presentará aquí el estudio de los términos del balance de energía durante el ciclo de desarrollo de un cultivo de trigo en la región sudeste de la Pampa argentina (37°S), para cuantificar el valor de los flujos de calor sensible, latente y de calor en el suelo para esta región de producción agrícola durante algunos estadios fenológicos del cultivo. El estudio abarcó los meses de octubre a enero, llegando hasta el momento de la cosecha. Además se presentará un breve estudio de la modificación del parámetro de rugosidad durante el ciclo del cultivo y la variabilidad que presenta el flujo vertical turbulento de cantidad de movimiento con las horas del día y el ciclo del cultivo.

2. SITIO EXPERIMENTAL Y CARACTERÍSTICAS DEL CULTIVO

La campaña experimental se realizó en la Unidad Integrada de Investigación Estación Experimental Agrícola Balcarce (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria - INTA) y la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Nacional de Mar del Plata (37° 45' S y 58° 18' O). El cultivar de trigo utilizado fue PROINTA Imperial. El suelo de Balcarce puede caracterizarse como un Argiudol Típico y Paleudol Petrocálcico. La siembra se realizó en la primera semana de septiembre de 2000. Las observaciones meteorológicas comenzaron el 25 de octubre de 2000 y finalizaron el 23 de

enero de 2001. La parcela de estudio tenía 590 m² con una orientación NW - SE, rodeada por un camino de acceso de aproximadamente 1.5 m de ancho. Alrededor de esta parcela se sembró también trigo, abarcando un área total sembrada de aproximadamente 5 ha. Se sembraron 300 granos por m² para alcanzar una densidad óptima de 150 a 250 plantas por m². Las plantas alcanzaron una altura máxima de 1.1 m durante el período de floración.

	OCT	NOV	DIC	ENE
Precipitación (mm)				
1971-1999	97.8	85.2	112.5	109.2
2000/2001	96.5	34.6	83.3	119.2
Temperatura (°C)				
1971-1999	13.1	15.8	18.6	20.3
2000/2001	12.5	15.0	18.6	21.9

Tabla I: Valores medios de precipitación acumulada y de temperatura para el período 1971 a 1999 y para la campaña de observación durante 2000-2001.

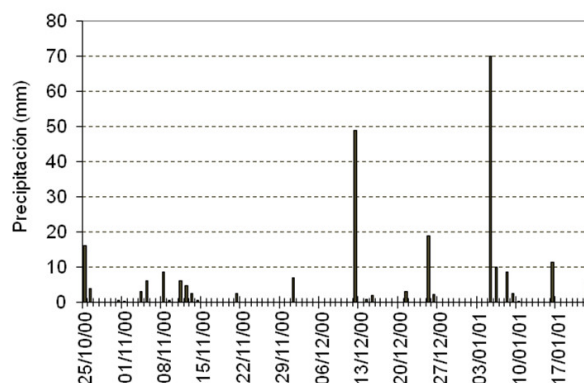


Figura 1: Precipitación diaria registrada en la estación INTA Balcarce para el período entre el 25/10/2000 al 23/01/2001.

En el centro de la parcela experimental se ubicó una torre micrometeorológica con cuatro niveles de observación de temperatura y humedad relativa (Vaisalla, HMP35C), y de velocidad y dirección de viento (Wind Monitor Young, L05103). Los niveles de observación fueron 0.68, 1.21, 2.23 y 4.16 m. Se instaló también sobre la cobertura vegetal un sensor de radiación neta (REBS Q7.1). Se

midió el flujo de calor en el suelo con dos placas de flujo (REBS HFT3-L) ubicadas a 10 cm de profundidad y 4 termocuplas distribuidas en el espesor 0 – 10 cm de suelo para medir la temperatura media de la capa. Los instrumentos estaban conectados a un datalogger Campbell C21X, que almacenaba la información cada 30 segundos para luego realizar un promedio en 15 minutos. Las observaciones se realizaron con el cultivo en condiciones de secano. En la Tabla I se muestran los valores medios climatológicos (1971-1999) y los registrados durante la campaña 2000/2001 de temperatura y precipitación para los meses de octubre, noviembre, diciembre y enero en la estación meteorológica Balcarce INTA (130 m sobre el nivel del mar). Se observa que de octubre a diciembre de 2000 los acumulados medios de precipitación se encontraron por debajo del promedio climatológico, mientras que en enero la relación entre ambos se invierte. La temperatura durante la campaña se comporta en forma similar a la precipitación, mostrando valores inferiores a la media climatológica en los meses de octubre y noviembre y superiores durante enero. Durante diciembre la temperatura media registrada es igual a la climatológica. En la Figura 1 se presentan los registros diarios de precipitación durante el período de observación. Se aprecian dos episodios de lluvias intensas, uno ocurrido el 12 de diciembre con una precipitación registrada de 48.8 mm y otro el 5 de enero con 70 mm de lluvia.

3. METODOLOGÍA

Para obtener el valor de los flujos de energía se aplicó la metodología de los perfiles verticales basados en la teoría de la semejanza de Monin-Obukhov de la capa de superficie aplicada a cada una de las observaciones almacenadas (rondas cada 15 minutos). Como las observaciones comenzaron 45 días después de la siembra se consideró que los datos observacionales correspondieron a una superficie homogénea de cultivo de trigo. Para el análisis de la ecuación (1) se consideraron despreciables

los términos de advección horizontal y de almacenaje de calor en la cobertura vegetal. Se clasificó la información teniendo en cuenta la estabilidad atmosférica utilizando el número de Richardson Bulk (Ri_B) y la longitud de Monin-Obukhov (L). Ri_B es una aproximación para el cálculo del número de Richardson flujo (Ri_f). Este número adimensional representa la relación entre la producción por cortante de energía cinética turbulenta (ECT) y la producción/destrucción de ECT por empuje, pudiendo establecerse por su medio el tipo de estabilidad presente en la atmósfera. L , por su parte, permite cuantificar dicha estabilidad y es una medida representativa de la altura de la capa superficie. En la ecuación (2) se presenta la expresión de Ri_B :

$$Ri_B(z_m) = \frac{g \frac{\partial T}{\partial z}}{T_m \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} \quad (2)$$

donde z_m es la altura media en la que se calcula este parámetro, g es la gravedad, T_m es la temperatura a la altura z_m , $\partial T/\partial z$ y $\partial u/\partial z$ son, respectivamente, los gradientes verticales de temperatura y velocidad media de viento en un entorno alrededor de z_m . Para determinar la longitud de Monin-Obukhov se utilizaron las relaciones entre Ri_B y L (Stull, 1988), basado en los perfiles adimensionales de calor sensible (Φ_h) y cantidad de movimiento (Φ_m). Se consideraron para este caso los perfiles propuestos por Wieringa (1980) y se obtuvieron las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} \frac{z_m}{L} &= \frac{-b - \sqrt{b^2 - 4aRi_B}}{2a} & \frac{z_m}{L} > 0 \\ \frac{z_m}{L} &= Ri_B & \frac{z_m}{L} < 0 \end{aligned} \quad (3)$$

Donde $a = (\beta^2 Ri_B - \delta)$ y $b = 2\beta Ri_B - 1$

Se consideró para condiciones estables ($z_m/L > 0$) $\Phi_m = 1 + \beta z/L$ y $\Phi_h = 1 + \delta z/L$, siendo los valores de β y δ en los perfiles de Wieringa (1980) 6.9 y 9.2, respectivamente.

Los casos de estabilidad neutral fueron clasificados como aquellos que satisfacían que

$|L^{-1}| \leq 0,01$. A partir de perfiles verticales de viento en condiciones neutrales de estabilidad, se estimaron los valores de la velocidad de fricción (u_*) y del parámetro de rugosidad (z_0) con regresiones lineales por mínimos cuadrados, considerando válido el perfil logarítmico del viento sobre coberturas vegetales (Finnigan, 2000):

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \quad (4)$$

La velocidad de fricción es representativa de la pendiente del perfil vertical del viento medio y, por lo tanto, es una medida de la cortante vertical del viento. El parámetro d es el desplazamiento del plano cero de cantidad de movimiento en la cobertura vegetal y k es la constante de von Karman, cuyo valor se fijó en 0.4. De acuerdo a lo sugerido por distintos autores (Stull, 1988; Kaimal y Finnigan, 1994; Raupach, 1994) se consideró que $d = (2/3)h$, siendo h la altura de la cobertura vegetal. La variación temporal de la altura del cultivo se ajustó con una función sinusoidal hasta el período de floración, que es cuando la cobertura alcanza su máxima altura, y luego se supuso altura constante. Los flujos verticales turbulentos de cantidad de movimiento y calor sensible fueron estimados como:

$$\tau = \rho u_*^2 \quad (5)$$

$$H = -\rho c_p u_* T_* \quad (6)$$

donde ρ es la densidad del aire, c_p es el calor específico del aire a presión constante y T_* es la temperatura característica. Esta temperatura y la velocidad de fricción se obtuvieron a partir de ajustes en los perfiles diabáticos del viento (Ecuación (7)) y de la temperatura (Ecuación (8)):

$$u(z_2) - u(z_1) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z_2-d}{z_1-d} \right) - X_m \right] \quad (7)$$

Donde $X_m = \Psi_m \left(\frac{z_2-d}{L} \right) - \Psi_m \left(\frac{z_1-d}{L} \right)$

$$T(z_2) - T(z_1) = \frac{T_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z_2-d}{z_1-d} \right) - X_h \right] \quad (8)$$

Donde $X_h = \Psi_h \left(\frac{z_2-d}{L} \right) - \Psi_h \left(\frac{z_1-d}{L} \right)$

Para condiciones estables e inestables se utilizaron las expresiones analíticas de los perfiles diabáticos de Paulson (1970), tanto para cantidad de movimiento (ψ_m) como temperatura (ψ_h):

Donde $\Phi_m \left(\frac{z-d}{L} \right)$ vale

$$\begin{cases} \beta \left(\frac{z-d}{L} \right), \frac{z}{L} \geq 0 \\ 2 \ln \left(\frac{(1+\xi)}{2} \right) + \ln \frac{(1+\xi^2)}{2} \\ -2 \arctan(\xi) + \frac{\pi}{2}, \frac{z}{L} < 0 \end{cases} \quad (9)$$

Y donde $\Phi_h \left(\frac{z-d}{L} \right)$ vale

$$\begin{cases} \delta \left(\frac{z-d}{L} \right), \frac{z}{L} \geq 0 \\ 2 \ln \left[\frac{1}{2} \left(1 - \sqrt{1 - 13 \frac{z-d}{L}} \right) \right], \frac{z}{L} < 0 \end{cases} \quad (10)$$

Con $\xi = \Phi_m^{-1}$ para condiciones inestables. De acuerdo con Wieringa (1980):

$$\Phi_m \left(\frac{z-d}{L} \right) = \left(1 - 22 \frac{z-d}{L} \right)^{-\frac{1}{4}} \quad (11)$$

En todos los casos se utilizó información observada fuera de la subcapa rugosa (z_*) determinada por la cobertura vegetal, donde se consideró $z_* \approx 1,4h$ (Raupach, 1992).

El flujo de calor en el suelo se estimó a partir de las observaciones considerando:

$$-G_{z=0}(t) = G_{z=0,1m}(t) + \int_{z=0,1m}^0 C_s \frac{\partial T}{\partial t} dz \quad (12)$$

donde t representa el tiempo y C_s a la capacidad calorífica del suelo. Se consideró un valor constante de $2,4 \times 10^6$ J/m³K durante todo el período estudiado. El flujo de calor latente se estimó a través de la ecuación (1) de balance de energía.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Variabilidad del parámetro de rugosidad

En la Figura 2 se presentan los valores medios diarios de z_0 calculados a lo largo del ciclo del cultivo. El valor de z_0 se incrementa a medida que el cultivo crece hasta alcanzar un máximo y luego comienza a decrecer suavemente. Raupach (1992, 1994) y Verhoef y otros (1997) relacionan la variabilidad del desplazamiento del plano cero y del parámetro de rugosidad con un parámetro de estructura de los obstáculos, denominado densidad de área frontal, basado en la arquitectura de las plantas y el área que enfrenta al viento. Estos resultados indican que la variación de z_0 con el crecimiento del cultivo, está directamente relacionada con la estructura del obstáculo que se presenta al viento y, por lo tanto, a medida que el obstáculo crece y su estructura tiende a parecer una pared más compacta y densa, el valor de z_0 se incrementa. En nuestro caso, el parámetro de rugosidad presentó un valor de 3 cm al inicio de las mediciones y alcanzó un valor máximo de 16 cm al comenzar la etapa de formación y llenado de frutos. Luego, cuando el cultivo comienza su etapa madurativa, parte del material vegetal comienza a senescer, lo que provoca una disminución de la densidad del área frontal y de z_0 , el cual alcanza un valor final de aproximadamente 12 cm.

4.2. Variabilidad del flujo de cantidad de movimiento

La variabilidad del flujo de cantidad de movimiento responde a la intensificación o no del viento en la capa de superficie. En la Figura 3 se observa la variabilidad durante todo el período de medición de los valores medios horarios del flujo de cantidad de movimiento estimado con la ecuación (5) y considerando un valor de densidad del aire de 1.2 kg/m^3 . Los valores de flujo durante las horas nocturnas son inferiores a 0.2 N/m^2 , alcanzando durante las horas diurnas valores que oscilan entre 0.2 y 0.98 N/m^2 . Los

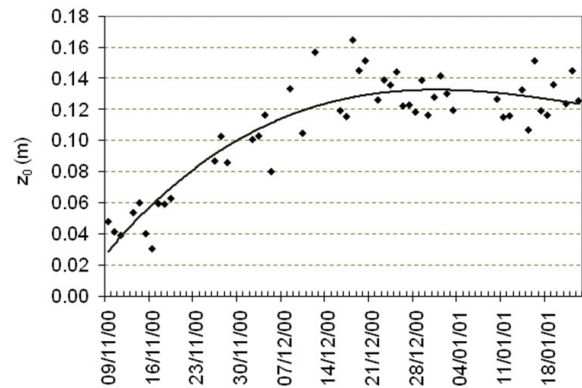


Figura 2: Valores medios diarios de z_0 (\diamond) estimados durante el ciclo del cultivo. La línea representa el ajuste por cuadrados mínimos de un polinomio de grado 3 ($r^2 = 0,83$).

máximos flujos se producen durante períodos cortos de 2 a 4 días y de forma aislada.

4.3. Variabilidad de los flujos turbulentos de energía

En la Figura 4 se presentan las variaciones horarias de los flujos de energía de la ecuación (1) durante el período observado (89 días). En la Figura 5 se esquematizan los signos de los flujos analizados. En la Figura 4a se observa la variabilidad en la radiación neta. Las discontinuidades indican días con cobertura nubosa intensa, generalmente relacionados a fechas con registro de precipitación. La ocurrencia de estos eventos cambia significativamente la partición energética en el sistema estudiado. La radiación neta es positiva entre las 7 y las 17 hs (Local Time - LT) al comienzo del período observacional, mientras que al finalizar las observaciones la cantidad de horas con luz solar se extiende entre las 6 y las 18 hs. Los máximos diarios se observan en horas cercanas al mediodía con máximos absolutos de 653 W/m^2 en noviembre, 742 W/m^2 en diciembre y 735 W/m^2 en enero. Las mayores pérdidas radiativas para el sistema estudiado ($R_n < -50 \text{ W/m}^2$) se producen en las primeras horas de la noche (8% del total

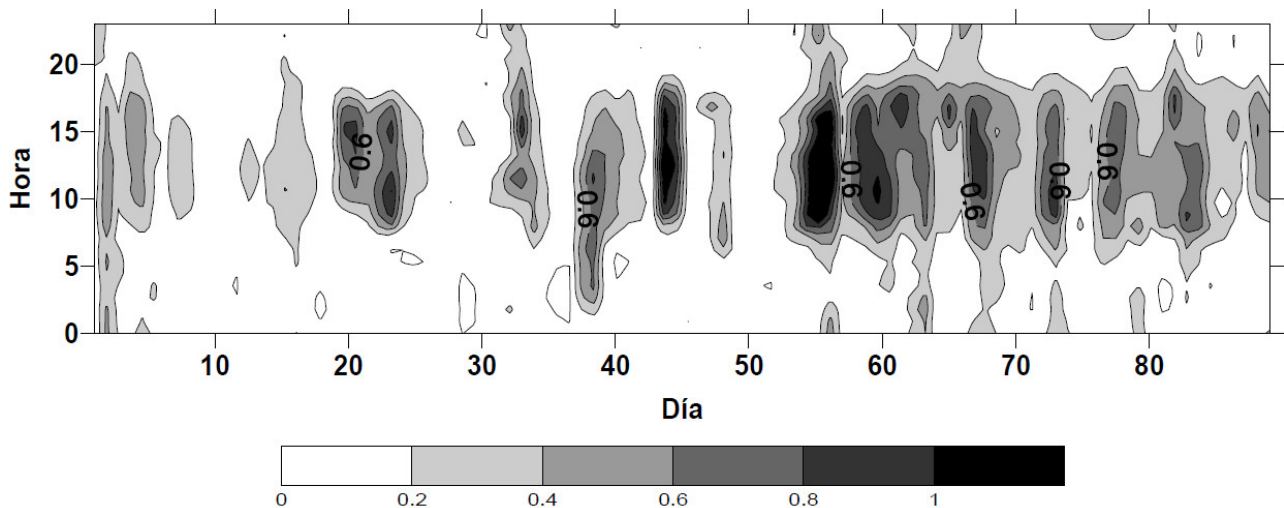


Figura 3: Variabilidad del flujo de cantidad de movimiento (τ) durante el ciclo de cultivo.

de horas observadas) y las menores durante la madrugada. Los casos con saturaciones (100% de humedad relativa) a 1m de altura ocurren en un 71% entre las 20 y 0 hs. La condensación de agua sobre la cobertura vegetal, usualmente conocido como mojado, modifica la pérdida de radiación en onda larga por el sistema durante las primeras horas de la noche, a lo que se suma una disminución en el descenso de la temperatura de las hojas debido a la liberación de calor latente por el cambio de estado del agua.

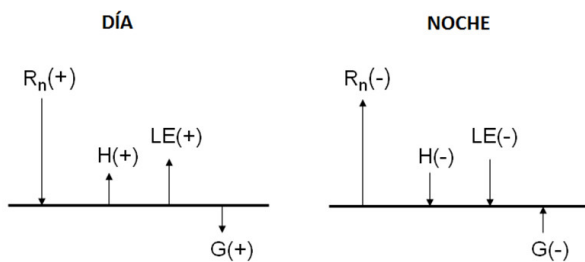


Figura 5: Esquema de signos considerados.

La Figura 4b muestra la variabilidad del flujo de calor sensible. Se encuentran valores positivos en promedio entre las 8 y 16 hs, al comienzo del período de observaciones, y entre las 6 y 17 hs, hacia el final del ciclo del cultivo. Los valores máximos observados durante horas del mediodía varían entre 50 W/m^2 (octubre) y

cercanos a los 300 W/m^2 (enero). Se observa que el flujo de calor sensible tiende a incrementar su valor a medida que el cultivo comienza con la etapa de maduración de frutos a fines del mes de diciembre. Una vez que comienza dicha etapa fenológica, el progreso de la senescencia produce una disminución en la transpiración (Figura 4c, a partir del día 60 de registro) beneficiando, en la partición energética, al transporte de calor sensible en el aire y al de calor en el suelo (Figura 4d). En la Figura 4c se presenta la variabilidad del flujo de calor latente. Se observa que su magnitud se va incrementando con el tiempo hasta alcanzar los máximos valores a mitad del período de observación, y luego disminuye su intensidad al final del ciclo. Además, se observa una gran correlación entre los máximos absolutos de flujos de calor latente y los máximos flujos de cantidad de movimiento. Por ejemplo, entre los días 58 y 62 se produce una intensificación en el intercambio de energía a través del flujo de calor latente asociada a una merma del flujo de calor sensible y valores muy intensos de flujo de cantidad de movimiento. Estos resultados indican que el aumento en la cortante vertical del viento fuerza a un aumento en la difusión turbulenta de calor latente en la dirección vertical.

El flujo de calor en el suelo (Figura 4d) muestra un comportamiento similar al observado en el

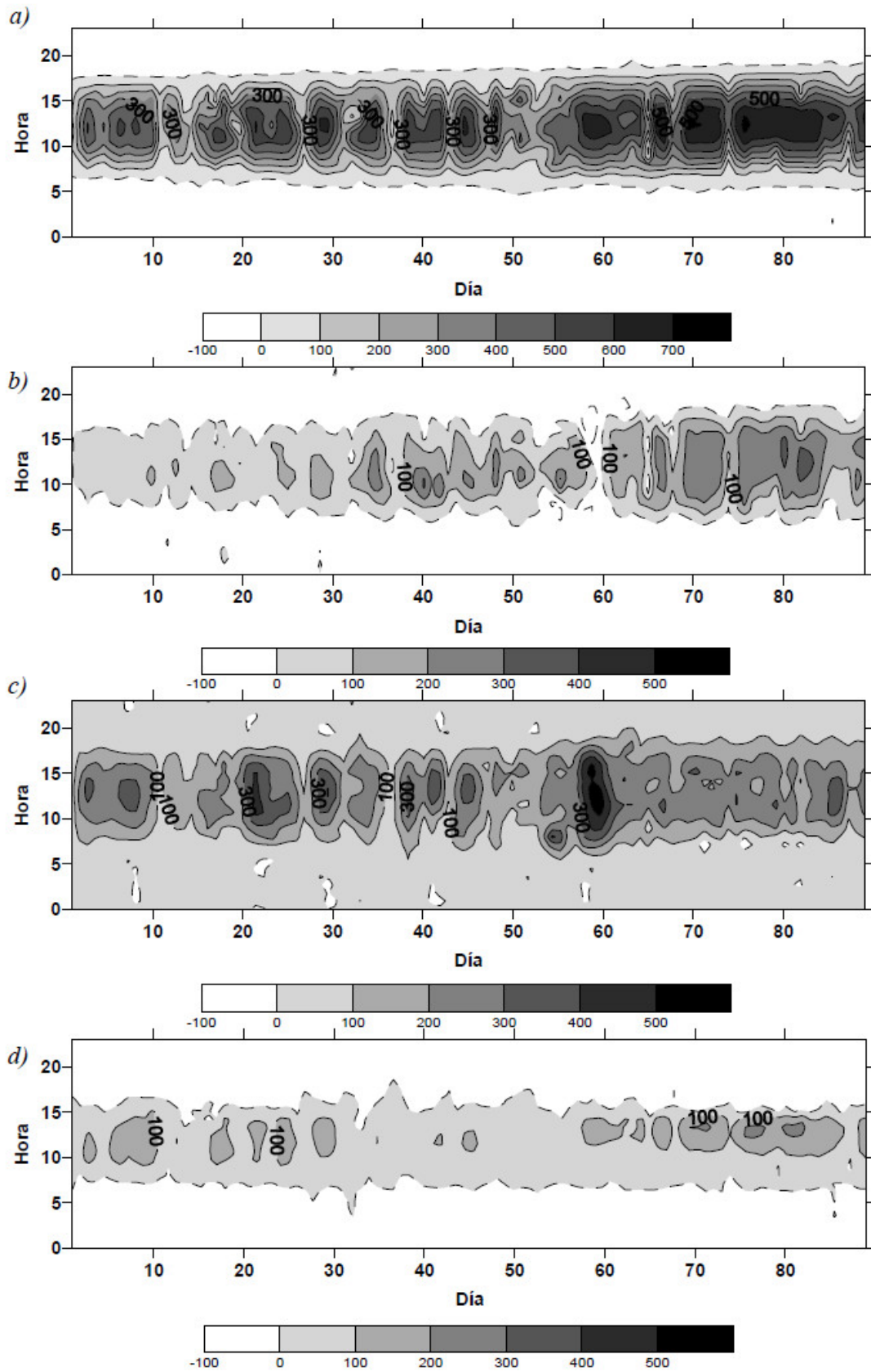


Figura 4: a) Radiación neta, b) Flujo de calor sensible, c) Flujo de calor latente, y d) Flujo de calor en el suelo para el período completo en W/m^2 .

flujo de calor sensible, con magnitudes inferiores en condiciones diurnas durante el comienzo del período observacional y un incremento de sus valores a partir del día 60 de observaciones. El período en el que el flujo de calor en el suelo resulta positivo es el más corto de todos (entre 8 y 16 hs aproximadamente). También en este caso, la senescencia de la cobertura vegetal, disminuye el área foliar de intercepción de la radiación solar entrante, lo cual favorece el aumento de ingreso de energía en el suelo. Por otra parte, el aumento de precipitaciones en el mes de enero y una disminución en el consumo de agua por parte del cultivo podrían intensificar la transferencia de calor debido al incremento en la difusividad térmica del suelo. Si bien la evaporación de agua en los primeros centímetros de suelo genera un enfriamiento en la superficie, existe otro efecto que se contrapone que es el incremento del calor acumulado debido al remplazo del aire dentro de los poros por agua. Este último factor provocaría que el flujo de calor se intensifique trasladando más calor a mayores profundidades. Durante el período en el que ocurre la disminución de materia vegetal fotosintéticamente activa es llamativo el desplazamiento de los máximos diurnos hacia las horas de la tarde, mientras que en la etapa anterior del ciclo del cultivo, los máximos, si bien más débiles, ocurrieron en general en horas del mediodía solar.

Durante las horas nocturnas todos los flujos son inferiores en magnitud a los observados durante el día, pero además se puede destacar que para el caso del flujo de calor latente se producen flujos negativos (líneas punteadas) en muy raras ocasiones, lo que estaría indicando que la superficie estudiada actúa a toda hora como fuente de calor (latente) para la atmósfera. Estos resultados concuerdan con lo observado por otros autores (Foken, 2008b; Finnigan, 2000).

En la Tabla II se presentan, para cada mes de observación, los valores medios y desviaciones estándar de los distintos términos de la ecuación de balance, tanto para horas diurnas como

Flujo (W/m^2)	Día		Noche	
	Media	Desvío	Media	Desvío
Noviembre				
Rn	517.5	141.5	-26.6	17.2
H	141.5	80.6	-16.7	14.0
L_vE	327.4	105.7	22.0	16.9
G	148.2	58.4	-35.6	19.4
Diciembre				
Rn	576.8	142.3	-22.6	14.0
H	220.6	100.1	-30.6	22.3
L_vE	399.1	129.9	34.0	19.7
G	128.4	65.7	-27.3	13.2
Enero				
Rn	664.2	76.8	-27.8	10.1
H	286.0	55.7	-31.4	18.9
L_vE	334.8	73.4	45.2	12.0
G	224.4	70.6	-44.4	15.8

Tabla II: Valores medios y desvíos estándar de los valores máximos de R_n , H , L_vE y G durante las horas del día y durante la noche para los meses de noviembre, diciembre y enero.

nocturnas. Se observa, tal como se expresó en los párrafos anteriores, un incremento en la radiación neta diurna y del flujo de calor sensible con los meses. El flujo de calor latente aumenta su intensidad a medida que se desarrolla el cultivo, alcanzado su máximo durante el mes de diciembre, cuando la cobertura se encuentra en su fase reproductiva, y luego disminuyendo, asociado al comienzo de la senescencia. El flujo de calor en el suelo, sin embargo, es más intenso durante los meses de noviembre y de enero, asociado a la menor cobertura, y tiene su menor valor en el mes de diciembre. También se puede apreciar que todos los flujos durante la noche presentan intensidades de un orden de magnitud menor a las diurnas.

4.4. Variabilidad media horaria de los flujos de energía

En la Figura 6 se presentan las variaciones medias horarias de los cuatro términos de la ecuación (1), en promedios de 10 días, para distintos períodos del ciclo del cultivo.

Durante el período vegetativo (Figura 6a), donde las plantas aumentan su materia vegetal tanto en altura como en estructura horizontal, la mayor parte de la energía ganada por el sistema es utilizada para evapotranspirar. En este período se incorporaron en total al subsistema suelo 20 mm de agua por precipitación. Aproximadamente a las 13 hs se observa que el 75 % de la energía disponible por el sistema suelo-planta-atmósfera es utilizada como flujo de calor latente. Durante el período que abarca el promedio representado por el gráfico (25 de octubre a 4 de noviembre) tanto el flujo de calor sensible como el flujo de calor en el suelo tienen sus máximos entre las 10 y las 11 hs. Los valores diurnos presentan una variación acorde a una semionda sinusoidal, mientras que los valores nocturnos de todas las variables tienden a tener valores prácticamente constantes durante toda la noche. Los mínimos de flujo de calor en el suelo y de radiación neta se presentan al anochecer y aumentan levemente de valor en las primeras horas de la noche. Esto puede estar relacionado con un aumento en la humedad relativa del aire durante las horas nocturnas que produciría una modificación en el balance radiativo y a que el déficit de calor en la superficie del suelo es compensado con calor proveniente de niveles inferiores del suelo.

La figura 6b representa los promedios horarios de 10 días que abarca el período del 15 al 24 de noviembre. Solo precipitaron 2.5mm de agua de lluvia. Este período es representativo en la fase de floración del cultivo. El flujo de calor latente promedio es el mayor observado en todo el período estudiado con un valor medio máximo de 300 W/m^2 . El flujo de calor sensible presenta valores prácticamente iguales a los del flujo de calor en el suelo, con un máximo de aproximadamente 100 W/m^2 que se produce a las 12 hs en el primero, mientras que ocurre cerca de las 11 hs en el segundo. Este es

prácticamente el único subperíodo en el que se observan valores nulos o negativos de flujo de calor latente durante la noche.

Durante el período de formación y llenado de frutos, representado en la Figura 6c (25 de diciembre a 3 de enero), disminuye levemente el flujo de calor latente, presentando un máximo de aproximadamente de 300 W/m^2 , pero su variabilidad es mayor que en el período anterior. También es notorio el aumento en la radiación neta, con un máximo medio de aproximadamente 550 W/m^2 , mientras que en los períodos anteriores fue de 450 y 500 W/m^2 , respectivamente. El flujo de calor sensible se incrementa, llegando a un valor máximo de 170 W/m^2 , mientras que el flujo de calor en el suelo presenta un máximo medio de similar valor cerca de las 14 hs, aunque el resto del tiempo su magnitud es prácticamente la mitad de la del flujo de calor sensible. Se observa un pronunciado decrecimiento del flujo de calor en el suelo luego de alcanzar su máximo. Los cambios en la distribución vertical de la cobertura vegetal producen cambios en la variabilidad horaria de los flujos, particularmente el de calor en el suelo. Durante este período ocurrió un único evento de precipitación con un total de 21.2 mm.

La Figura 6d muestra los términos del balance energético en la etapa final del ciclo del cultivo previo a cosecha (14 al 25 de enero). Durante este período precipitaron 16.5 mm de agua. Se observa en esta etapa que los términos de calor sensible y calor latente son prácticamente iguales, con valores máximos medios que rondan los 245 W/m^2 . El flujo de calor en el suelo tiene valores inferiores a los otros dos términos, con un máximo medio de 175 W/m^2 cercano a las 14 hs.

5. CONCLUSIONES

Se han determinado los flujos turbulentos de cantidad de movimiento, calor sensible y calor latente en la atmósfera y el flujo de calor en el suelo para una superficie con una cobertura

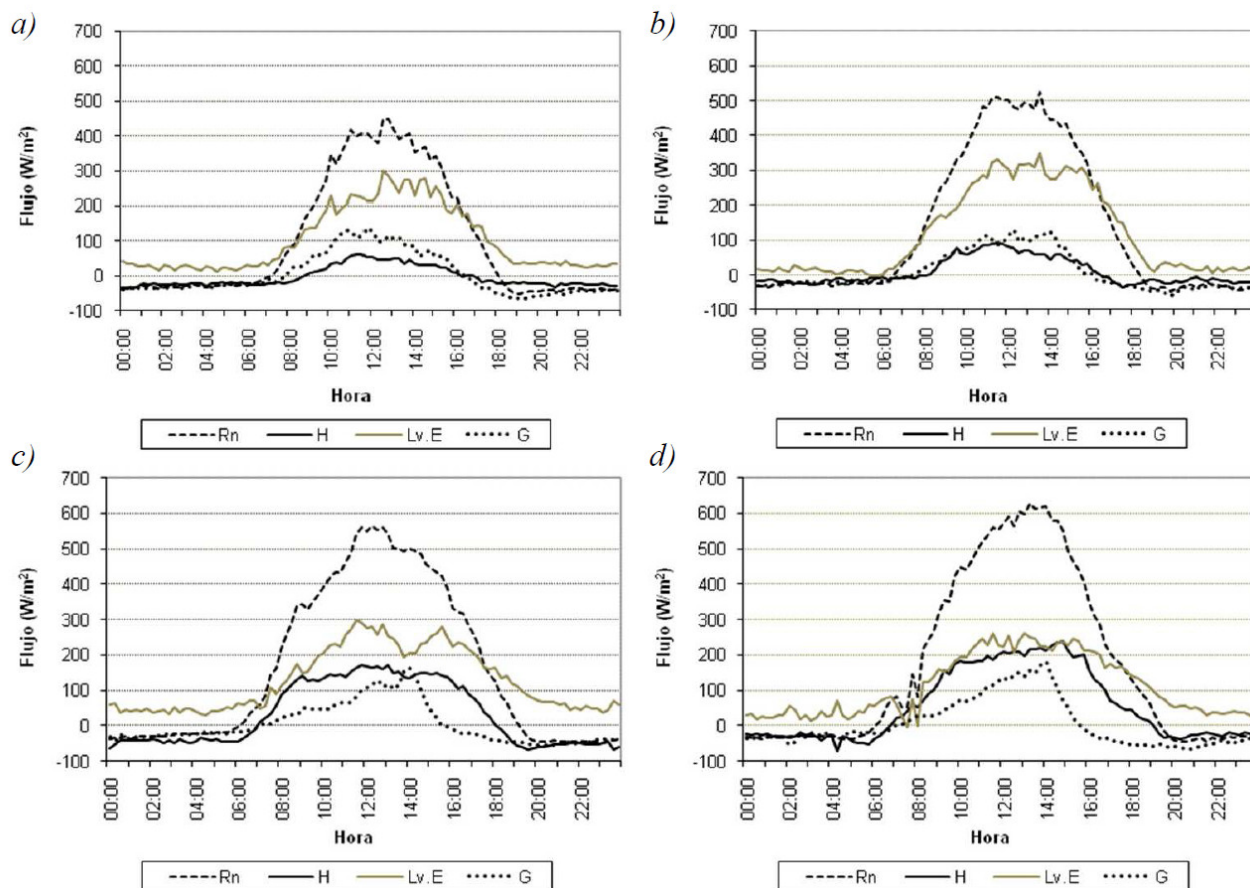


Figura 6: Variaciones medias horarias de los flujos para las décadas del a) 25/10 al 4/11, b) 15/11 al 24/11, c) 25/12 al 3/01, y d) 14/01 al 25/01.

vegetal de cultivo de trigo en una porción apreciable de su ciclo de desarrollo. El objetivo fue estudiar la partición energética sobre este tipo de superficies en la región pampeana del SE de Buenos Aires, Argentina. Se encontró que tanto los parámetros característicos de la capa de superficie como los flujos calculados tienen una variabilidad asociada a las condiciones atmosféricas y a la etapa de desarrollo del cultivo.

Los valores máximos medios observados de radiación neta muestran que enero tuvo valores más intensos, a pesar de acumular la mayor cantidad de precipitaciones del período observado. Los valores de radiación neta nocturnos son en valores absolutos de un orden de magnitud más pequeños que los diurnos. Los desvíos estándar de las observaciones diurnas

indican poca dispersión, mientras que los valores nocturnos, si bien son pequeños, muestran una dispersión similar al valor medio calculado.

Los resultados encontrados respecto de los flujos de calor sensible, latente y en el suelo indican que los flujos responden a las características atmosféricas forzadas por el balance radiativo, pero son sensibles al estado fenológico del cultivo. Así, por ejemplo, el flujo de calor sensible varía aproximadamente un 100% entre el período de floración y el de madurez fisiológica, para condiciones diurnas. Este flujo se hace más intenso al finalizar el ciclo del desarrollo del trigo. En condiciones nocturnas este comportamiento persiste. En el caso del flujo de calor latente la diferencia entre las dos etapas del ciclo de cultivo mencionadas previamente es de 15 a 17%, disminuyendo su

valor al alcanzar madurez fisiológica. Este flujo además presenta una respuesta muy eficiente a los aumentos en la intensidad del viento en la capa de superficie. El flujo de calor en el suelo presenta una variación similar a la del flujo del calor sensible, en lo que se refiere a su respuesta frente a las etapas fenológicas del cultivo, pero su diferencia es de aproximadamente 53%. El aumento del flujo de calor en el suelo con la evolución en el ciclo del cultivo se relaciona con la disminución del índice de área foliar en la vegetación debido a la senescencia del material vegetativo. Esto disminuye la capacidad de intercepción de la radiación de onda corta entrante por parte de la cobertura vegetal, aumentando la cantidad de radiación que llega a la superficie del suelo.

En resumen, en los últimos momentos del desarrollo vegetativo de la cobertura el rol del término debido al transporte neto de masa de vapor de agua (calor latente) es mucho más importante en la distribución de partición de la energía ganada por el sistema, mientras que hacia el final del ciclo del cultivo los flujos de calor sensible y de calor en el suelo incrementan su valor, adquiriendo un rol más importante a la hora de distribuir energía. Estos resultados son similares a los observados por estos otros autores sobre coberturas vegetales de ciclo anual (Foken, 2008a, 2009).

El seguimiento fenológico de la vegetación fue determinante para comprender la utilización de los recursos tanto de masa como energéticos del cultivo. Son necesarios estudios comparativos sobre otras superficies, donde se combinen las observaciones de parámetros meteorológicos, hídricos y biológicos. Estos estudios deben realizarse bajo condiciones donde el forzante atmosférico esté determinado por las características climatológicas de cada año y siguiendo los protocolos utilizados por otras experiencias similares para generar bases de datos comparables a las de redes como

Fluxnet, AmeriFlux o EuroFlux.

REFERENCIAS

- Adegoke, J.O., Pielke Sr., R.A., Carleton, A.M., 2007. Observational studies modeling impacts of agriculture-related land use change planetary boundary layer processes in the central U.S. *Agricultural and Forest Meteorology*, 142, 203-215.
- Baldocchi, D.D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, Ch., Davis, K., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X., Malhi, Y., Meyers, T., Munger, J.W., Oechel, W., Pilegaard, K., Schmid, H.P., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 2415–2435.
- Barr, J.G., Fuentes, J.D., DeLonge, M.S., O'Halloran, T.L., Barr, D. y Zieman, J.C., 2012. Influences of tidal energy advection on the surface energy balance in mangrove forest. *Biogeosciences Discuss*, 9, 11739-11765.
- Coulter, R.L., Pekour, M.S., Cook, D.R., Klazura, G.E., Martin, T.M., Lucas, J.D., 2006. Surface energy and carbon dioxide fluxes above different vegetation types within ABLE. *Agricultural and Forest Meteorology*, 136, 147–158.
- Cui, Y.P., Liu, J.Y., Kuang, W.H. y Wang, J.B., 2012. The local climate and energy budget differences between a typical architectural complex and a Green Park in Beijing. 18th Biennial ISEM Conference on Ecological Modelling for Global Change and Coupled Human and Natural System, 13, 1907-1921.
- Della Maggiora, A., Gardiol, J.M., Irigoyen, A. y Echarte, L., 1997. Estimación de la evapotranspiración de referencia con el método de Penman-Monteith en Balcarce. *Revista Facultad de Agronomía*, 17 (1), 123-126.

- Finnigan, J., 2000. Turbulence in plant canopies. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 32, 519-571.
- Fischer, M.L., Torn, M.S., Billesbach, D.P., Doyle, G., Northup, B., Biraud, S.C., 2012. Carbon, water and heat flux responses to experimental burning and drought in a tallgrass prairie. *Agricultural and Forest Meteorology*, 166-167, 169-174.
- Foken, T., 2008a. The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications*, 18 (6), 1351-1367.
- Foken, T., 2008b. *Micrometeorology*. Second Ed., Springer-Verlag, 306 págs.
- Foken, T., Mauder, M., Liebethal, C., Wimmer, F., Beyrich, F., Leps, J.P., Raasch, S., DeBruin, H.A.R., Meijninger, W.M.L., Bange, J., 2009. Energy balance closure for the LITFASS-2003 experiment. *Theoretical and Applied Climatology*, 101, 149-160.
- Gardiol, J.M., Serio, L.A., Della Maggiore, A.I., 2003. Modelling evapotranspiration of corn (*Zea mays*) under different plant densities. *Journal of Hydrology*, 271, 188-196.
- Gardiol, J., Irigoyen, A., Della Maggiore, A., Silva, V., 1997. Patrón de extracción de agua de cultivos de maíz y soja en un argiudol típico de Balcarce. *Revista Facultad de Agronomía*, 17 (1), 137-142.
- Gassmann, M.I., Gardiol, J.M., Serio, L.A., 2011. Performance evaluation of evapotranspiration estimations at a model of soil water balance. *Meteorological Applications*. Article in press.
- Giambelluca, T.W., Martin, R.E., Asner, G.P., Huang, M., Mudd, R.G., Nullet, M.A., DeLay, J.K. y Foote, D., 2009. Evapotranspiration and energy balance of native wet montane cloud forest in Hawia'i. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 230-243.
- Irigoyen, A.I., Della Maggiore, A.I., Gardiol, J.M., 2006. Variabilidad intra e interanual de la evapotranspiración de referencia estimada según el modelo Penman-Monteith en la localidad de Balcarce (Argentina). *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 14, 85-96.
- Jacobs, A.F.G., Heusinkveld, B.G., Holtslag, A.A.M., 2007. Seasonal and interannual variability of carbon dioxide and water balances of a grassland. *Climatic Change*, 82,163-177.
- Kaimal, J.C., Finnigan, J.J., 1994. *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement*. Oxford University Press. 289 págs.
- Kilinc, M., Beringer, J, Hutley, L.B., Haverd, V. y Tapper, N., 2012. An analysis of the surface energy budget above the world's tallest angiosperm forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 166-167, 23-31.
- Moderow, U, Feigenwinter, C. y Bernhofer, C., 2011. Non-turbulent fluxes of carbón dioxide and sensible heat – A comparison of three forested sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151, 692-708.
- Oke, T.R., 1987. *Boundary Layer Climates*. Second Ed., Taylor and Francis. 435 págs.
- Oliphant, A.J., Grimmond, C.S.B., Zutter, H.N., Schmid, H.P., Su, H.B., Scott, S.L., Offerle, B., Randolph, J.C., Ehman, J., 2004. Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 126 (3-4), 185-201.
- Paulson, C.A., 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 9, 857-861.
- Qinxue, W., Masataka, W., Zhu, O., 2005. Simulation of water and carbon fluxes using BIOME-BGC model over crops in China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 131, 209-224.
- Ramamurthy, P. y Pardyjak, E.P., 2011. Toward understanding the behavior of carbon dioxide and surface energy fluxes in the urbanized semi-arid Salt Lake Valley, Utah, USA. *Atmospheric Environment*, 45, 73-84.
- Raupach, M.R., 1992. Drag and drag partition on rough surfaces. *Boundary-Layer Meteorology*, 60, 375-395.
- Raupach, M.R., 1994. Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index. *Boundary-Layer*

- Meteorology, 71, 211–216.
- Soegaard, H., Jensen, N.O., Boegh, E., Hasager, C.B., Schelde, K., Thomsen, A., 2003. Carbon dioxide exchange over agricultural landscape using eddy correlation and footprint modeling. *Agricultural and Forest Meteorology*, 114, 153–173.
- Stull, R.B., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Acad. Publ. 666 págs.
- Suero, E.E., Santa Cruz, J.N., Silva Busso, A., Della Maggiora, A.I., Irigoyen, A.I., Costa, J.L., Gardiol, J.M., 2001. Caracterización de los recursos naturales en sistemas bajo riego del sudeste bonaerense. Bases para propuestas de aplicación sustentable del riego. *Revista de investigaciones Agropecuarias*, 30 (1), 71-86.
- Tambascio, L., Della Maggiora, A., Irigoyen, A., Valentinuz, O. y Gardiol J., 2002. Efecto de la densidad de plantas sobre la evapotranspiración y eficiencia en el uso del agua en cultivos de maíz y girasol en Balcarce. *Revista Argentina de Agrometeorología*, 2 (1), 1-9.
- Verhoef, A., McNaughton, K.G., Jacobs, A.F.G., 1997. A parameterization of momentum roughness length and displacement height for a wide range of canopy densities. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1, 81-91.
- Wieringa, J., 1980. A revaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer overspeeding. *Boundary-Layer Meteorology*, 18, 411–430.

VARIABILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN EN EL CENTRO OESTE DE ARGENTINA Y UN MODELO DE PREDICCIÓN ESTADÍSTICA

Diana Analía Domínguez¹, Marcela Hebe González^{1,2}

¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera (FCEN-UBA), Buenos Aires, Argentina

²Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA/CONICET-UBA), UMI IFAECI/CNRS, Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 17 de diciembre de 2012, en su versión final el 23 de abril de 2013)

RESUMEN

El objetivo del presente trabajo es estudiar la variabilidad de la precipitación en escalas temporales mayores al año en una zona en el centro de Argentina. Las tendencias de precipitación resultaron máximas en la estación estival, mostrando una disminución en la cantidad de lluvia sobre todo en el oeste de la región de estudio y en el período más reciente. El estudio de ciclos significativos evidenció la presencia de ciclos de aproximadamente 15, 23 y 30 años. La variabilidad interanual de la precipitación de verano se estudió en 3 sub-regiones diferentes basándose en la comparación del comportamiento de las variables atmosféricas y oceánicas en años con déficit y con exceso de precipitación. La altura geopotencial fue la variable que discriminó mejor dichos casos. La lluvia sobrenormal estuvo asociada al debilitamiento del anticiclón y de las bajas subpolares en el Océano Pacífico, y la intensificación del Anticiclón del Océano Atlántico en la región de entrada al continente. El calentamiento del Océano Pacífico central (fase positiva del ENOS-El Niño Oscilación del Sur) fue otro factor relacionado con la precipitación en toda la región. Un modelo de regresión lineal múltiple fue desarrollado para la región oriental y explicó el 43,3% de la varianza de la precipitación estival.

Palabras clave: Argentina central, tendencias de precipitación, variables atmosféricas, temperatura de la superficie del mar, pronóstico estadístico.

RAINFALL VARIABILITY IN CENTRAL WEST ARGENTINA AND A STATISTICAL FORECAST MODEL

ABSTRACT

The objective of this work is to study rainfall variability in different timescales in central Argentina. Rainfall trends were maximum in summer in the west of the study region, showing rainfall decrease in the west and recent period. 15, 23 and 30 years significant cycles were detected. The interannual summer rainfall variability was study in 3 sub-regions, based on the comparison of the atmospheric and oceanic variables behavior in years with deficit and excess of rainfall. The geopotential height was the best discriminator variable. Rainfall greater than normal was associated with the weakness of the Pacific heights and lows and the intensification of the Atlantic heights in the region next to the continent. The central Pacific Ocean

water warming (positive phase of ENSO-El Niño Southern Oscillation) was another factor related to rainfall all over the area. A multiple linear regression model was developed and explained the 43,3% of the summer rainfall variance.

Keywords: Central Argentina, rainfall trends, atmospheric variables, sea surface temperature, statistical prediction.

1. INTRODUCCIÓN

Desde mediados del siglo XX se ha evidenciado un corrimiento hacia el oeste de las isoyetas de precipitación anual en Argentina subtropical (Liebmann y otros 2004; Barros y otros 2008). Por este motivo zonas semi-áridas en la región occidental comenzaron a ser aptas para los cultivos. Sin embargo, los datos de las últimas décadas muestran un cambio de este comportamiento en algunas regiones específicas (González y otros, 2012a) lo cual trae aparejado pérdidas económicas y un incremento de la problemática social. Para poder estudiar la variabilidad interanual de la lluvia es importante conocer el efecto que sobre ella producen algunos forzantes de gran escala y su influencia sobre la precipitación especialmente en Sudamérica. A continuación se detallan algunos resultados probados en distintas regiones.

Es sabido que el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) tiene gran influencia en la lluvia del Sudeste de Sudamérica. Por ejemplo, Ropelewsky y Halpert (1987) detectaron un incremento de precipitación estival en el este de Argentina durante la fase cálida y particularmente con señal intensa en primavera (Vargas y otros 1999; Grimm y otros 2000).

Otra oscilación vinculada a la temperatura de superficie del mar (TSM) es el Dipolo de Océano Índico (IOD) (Saji y otros, 1999), para el cual hay estudios realizados para Sudamérica y el Hemisferio Sur que lo vinculan con la precipitación y los mecanismos de propagación de ondas de Rossby. Chan y otros (2008) encontraron que en Sudamérica la fase positiva del IOD se manifiesta como un dipolo de anomalías de precipitación, con incrementos

en la cuenca del Plata y decrecimiento en la región del centro de Brasil. Liu y otros (2007) encontraron una relación dinámica de la teleconexión entre IOD y las anomalías de geopotencial de 200hpa de altas latitudes del Hemisferio Sur usando la teoría de propagación de la energía de las ondas planetarias de acuerdo a Hoskins y Karoly (1981). Ellos mostraron que la energía se propaga a lo largo del mismo recorrido en que se propaga el tren de ondas de Rossby.

Otro forzante que tiene influencia sobre la región es la Oscilación Antártica (AAO) (Thompson y Wallace, 2000). Existen varios trabajos que investigan sus efectos sobre el clima de Sudamérica, entre ellos Reboita y otros (2009) estudiaron la función frontogénesis durante las distintas fases de AAO y las distintas estaciones del año. Encontraron que la función frontogénesis es intensa durante la fase negativa y que la trayectoria de los ciclones se desplaza hacia el Sur durante la fase positiva de la AAO. Silvestri y Vera (2003) examinaron la relación entre AAO y la precipitación del Sudeste de Sudamérica. Ellos encontraron que en particular durante la primavera Austral, la fase negativa está asociada a la intensificación de la anomalía ciclónica de niveles altos, aumento de la convergencia de humedad e incremento de la precipitación sobre el Sudeste de Sudamérica. González y otros (2012b) analizaron la influencia de varios de los factores antes mencionados sobre la precipitación en la región chaqueña y encontraron resultados alentadores aunque la respuesta varió en distintas zonas y estaciones del año.

En este trabajo se estudian las tendencias anuales y estacionales de la precipitación, los posibles ciclos significativos y los forzantes,

tanto de gran escala como regionales, que favorecen la precipitación estival en la región central de Argentina. Finalmente se propone un esquema de predicción para la lluvia de verano en el Este de la región de estudio.

2. DATOS Y METODOLOGÍAS

Se utilizaron 21 estaciones meteorológicas distribuidas en el área central de Argentina delimitada por 29° S y 34° S y 62° O y 69° O (Figura 1), provenientes de la red de medición del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SRH).

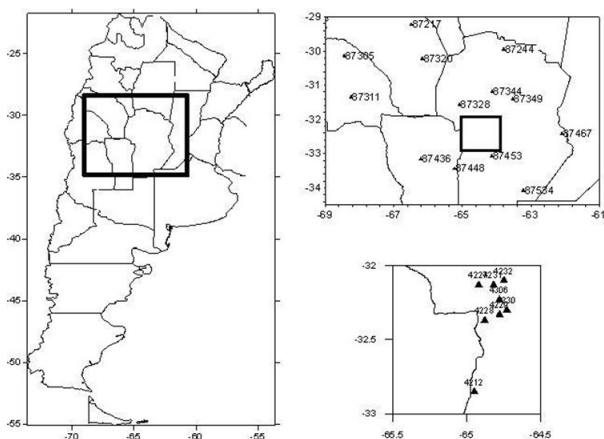


Figura 1: Estaciones utilizadas, en recuadro superior se detallan las estaciones pertenecientes a SMN y en el inferior a SRH.

Las tendencias de precipitación anual acumulada y estacional de verano (diciembre a febrero), otoño (marzo a mayo), invierno (junio a agosto) y primavera (septiembre a noviembre) fueron calculadas utilizando un ajuste lineal para los períodos 1961-2009, 1980-2009 y 1994-2009. Para el primer período se dispuso de información completa para 13 estaciones, para el segundo 16 y para el tercero 21. La significancia fue testeada con un test T-Student con el 95 % de confianza.

Con el fin de analizar la posible existencia de periodicidades superiores al año que expliquen otras variabilidades, se aplicó un

análisis espectral a las series de precipitación anual acumulada utilizando la metodología de Blackman Tukey (Blackman y Tukey, 1958) para 14 estaciones con registros de más de 30 años (Figura 2).

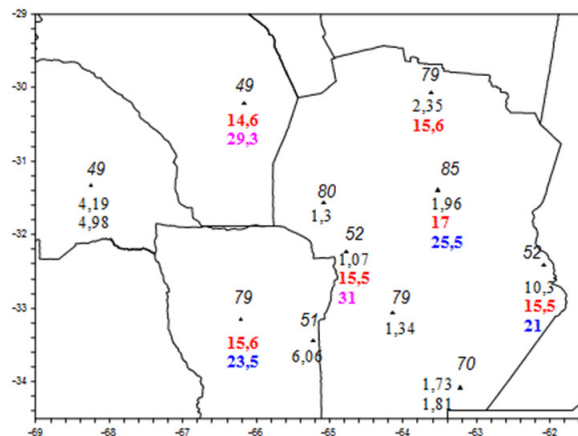


Figura 2: Cantidad de años con que se realizó el análisis espectral de la serie (arriba), período en años de las ondas significativas encontradas en el análisis espectral (abajo). Las ondas con periodo cercano a 15 años están marcadas en rojo, ondas alrededor de 23 años en azul y cercanas a 30 en fucsia.

Se definieron sub-regiones homogéneas, utilizando el método de Lund (1963). Este método se aplicó a las series de precipitación anual acumulada de 14 estaciones elegidas por estar homogéneamente distribuidas durante el período 1980-2009 (Figura 3). La correlación necesaria para el agrupamiento fue mayor a 0.4. Se determinaron 3 grupos o sub-regiones que se utilizaron para el posterior análisis. Las estaciones que quedaron sin clasificar al utilizar la metodología de Lund (87305 y 87311), fueron incluidas en el grupo 3 debido a la correlación de la lluvia con las estaciones de este grupo fue mayor que con las de otros grupos, además de la cercanía geográfica a las estaciones del grupo 3.

Con el fin de representar a cada una de las sub-regiones, se construyeron las series de precipitación mensual representativas de cada grupo promediando los valores de precipitación

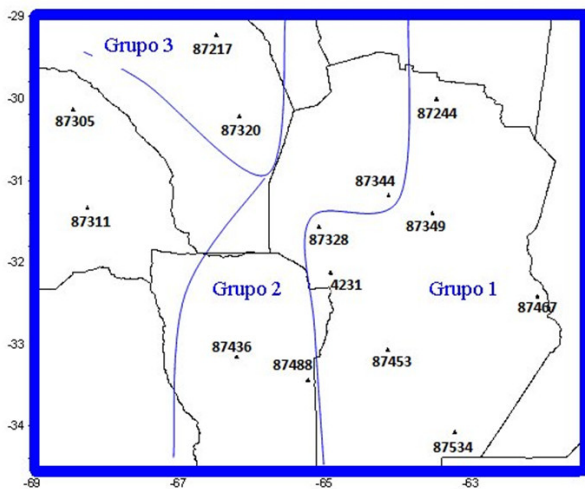


Figura 3: Áreas definidas que aseguran buena correlación entre la precipitación de las estaciones que conforman cada grupo.

de todas las estaciones que conforman cada grupo. Se decidió estudiar la variabilidad de los meses de verano pues es la estación que registra mayores valores de precipitación acumulada. En efecto, el ciclo anual medio de precipitación (Figura 4) muestra en los 3 grupos una onda muy marcada con máximos en verano y mínimos en invierno, donde puede observarse que para el grupo 3 la precipitación es menor que en los otros dos grupos, especialmente en verano.

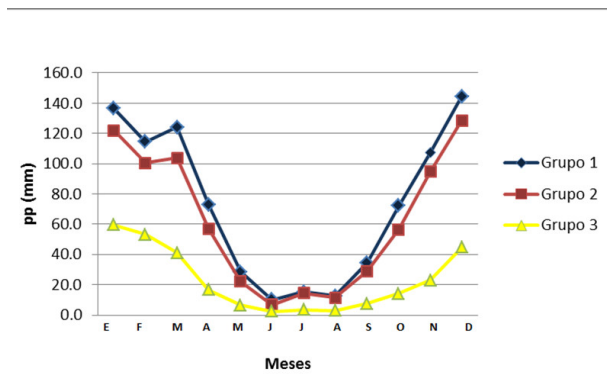


Figura 4: Onda Anual promedio de cada grupo separado según la clasificación de Lund

Para cada grupo se estudiaron los forzantes de la variabilidad interanual de la precipitación de verano mediante el cálculo de las correlaciones

entre las anomalías de la precipitación estival representativa y las anomalías temporales de las siguientes variables: altura geopotencial en 1000 (G1000), 500 (G500) y 200 Hpa (G200), viento zonal (U) y meridional (V) en 850 Hpa, agua precipitable (AP) en la capa desde superficie hasta 700 Hpa y TSM obtenidas del reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay y otros, 1996). Se utilizaron estos datos en el periodo 1980-2007 debido a la disponibilidad de los mismos en el Climate Prediction Center (CPC). Las correlaciones fueron calculadas tanto en forma simultánea como desfasada en 1 mes para detectar aquellas variables que pueden colaborar con la predictibilidad de la precipitación. Las correlaciones desfasadas se calcularon entre las anomalías de precipitación con las variables de gran escala durante el mes anterior al trimestre de verano (noviembre). Las correlaciones mayores a 0,37 fueron estadísticamente significativas con el 95 % de confianza.

Además, se analizó el comportamiento de las variables para los casos extremos en que se observara exceso y déficit de lluvia. Se tomaron como extremos deficitarios a la precipitación estival para los años con precipitación subnormal (déficit), definida como aquella que no supera el valor del primer cuartil y como extremos húmedos a los años con precipitación sobrenormal (exceso), definida como aquella que supera el tercer cuartil (Tabla I).

Grupo1		Grupo 2		Grupo3	
Años Déficit	Años Exceso	Años Déficit	Años Exceso	Años Déficit	Años Exceso
1989	1981	1982	1981	1984	1985
1999	1983	1989	1984	1989	1988
2001	1984	1994	1985	1996	1990
2002	1990	1996	1993	1999	1992
2003	1991	1999	1997	2001	1993
2004	1993	2001	1998	2004	2000
2006	1998	2004	2000	2007	2002
2009	2007	2009	2007	2009	2008

Tabla I: Años donde se registró precipitación estival subnormal (Déficit) y sobrenormal (Exceso) en cada uno de los grupos.

Los cuartiles fueron determinados utilizando la serie de precipitación representativa de cada uno

de los grupos. Luego de separados los eventos, se calcularon los campos compuestos, es decir el campo promedio, de las anomalías de las variables tanto para los casos de déficit como para los excesos con el fin de identificar las áreas donde estas anomalías presentan la mayor diferencia en años de excesos respecto a los años de déficit. Además se calculó el campo diferencia entre las anomalías de los años con excesos y de los años con déficit de lluvia. La significancia de este campo diferencia fue calculada utilizando el test T-Student al 95%. Estos campos compuestos se han construido tanto para la estación estival y para el noviembre previo.

Finalmente se generó un modelo de predicción de la precipitación de verano para la región de las estaciones que comprenden el Grupo 1, para lo cual se definieron posibles predictores en base al estudio realizado anteriormente como el promedio de la variable en el área de correlación significativa (Tabla II).

Predictor	Variable	Área	Figura	R
G1	G 1000	20° S- 30° S ; 160° E - 170° E	14	0,39
G2	G 1000	20° S- 30° S ; 140° E - 170° E	15a	0,40
G3	G 1000	50° S- 60° S ; 90° E - 120° E	15a	0,37
G4	G 500	50° S- 60° S ; 140° E - 170° E	15b	-0,39
G5	G 200	15° S- 25° S ; 160° E - 180° E	15c	0,37
G6	G 200	50° S- 60° S ; 140° E - 160° E	15c	-0,46
U1	U	10° S- 20° S ; 80° O - 100° O	16	0,47
V1	V	5° S- 10° S ; 60° O - 65° O	17	0,39
A1	Agua Prec.	25° S- 35° S ; 65° O - 70° O	18	0,39
A2	Agua Prec.	25° S- 30° S ; 60° O - 65° O	19	0,38
SST1	TSM	25° S- 30° S ; 150° O - 170° O	20	-0,54

Tabla II: Definición de los predictores para el mes de noviembre y su correlación con la precipitación acumulada de diciembre a febrero.

Además se consideraron predictores independientes entre sí para evitar la multicorrelación. Se utilizó la metodología forward Stepwise (Wilks, 1995) para generar el modelo de regresión lineal múltiple. Los resultados se validaron con la metodología de cros-validación (Wilks, 1995) donde se utilizaron todos los años menos uno para la

construcción del modelo y el año restante para el cálculo. El proceso fue repetido tantas veces como años se quisieron predecir, 30 en este caso. Este proceso permite al mismo tiempo validar el pronóstico y verificar la estabilidad del modelo.

Para probar la eficiencia del modelo, se realizó una tabla de contingencia entre la precipitación observada y la pronosticada, donde se separaron los casos equiprobables llamados, subnormales, normales y sobrenormales, refiriéndose cada uno al espectro completo de casos posibles desde los años más secos hasta los años más húmedos, respectivamente. Además se calcularon los siguientes índices: probabilidad de detección (POD), relación de falsa alarma (FAR) y porcentaje de aciertos (HIT) (Wilks, 1995) y se compararon las funciones de probabilidad de la precipitación observada y estimada.

3. RESULTADOS

3.1. Variabilidad de baja frecuencia

Se calcularon las tendencias lineales de las series de precipitación anual y trimestral durante 1961-2009, 1980-2009 y 1994-2009. Los campos de tendencia anuales presentaron valores negativos en el Noreste y positivos al Sudoeste, siendo la región de Córdoba una de las de mayor tendencia de la parte norte de Argentina (Almeira y otros 2009). Si bien las tendencias negativas sólo son significativas al 95 % de confianza en 1994-2009, se evidenció un cambio en el comportamiento de la lluvia (Domínguez y González 2011) (Figura 5a). Comparando los períodos se pudo observar el corrimiento de la línea de tendencia cero hacia el Oeste lo que permite concluir que en el período más reciente se produjo un decrecimiento de la precipitación caída anualmente en la zona y que en la época más reciente las tendencias negativas adquirieron significancia estadística. Este resultado concuerda con las tendencias parciales con un solo punto de quiebre hallados por De la Casa y Nasello

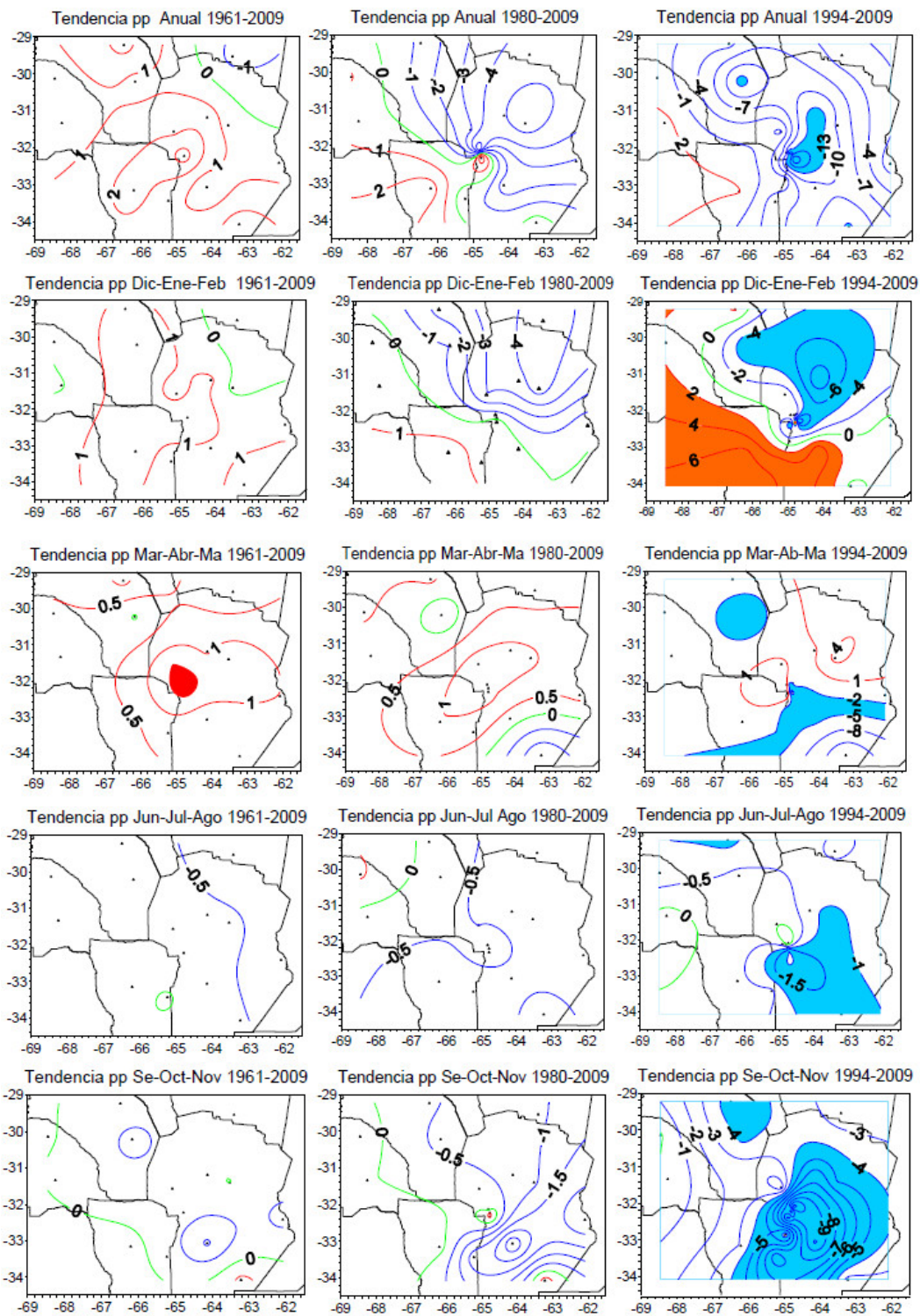


Figura 5: a) Campos de tendencia anual de precipitación de tres períodos (en mm/año). Valores positivos en rojo, negativos en azul. La línea de cero está marcada en verde. Las zonas sombreadas son significativas al 95 % de confianza. 1961-2009, 1980-2009 líneas cada 1 mm/año y 1994-2009 líneas cada 3 mm/año. b) Ídem figura a para verano (en mm/año). Líneas cada 1 mm/año y 1994-2009 líneas cada 2 mm/año. c) Ídem figura a para otoño (en mm/año). 1961-2009, 1980-2009 líneas cada 0.5 mm/año y 1994-2009 líneas cada 3 mm/año. d) Ídem figura a para invierno (en mm/año). Líneas cada 0.5 mm/año. e) Ídem figura a para primavera (en mm/año). 1961-2009, 1980-2009 líneas cada 0.5 mm/año y 1994-2009 líneas cada 1 mm/año

(2012). En las estaciones situadas en el Este de la Provincia de Córdoba el quiebre de la tendencia anual se produjo entre los años 1975 y 1994 concordando con el cambio de tendencia anual aquí representado por los periodos 1961-2009 y 1980-2009 (Figura 5a).

Las tendencias de precipitación estacional correspondientes al verano (Diciembre, Enero y Febrero) son las que más porcentaje aportan al valor anual en todos los periodos. Esto significa que el cambio en las cantidades de precipitación se dio en la temporada cálida principalmente y las mayores disminuciones en la cantidad de precipitación se observaron en el sudoeste del área de estudio. El período más reciente (1994-2009) presentó un comportamiento opuesto entre el Sudoeste y el Noreste del área estudiada. Efectivamente se observaron tendencias negativas significativas al 95% en la región Noreste del área de estudio y positivas en el Sudoeste (Figura 5b). Las tendencias de otoño (Marzo, Abril y Mayo) (Figura 5c) del período 1961-2009 presentan un campo similar al de verano del mismo período. Durante el período 1980-2009 el comportamiento es diferente pero sin significancia. Hacia el período 1994-2009 las tendencias de otoño se asemejan más a las de invierno (Junio, Julio, Agosto) (Figura 5d) y primavera (Septiembre, Octubre, Noviembre) (Figura 5e), mostrando áreas significativas sobre un eje con orientación Noroeste-Sudeste donde las tendencias fueron negativas y significativas. Las tendencias de invierno y primavera (Julio a Noviembre) son mayormente negativas en los periodos 1961-2009 y 1980-2009 pero no significativas. Sin embargo, en el periodo reciente (1994-2009) las tendencias de invierno se profundizaron y son significativas en un área importante del centro y Sudeste de la región de estudio.

La aplicación del análisis espectral a las series de precipitación mensual de 14 estaciones que contaron con registros largos dio como resultado la Figura 2. El principal resultado fue que en la zona centro y Noreste se encontraron ciclos

de alrededor de 15 años, más precisamente en 6 de las 14 estaciones analizadas, mientras que ciclos del orden de los 23 años se registraron en las estaciones ubicadas hacia el centro-Sur (3 de las 14 estaciones). Además, en el Noroeste y centro se localizaron 2 estaciones con periodos más largos y significativos (29 y 31 años respectivamente). Es posible que estos ciclos largos influyeran las tendencias que se detallaron en el párrafo anterior. En efecto, se consideraron varias estaciones en el oeste de Córdoba donde se observaron tendencias negativas significativas de lluvia y se calcularon, utilizando un análisis armónico, las ondas significativas que resultaron ser de del orden de 17 y 26 años (figuras no mostradas). La composición de dichas ondas comparadas con la serie original de datos indica que las tendencias negativas en el periodo 1994-2009 pueden deberse parcialmente a ciclos largos y por ello deben monitorearse a futuro para establecer fehacientemente si existe además otra componente, como puede ser el cambio de uso de suelo que contribuya a la disminución de lluvia en la región.

3.2. Variabilidad interanual de la precipitación estival

La aplicación del método de Lund permitió subdividir el área de estudio en 3 sub-regiones, cada una de las cuales cuenta con un grupo de estaciones (Figura 3) que sirvieron para construir las series medias de precipitación estival representativas de cada grupo. Además para cada una de ellas se establecieron los años en los cuales el verano resultó con déficit o con excesos de precipitación, según se detalló en la sección metodología (Tabla I). Con ellos se construyeron los campos compuestos de las distintas variables y el campo diferencia entre los años de exceso y déficit.

En la presente sección se analizará los posibles forzantes de la precipitación estival y la posibilidad de predicción para el Grupo 1. Este grupo fue seleccionado para presentar en este trabajo, en virtud de que es en esta región

donde se detectó mayor predictibilidad. Los otros 2 grupos han mostrado una predictibilidad mucho más limitada. Esta afirmación se basa en que la metodología detallada en este trabajo para el grupo 1 se ha implementado en los grupos 2 y 3, sin embargo la varianza explicada por los modelos resultantes (28% y 16% respectivamente) fue menor que la del grupo 1, y es por ello que se ha elegido este último para mostrar en este trabajo. Para evaluar la acción simultánea de los forzantes y la precipitación, se analizarán los campos de correlación simultáneos entre las distintas variables atmosféricas y oceánicas con la precipitación de verano representativa del Grupo 1 y la diferencia de los campos compuestos de años de exceso y déficit. Adicionalmente se analizarán los campos de correlación entre las variables atmosféricas y oceánicas ocurridas el mes previo (noviembre) con la precipitación estival, como así también la diferencia de los campos compuestos de las variables en noviembre para aquellos años en que se observó un déficit o en exceso significativo, con vistas a detectar posibles predictores.

Los campos de correlación simultánea entre la precipitación estival representativa del Grupo 1 y las alturas geopotenciales en diferentes niveles de la atmósfera mostraron que los veranos con excesos están asociados al debilitamiento del Anticiclón y de las bajas subpolares del Pacífico en toda la tropósfera, como puede observarse en los campos de correlación con G1000 (Figura 6 a) y G200 (Figura 6b) en el océano Pacífico oriental.

Este patrón es indicativo de un debilitamiento de los oestes en esa región, lo que permite un mayor intercambio entre latitudes altas y medias colaborando con el incremento de la actividad frontogénica (Reboita y otros, 2009). La diferencia entre los campos compuestos de años con exceso y déficit muestran también muy claramente el comportamiento diferente observado en G1000 para los extremos de lluvia (Figura 7), donde la máxima diferencia se observa en la zona de las bajas subpolares en

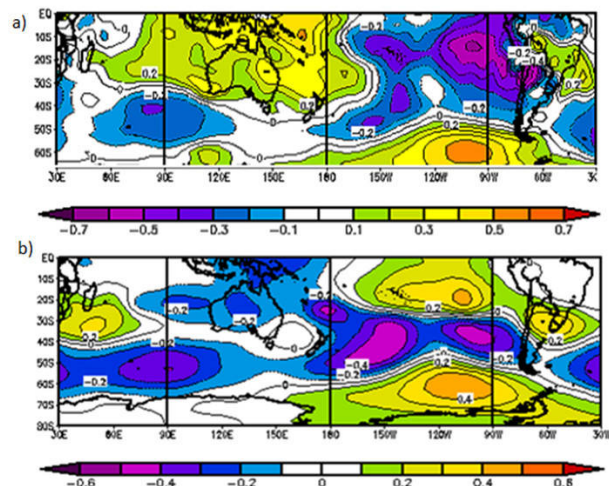


Figura 6: Correlación entre la precipitación media de verano del Grupo 1 con el (a) G1000 y con (b) G200. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95% de confianza

el Pacífico oriental, alrededor de los 65°S.

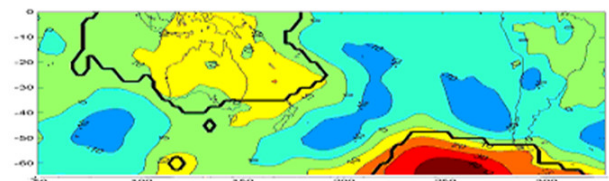


Figura 7: Diferencia de la Composición de anomalías de G1000 de los veranos con excesos y déficit del Grupo 1 (en m). Línea negra área de diferencia significativa al 95%.

En efecto, el campo de correlación con G500 muestra la configuración característica de la fase negativa de la oscilación Antártica (correlación positiva sobre Antártida y negativas sobre latitudes medias) que ha sido relacionada con la precipitación por varios autores (Reboita y otros, 2009; Silvestri y Vera, 2003) (Figura 8, en proyección estereográfica polar que permite identificar mejor dicha oscilación).

Por otro lado en las figuras 6a y 6b, se observa una intensificación del anticiclón del Atlántico sobre la región del Sur de Brasil, correspondiente

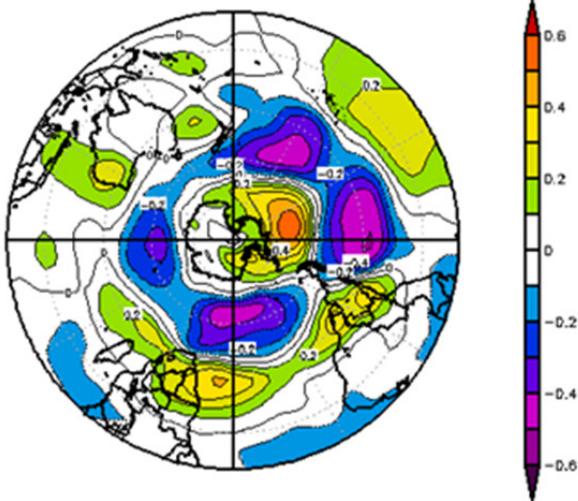


Figura 8: Correlación entre la precipitación media de verano del Grupo 1 y G500. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza.

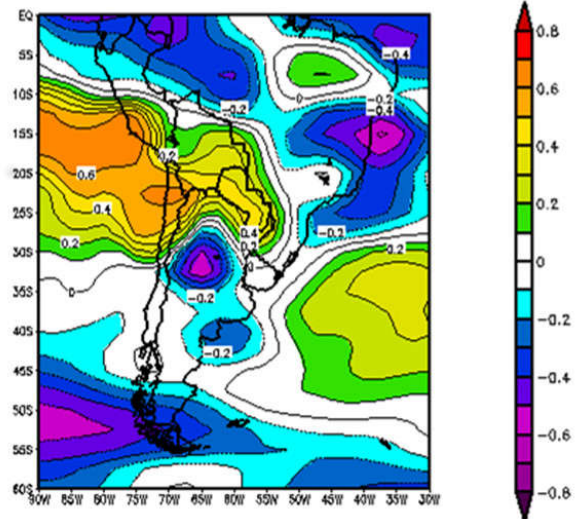


Figura 9: Correlación entre la precipitación media de verano del Grupo 1 y el viento zonal en 850 hpa. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza.

a la zona de ingreso de aire húmedo desde el océano, lo que favorece la formación de precipitación. En el campo de correlación con U (Figura 9) se observan anomalías del Este en el Sur de Brasil, lo cual muestra que la lluvia está asociada a un mayor flujo de aire desde el Atlántico en la zona del anticiclón y en las latitudes medias del Pacífico, donde se observa un debilitamiento de los oestes en concordancia con lo observado en el geopotencial.

Se observa además un núcleo de correlación positiva en el Pacífico oriental tropical, probablemente asociado al debilitamiento de los alisios que se observa en años de fase positiva del ENOS cuando también se registra mayor precipitación es el área definida como el grupo 1, como se detallará más adelante cuando se analice el campo de temperatura de superficie del mar. La correlación con V muestra que la lluvia está asociada a anomalías del Norte en el Grupo 1, representado por un núcleo de correlación negativo con dirección Noroeste-Sudeste sobre el Noreste de Argentina, vinculado al transporte de humedad desde la selva amazónica (Figura 10).

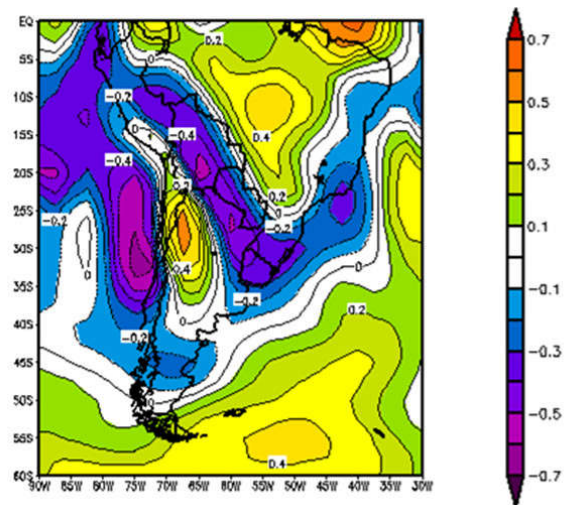


Figura 10: Correlación entre la precipitación media del verano del Grupo 1 y el viento meridional en 850 hpa. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza.

La precipitación sobrenormal también se asocia con anomalías positivas de AP, especialmente en Oeste de la región (Figura 11) lo cual es razonable pues provee el vapor necesario para generar lluvia en el caso de que existiera el

mecanismo de ascenso adecuado.

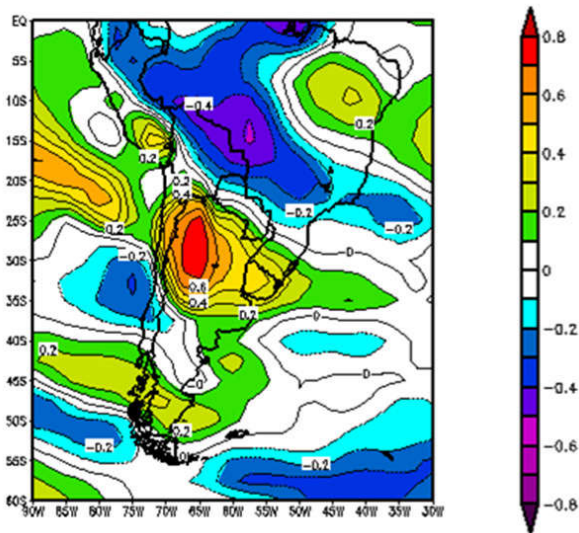


Figura 11: Correlación entre la precipitación media de verano del Grupo 1 y el agua precipitable. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza.

Al analizar la correlación entre la lluvia y la TSM se deduce que la lluvia estival sobrenormal está asociada a anomalías cálidas en el Pacífico ecuatorial oriental y central (fase cálida del ENOS) (Figura 12). En el campo diferencia de los compuestos de precipitación en años con excesos y déficit se observa claramente el diferente comportamiento del campo de TSM tanto en la zona tropical como en la zona subtropical, mostrando el patrón característico de la fase cálida del ENOS con anomalías cálidas en el ecuador y frías en regiones subtropicales (Rasmusson y Carpenter, 1982) (Figura 13).

Con el fin de analizar si las señales observadas en forma simultánea están relacionadas con otras presentes el mes anterior (noviembre) y de esa manera puedan usarse con fines predictivos, se construyeron los campos de correlación y los campos diferencia de los compuestos entre años de exceso y déficit de las distintas variables para el mes de noviembre. Los campos de correlación entre la precipitación estival en el Grupo 1 y los campos de geopotencial de noviembre muestran un núcleo de correlación positiva significativa

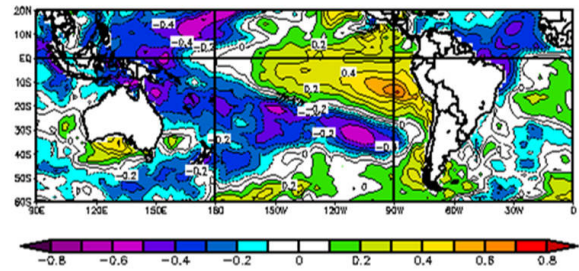


Figura 12: Correlación entre la precipitación media de verano del Grupo 1 y la temperatura de superficie del mar. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza.

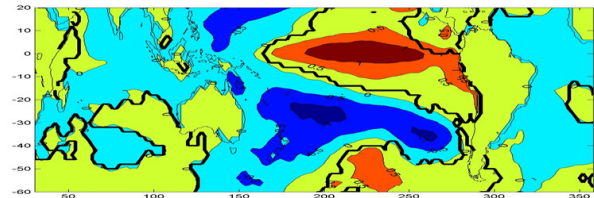


Figura 13: Diferencia de la Composición de las anomalías de TSM de los veranos con exceso y déficit del Grupo 1 (en m). Línea negra área de diferencia significativa al 95 %.

en las cercanías de Chile alrededor de 90° O y un debilitamiento de las altas subtropicales y las bajas subpolares en el Pacífico occidental alrededor de 170° E como puede observarse en el campo de correlación con G1000 (Figura 14) y con G500 (no mostrado) para el Grupo 1. En efecto, en los campos diferencia del geopotencial en noviembre correspondientes a las composiciones de años con exceso y déficit en la precipitación estival se distingue en todos los niveles de la atmósfera (1000 Hpa, 500 Hpa y 200 Hpa, Figuras 15a, 15b y 15c respectivamente) un centro de anomalías anticiclónico centrado en 60° S, 100° E, indicando un debilitamiento de las bajas subpolares en esta región. Este centro podría estar asociado a los observados ubicados más hacia el Este en los campos diferencia calculados en forma simultánea y que representan un tren de onda que se desplaza desde el Oeste sobre el Océano Pacífico.

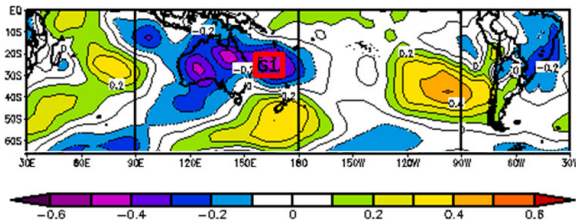


Figura 14: Correlación entre la precipitación estival media del Grupo 1 y G1000 en Noviembre. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor.

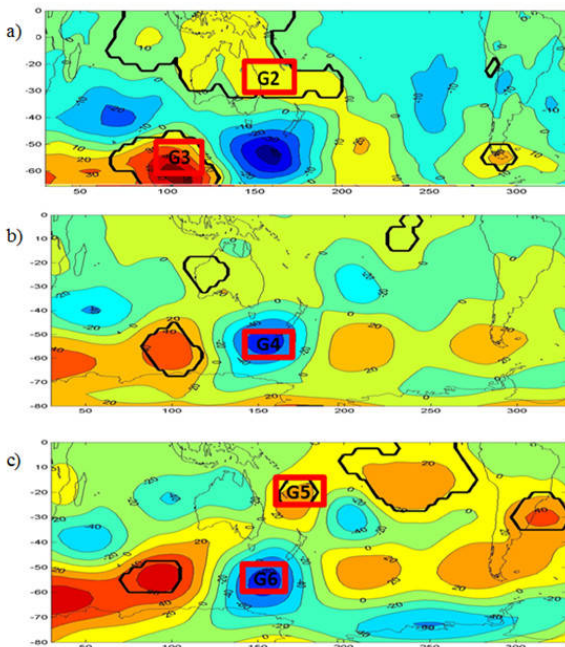


Figura 15: Diferencia de la Composición de las anomalías de G1000 (a), G500 (b), G200 (c) de noviembre de los años exceso y déficit del Grupo 1 (en m). Línea negra área de diferencia significancia al 95 %. Los recuadros rojos muestran las regiones de alta correlación donde se han desarrollado los predictores.

La figura 16 muestra el campo diferencia entre las anomalías de U de los años con exceso y los años con déficit de lluvia. En ella se observó que la máxima diferencia se registra en el Pacífico tropical oriental, en concordancia con

lo observado en la figura 9. En efecto 4 de los 8 veranos con excesos fueron Niños y solo 1 Niña, mientras que 5 de los 8 veranos con déficit fueron Niñas y solo 1 Niño. En cambio se observó una señal mucho más débil del viento meridional (V) de noviembre. (Figura 17).

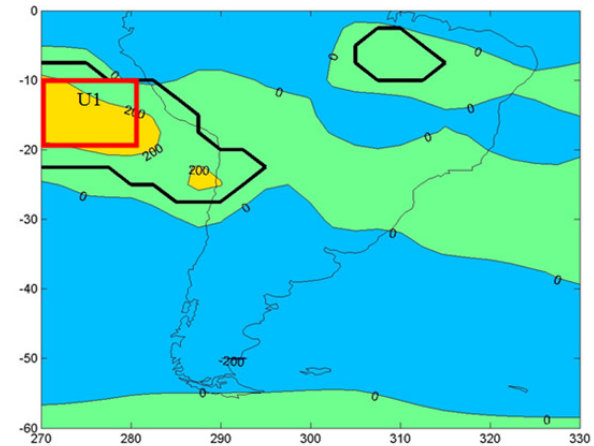


Figura 16: Diferencia de la composición de las anomalías del Viento zonal en 850 hpa (m/s) de noviembre. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor.

Además, las anomalías positivas de agua precipitable (AP) en noviembre están relacionadas con mayor lluvia estival (Figura 18 y 19).

El campo de correlación entre la precipitación estival y la TSM en noviembre no muestra correlaciones significativas importantes (Figura no mostrada). Sin embargo, el campo diferencia de la TSM en noviembre entre los años de exceso y de déficit muestra claramente que la precipitación estival sobrenormal puede estar asociada a anomalías cálidas de TSM en noviembre en el Pacífico ecuatorial oriental y frías en el Pacífico subtropical. (Figura 20).

3.3. El modelo de predicción estadístico

Con el fin de generar un modelo de predicción para la precipitación estival del Grupo 1,

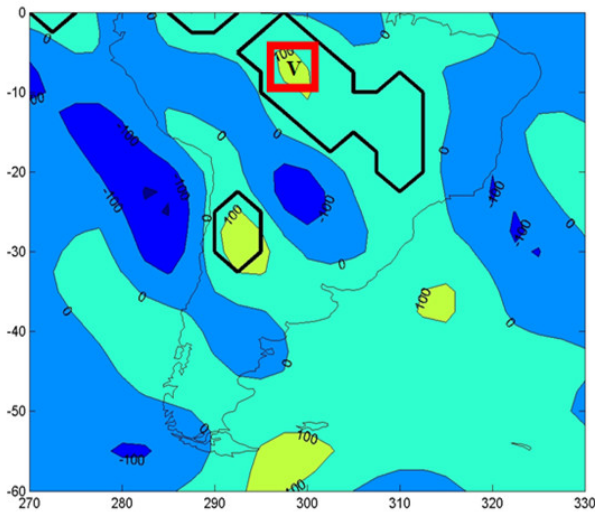


Figura 17: Diferencia de la Composición de las anomalías de Viento Meridional en 850 hpa de los años exceso y déficit del Grupo 1 (en m/s). Línea negra área de diferencia significancia al 95%. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor.

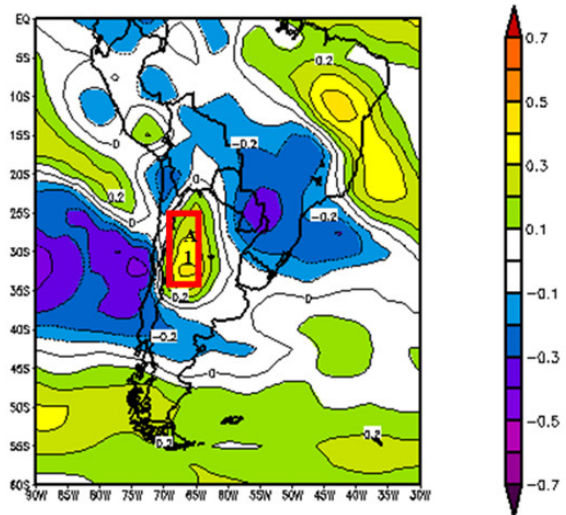


Figura 18: Correlación entre la precipitación estival media del Grupo 1 y Agua prec. de noviembre. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor.

utilizando las variables observadas en el mes de noviembre, se definieron los predictores. Para su definición se utilizaron los campos de correlación desfasados en un mes y los campos diferencia entre situaciones de exceso y de déficit, también en noviembre. Se definieron los posibles predictores del modelo como el promedio areal de las variables en las zonas donde la correlación (superior a 0,37) o la diferencia entre casos de déficit y de exceso fueran significativas al 95 %. Posteriormente se seleccionó sólo un grupo de predictores que no estuvieran correlacionados entre sí para evitar el problema de multicorrelación y ellos fueron la entrada al modelo de regresión. Los mismos se detallan en la Tabla II y son G1, G2, G3, G4, G5, A1, A2, U1, V1, y SST1. La correlación entre la precipitación estival y los predictores resultantes también se explicita en la Tabla II. Se generó un modelo de regresión lineal múltiple utilizando la metodología forward Stepwise, resultando:

$$PP_{\text{verano}} = 1666,04 + 0,54(G3) - 64,30(SST1)$$

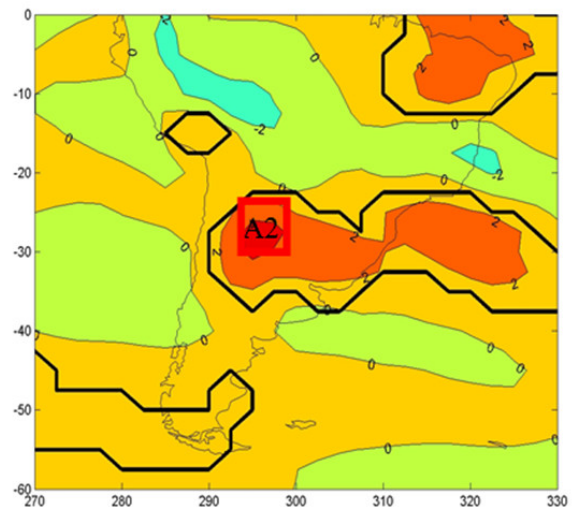


Figura 19: Diferencia de la Composición de las anomalías de Agua precipitable de los años exceso y déficit del Grupo 1 (en kg/m2). Línea negra área de diferencia significancia al 95%. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor.

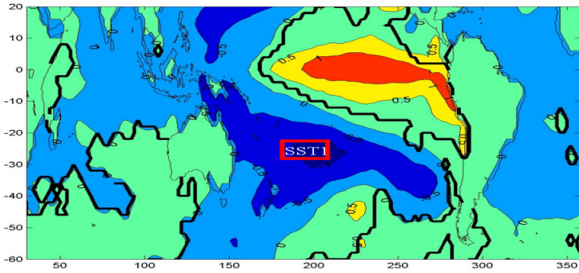


Figura 20: Diferencia de la Composición de las anomalías de TSM de noviembre de los años exceso y déficit del Grupo 1 (°C). Línea negra área de diferencia significativa al 95%. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor.

Donde PPverano (mm) es la precipitación estimada para el verano y G3 y SST1 son los predictores (en m y °C respectivamente). Por lo tanto el modelo quedó definido por las variables geopotencial en 1000 hpa (G3) y temperatura de superficie del mar (SST1). Esto indica que la precipitación estival está favorecida por el debilitamiento de las bajas subpolares en el Océano Pacífico (G3), la consecuente disminución del flujo del oeste y el mayor intercambio entre latitudes bajas y medias, que permite un mayor pasaje de frentes por la región de estudio. Este efecto está claramente presente en la figura 15a, donde las zonas de las bajas subpolares presentan las mayores diferencias de comportamiento entre años con exceso y con déficit de lluvia. Otros autores también han observado este fenómeno al estudiar el efecto de la AAO en el sur de Sudamérica (Silvestri y Vera, 2003; Reboita y otros, 2009) y en escala hemisférica Mo (2000) y Nogues Paegle y Mo (2002) han demostrado la influencia de las anomalías de TSM y del geopotencial sobre la lluvia en Argentina. Además la lluvia de verano está realzada cuando la región del Océano Pacífico subtropical presenta un enfriamiento, asociado al patrón Niño de calentamiento en la zona tropical (Rasmusson y Carpenter, 1982). El modelo construido con estos dos predictores explica el 43,3% de la variabilidad de la precipitación de verano. Se aplicó el método

de cross-validación para evaluar la eficiencia del modelo, lo cual requirió el cómputo del mismo 30 veces, obteniendo una serie de valores pronosticados. Se pudo comprobar la estabilidad del mismo, dado que en la mayoría de los casos los modelos obtenidos fueron similares y eligieron los mismos predictores al aplicar la metodología de forward Stepwise. La correlación entre los valores observados y los pronosticados fue de 0,45 (Figura 21).

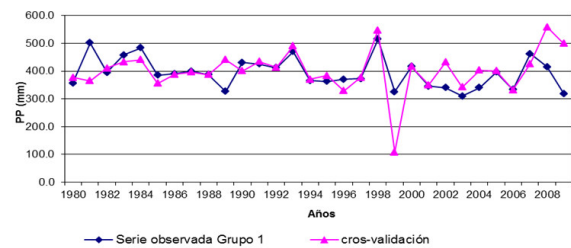


Figura 21: Series de precipitación observada del grupo 1 y estimada con método de Cros validación.

Si se observa la Figura 21 se puede notar que los años 1981, 1989, 1999, 2008 y 2009 presentan las mayores diferencias entre los valores pronosticados y observados. Por ejemplo, para el pronóstico del año 1999 se utilizó SST1 observada en noviembre de 1998, que por haber sido un año Niño importante registró anomalías de TSM muy altas, a lo que puede atribuirse la gran subestimación producida en este caso por el modelo. En el año 2008 el modelo no fue estable dado que seleccionó al predictor U además de G3 y SST1, lo cual puede haber inducido la diferencia con el valor observado. Para los años 1981, 1989 y 2009 no se han encontrado elementos que permitan determinar por qué se ha producido ese error. Una medida para evaluar cuantitativamente el ajuste de la predicción a los valores observados es mediante una tabla de contingencia (Tabla III). En ella puede observarse que en el 60% de los casos el modelo predijo la misma categoría que efectivamente se produjo, mientras que un 10% (3,3%) de valores pronosticados como sobrenormales (subnormales) fueron

subnormales (sobrenormales).

		Categorías pronosticada		
		Subnormal	Normal	Sobrenormal
Categorías Observada	Subnormal	16,67	6,67	10
	Normal	13,33	20	0
	Sobrenormal	3,33	6,67	23,33

Tabla III: Tabla de contingencia entre categorías observada y pronosticada (% total casos).

Además se calcularon las funciones de probabilidad empírica (con datos observados) y la derivada de las predicciones con el modelo (Figura 22), resultando que ambas no difieren con un 95 % de confianza, utilizando un test chi-cuadrado. En la Figura 22 puede observarse que hubo un mayor porcentaje de casos estimados con precipitación inferior a 400 mm de los que se produjeron realmente mientras que hubo un menor porcentaje de casos estimados con precipitación entre 400 y 500 mm de los que efectivamente se produjeron.

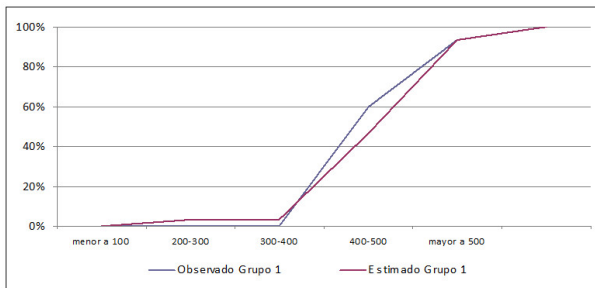


Figura 22: Función de probabilidad empírica observada (línea azul) y estimada (línea roja) para la precipitación de verano en la región del Grupo 1 (en mm).

Para evaluar la precisión de las categorías pronosticadas se calcularon los índices de probabilidad de detección (POD), relación de falsa alarma (FAR) y la tasa de acierto (HIT). El índice POD cuenta la proporción de eventos de una clase que fueron pronosticadas como tal, por lo tanto los valores cercanos a 1 son los de mejor pronóstico. En cambio el índice FAR da la proporción de los pronósticos que

fallaron en producirse, esperándose que un buen pronóstico de como resultado valores cercanos a 0. Por último la tasa de acierto (HIT) indica la proporción de casos clasificados correctamente. Los resultados se indican en la Tabla IV. La categoría sobrenormal obtuvo los mayores valores de índice POD y HIT a su vez que los menores valores de FAR, resultando la categoría de casos sobrenormales la mejor representada por el modelo.

	POD	FAR	HIT
Subnormal	0,5	0,5	0,67
Normal	0,6	0,4	0,73
Sobrenormal	0,7	0,3	0,8

Tabla IV: Medidas de eficiencia para los eventos subnormales, normales y sobrenormales. POD: probabilidad de detección; FAR: relación de falsa alarma; HIT: tasa de acierto.

4. CONCLUSIONES

Se estudió la variabilidad de la precipitación en diferentes escalas. La variabilidad de baja frecuencia mostró que la región Oeste ha sufrido decrecimiento en la precipitación anual especialmente en verano y en el período más reciente (desde 1994). Además se observó la presencia de ciclos de alrededor de 15, 23 y 30 años. Para la sub-región Este (Grupo 1) del área de estudio se analizaron los forzantes de la precipitación de verano. En general las variables G1000, G500 y G200 aportaron las mayores correlaciones y predictibilidad. También resultaron ser bien distintivos los patrones de anomalías para los años de exceso, destacándose el debilitamiento del anticiclón del Pacífico y de las bajas subpolares, estas últimas con significancia estadística. Los excesos hídricos estivales se relacionaron con la fase cálida del ENOS. Las señales encontradas para el geopotencial y la TSM se detectaron en forma simultánea y en el mes de noviembre, aportando, de este modo, predictibilidad sobre la precipitación estival. Estos resultados muestran que la circulación y

la TSM presentan comportamientos distintivos en los años en que la precipitación de verano es sobre o subnormal en la región central de Argentina. En menor medida, las variables durante el mes anterior a la lluvia, son indicativas de la precipitación de verano, lo cual da indicios de predictibilidad en la región. Este resultado permitió ensayar un modelo predictivo que resultó muy eficiente, explicando el 43,3% de la precipitación estival en el Grupo 1 y clasificando bien la lluvia en sobre/sub normal en el 60% de los casos.

Agradecimientos: Al Servicio Meteorológico Nacional y la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación por la generosa provisión de datos de precipitación. Las imágenes de las figuras de correlaciones fueron provistas por NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder Colorado desde su página web: <http://www.esrl.noaa.gov/psd>. Este trabajo fue subsidiado por los proyectos: UBACyT 2010-2012 CC02, UBACyT 2011-2014 01/y028, CONICET PIP 112-200801-00195, Préstamo BID-PICT 2010-2110 y CLARIS LPB.

REFERENCIAS

- Almeira, G.; Ciappesoni, H. y Goniadzki, D., 2009. Algunos aspectos de la precipitación regionalizada en el centro-norte de Argentina. Preprint Congremet X, 5 - 9 de octubre, Buenos Aires, Argentina
- Barros V., Doyle M. y Camilloni, I., 2008. Precipitation trends in southeastern South America: relationship with ENSO phases and the low-level circulation. *Theoretical and Appl. Climatology* 93, 1-2, 19-33.
- Blackman, R.B. y Tukey, J., W., 1958. *The measurement of power spectra from the point of view of communication engineering*. Dover Publications, 190 pp.
- Chan, S. C., Behera, S. K. y Yamagata, T., 2008. Indian Ocean Dipole influence on South American rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L14S12, doi: 10.1029/2008GL034204.
- De la Casa, A. y Nasello, O., 2012. Tendencias parciales de los días de lluvia y la intensidad media anual en la provincia de Córdoba, Argentina. *Meteorológica* 37, 2, 67-77.
- Domínguez D. y González M., 2011. Tendencias de precipitación en el centro de Argentina. Preprint XIV Congreso Latino-Americano e Ibérico de Meteorología, Setúbal, Portugal.
- González, M. H., Domínguez, D. y Núñez, M., 2012a. Long term and interannual rainfall variability in Argentinean Chaco plain region, "Rainfall: Behavior, Forecasting and Distribution", Chapter 4876. Editors Olga E. Martin and Tricia M. Roberts, Nova Science Publishers Inc. ISBN: 978-1-62081-551-9. https://www.novapublishers.com/catalog/product_info.php?products_id=33335
- González, M.H, Cariaga, M. L. y Skansy, M. M., 2012b. Some factors that influence precipitation in Argentinean Chaco. *Advances in Meteorology*, vol. 2012, Article ID 359164, 13 pages, doi:10.1155/2012/359164, editors: Youmin Tang, Soon-II An and Wansuo Duan, Hindawi Publishing Corporation, ISSN: 1687-9309 (Print), ISSN: 1687-9317(Online), doi: 10.1155/AMET.
- Grimm, A. M., Barros, V. R. y Doyle, M. E., 2000. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, 13, 35-58.
- Hoskins, B. J. y Karoly, D. J., 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J Atmos. Sci.*, 38, pp 1179 -1196.
- Kalnay E, Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, I., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40 years- project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77, 437-471.
- Mo, K.C., 2000. Relationships between low frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies, *J. Climate*, 13, 3599-3610

- Nogues Paegle, J. y Mo, K.C, 2002. Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies, *J. Climate*, 15, 1389 – 1407
- Liebmann B., Vera, C., Carvalho, L., Camilloni, I., Hoerling, M., Allured, D., Barros, V., Báez, J. y Bidegain, M., 2004. An Observed Trend in Central South American Precipitation. *J. Climate*, 17, 22, 4357-4367.
- Liu N., Chen, H. X. y Lü, L.G., 2007. Teleconnection of IOD Signal in the Upper Troposphere over Southern High Latitudes. *Journal of Oceanography*, 63, 155 -157.
- Lund, I.A., 1963. Map pattern classification by statistical methods, *Journal of Applied Met.* 2, 56-65.
- Rasmusson, E. M. y Carpenter, T. H., 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110, 354-384.
- Ropelewski C.F. y Halpert. M.S., 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 2161-2165.
- Reboita M. S., Ambrizzi T. y Da Rocha R. P., 2009. Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems. *Revista Brasileira de Meteorología*, 24, n.1, 48-55.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N. y Yamagata, T., 1999. A Dipole Mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401(23), 360–363.
- Silvestri, G. y Vera, C.S., 2003. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophys Res Lett*, 30, No. 21, 21-15, ISSN 0094-8276.
- Thompson, D.W. y Wallace, J.M., 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability. *J Climate*, 13, 1000-1016, ISSN 0894 8755.
- Vargas, W., Penalba, O. y Minetti, J., 1999. Las precipitaciones mensuales en zonas de la Argentina y el ENOS. Un enfoque hacia problemas de decisión. *Meteorológica*, 24, 3-22.
- Wilks, D. S. 1995. Statistical methods in the atmospheric sciences (An introduction), *International Geophysics Series*, vol 59, Academic Press, 464pp, San Diego, California.

NOTAS Y CORRESPONDENCIA

**ACTIVIDAD ELECTRICA ASOCIADA A LA ERUPCIÓN DEL COMPLEJO
VOLCÁNICO CORDÓN CAULLE DURANTE 2011**

María Gabriela Nicora¹, Rodrigo E. Bürgesser², Alejandro Rosales³, Eduardo J. Quel¹ y Eldo E. Ávila²

¹CEILAP, UNIDEF (MINDEF - CONICET), UMI-IFAECI-CNRS 3351, - Juan Bautista de La Salle 4397 - B1603ALO Villa Martelli, Argentina.

²FaMAF, Universidad Nacional de Córdoba, IFEG-CONICET, Córdoba, Argentina.

³Universidad Nacional de la Patagonia SJB, Facultad de Ingeniería, Departamento de Física, Rawson y Belgrano, 9100 Trelew, Chubut, Argentina

(Manuscrito recibido el 22 de agosto de 2012, en su versión final el 21 de marzo de 2013)

RESUMEN

Se realizó un estudio de la actividad eléctrica generada por la erupción del complejo volcánico Cordón Caulle en junio de 2011 utilizando datos de descargas eléctricas detectadas por la red World Wide Lightning Location Network. La actividad eléctrica observada se corresponde a descargas eléctricas generadas en la pluma volcánica con una buena correlación entre la cantidad de descargas y la altura de la misma. Aunque la actividad eléctrica detectada fue baja, los resultados están de acuerdo con los obtenidos por estudios previos y muestran que puede ser usada como un indicador de la actividad volcánica. Además muestra la factibilidad de utilizar la red para una detección temprana de erupciones volcánicas.

Palabras clave: Actividad eléctrica; Complejo volcánico Cordón Caulle, WWLLN.

**LIGHTNING ACTIVITY DURING THE 2011 ERUPTION OF THE CORDÓN
CAULLE VOLCANIC COMPLEX**

ABSTRACT

A study of the lightning activity generated by the eruption of the Cordón Caulle volcanic complex during June 2011 was performed using the World Wide Lightning Location Network data. The observed lightning activity corresponds to the volcanic plume electrical activity with a good correlation between the lightning count and the volcanic plume height. Although the detected lightning activity was low, the results agree with previous studies and show that lightning activity could be used as a proxy of the volcanic activity. This study also shows the feasibility on the use of the network for early volcanic eruptions detection.

Keywords: Lightning activity; Cordón Caulle volcanic complex, WWLLN.

1. INTRODUCCIÓN

El complejo volcánico Cordón Caulle está ubicado aproximadamente a los 40,5900° de latitud sur y 72,1170° de longitud oeste y está constituido por una serie de centros volcánicos de tipo fisural asociados a dos fracturas paralelas principales de orientación NO-SE que constituyen una estructura de rift. El complejo hizo erupción mediante la apertura de un nuevo aparato volcánico identificado por Collini y otros, (2012) como We Pillan, el 4 de junio del 2011. La erupción comenzó en junio de 2011, con un evento mayor entre el 4 y el 7 de junio y un evento de menor intensidad entre el 11 y el 14 de junio continuando con emisiones de lava y pequeñas columnas eruptivas hasta al menos mayo del 2012. La erupción fue catalogada de nivel 6, lo cual representa un Índice de Explosividad Volcánica (Volcanic Explosivity Index, VEI) de clase 3, y presentó una columna eruptiva con una altura entre los 7 y 12 km para el evento mayor. La erupción presentó magmas evolucionados con una erupción inicial pliniana o subpliniana con una fase explosiva, seguida por otras más efusivas con duración de varios meses (Collini y otros, 2012). Del análisis de las cenizas tomadas en diferentes localidades se sugiere la presencia de al menos dos diferentes materiales juveniles basáltico-andesítica (55-60% SiO₂) y riolítica (71-73% SiO₂), con composiciones intermedias que podría representar un tipo híbrido, posiblemente de un proceso de mezcla de magma incipientes (Collini y otros 2012).

Distintos estudios (Thomas y otros, 2007, 2010; Bennett y otros, 2010; Harrison y otros, 2010; Behnke y otros, 2012; entre otros) han mostrado que las erupciones volcánicas pueden generar descargas eléctricas. McNutt and Williams (2010) presentaron una base de datos sobre descargas eléctricas producidas por distintas erupciones volcánicas. La base de datos muestra que 212 erupciones, debidas a 80 volcanes, han sido documentadas como productoras de descargas eléctricas.

Thomas y otros, (2007, 2010) estudiaron la actividad eléctrica generada por la erupción del volcán Augustine durante 2006. Estos autores encontraron dos etapas en la actividad eléctrica. Una primera etapa que se corresponde con la erupción del volcán y que está caracterizada por una alta tasa de descargas de corta extensión, con pocas ramificaciones y con longitudes típicas de pocos cientos de metros (Por ejemplo: National Geographic, Sept. 2007, p. 14–15) y tiempos de 10ms (Thomas y otros, 2010); y una segunda etapa que se corresponde con el desarrollo de la columna eruptiva y pluma volcánica. Las descargas eléctricas en esta segunda etapa son similares a las descargas intranube (descargas dentro de la misma nube) observadas en las nubes de tormentas, con duración de entre 30–600 ms.

La generación de descargas eléctricas se debe a que las partículas generadas durante la erupción volcánica pueden resultar cargadas como resultado de su proceso de formación o por la interacción entre ellas. Si el proceso de cargado es mayor al proceso de disipación de carga (debido a la conductividad del aire y a la neutralización de cargas por colisiones entre partículas con carga opuesta), el campo eléctrico generado por las cargas eléctricas aumenta hasta alcanzar un valor suficiente para que ocurra la ruptura dieléctrica del aire y se produzca la descarga eléctrica.

Existen diferentes teorías sobre los procesos que generan la electrificación de las nubes volcánicas (volcanic clouds o eruption clouds). Dentro de los procesos asociados a la primera etapa en la actividad eléctrica, se pueden señalar:

Electrificación de cenizas debido a las interacciones con agua. Este proceso fue descrito a partir de las observaciones de la erupción tipo freática del volcán Surtsey en Islandia durante 1963. Estas observaciones mostraron una electrificación de la pluma ($10^5 - 10^6$ cargas elementales positiva cm^{-3}) durante los períodos cuando el vapor de agua y el material piroclástico entraban en contacto

(Anderson y otros, 1965). Pounder (1972) sugirió que la separación de carga se produce durante la pulverización del agua cuando esta se evapora. También se observó separación de carga cuando la lava fluía hacia el mar, lo cual podría producirse cuando la roca caliente volatiliza partículas de sal marina, las cuales transportan carga positiva (Björnsson y otros, 1967).

Electrificación de cenizas a través de mecanismos de fragmentación. Gilbert y otros (1991) midieron la carga en partículas de cenizas en la columna eruptiva del volcán Sakurajima en Japón y sugirieron dos mecanismos para la carga de las mismas, que no implicaban explícitamente la presencia de agua: (i) triboelectrical o cargado por fricción, que es debido al contacto entre materiales con características eléctricas diferentes; (ii) fractoemission o fractocharging, en el cual los electrones, los iones positivos y negativos, los átomos neutros y las radiaciones electromagnéticas son expulsados de las superficies agrietadas del material fresco dando como resultado una carga residual. Estos mecanismos se apoyan en diversos experimentos de laboratorio en el cual se midió la electrificación de partículas por medio de fricción (Hatakeyama y Uchikawa, 1952; Kikuchi y Endoh, 1982; James y otros, 2000). En el trabajo de James y otros (2008), sobre electrificación de plumas volcánicas ricas en silicato plantean que, a su entender, el mecanismo más importante es el de fractoemission, el cual confiere a la partícula una carga neta opuesta a la del gas y del aerosol circundante. Este último mecanismo se concibe dentro y en las cercanías del conducto eruptivo.

Dentro de los procesos asociados a la segunda etapa, que se corresponde con el desarrollo de la columna eruptiva y de la pluma volcánica, se pueden señalar:

Separación de carga dependiente del tamaño de las cenizas. Durante esta etapa el proceso fractoemission parece dominar. Sin

embargo, no existe un proceso físico conocido por el cual este proceso de electrificación dependa del tamaño de las partícula (Mather y otros, 2006). James y otros (2000) sugirieron que la dependencia de la electrificación con el tamaño de las partículas puede resultar como un proceso secundario de la captura de iones, que es a la vez función del tamaño de las partículas y de la velocidad de caída asociada. Miura y otros (2002) realizaron estudios durante la erupción del Volcán Sakurajima en Japón, entre el 28 y 29 de octubre de 1995, y propusieron un modelo “PNP” (Positivo – Negativo – Positivo) para la distribución de carga dentro de la nube volcánica, el cual depende del tamaño de las partículas. Este modelo propone que la parte superior de la nube está formada mayoritariamente por gas y pequeños aerosoles, los cuales llevan una carga positiva; la existencia de una capa intermedia de ceniza fina con carga neta negativa y la parte inferior formada por cenizas de mayor tamaño cargadas positivamente (Figura 1). La recopilación de los resultados actuales y anteriores a la erupción del volcán Sakurajima y de otros volcanes, indica que distribución de la carga negativa en la parte media de la nube es predominante en la mayoría de los casos observados.

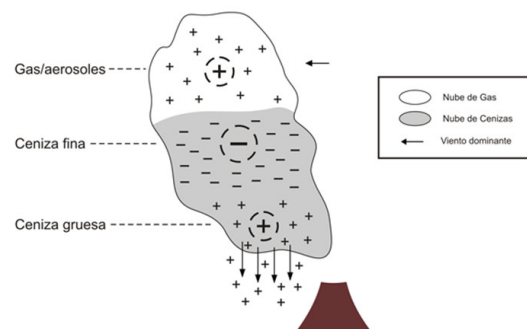


Figura 1: Modelo de separación de cargas basada de mediciones en el volcán Sakurajima. Adaptado de Miura y otros, 2002.

Mecanismo de electrificación análogo al de nubes de tormenta. McNutt y

Williams (2010) sugirieron que cuando la columna eruptiva alcanza una altura de 7 km, el mecanismo para la generación de descargas eléctricas es similar al mecanismo de electrificación de las nubes de tormentas.

La electrificación en nubes de tormentas usualmente es explicada mediante el mecanismo no inductivo (Reynolds et al., 1957; Takahashi, 1978; Saunders et al 1991, 2006; Avila and Caranti 1994; Pereyra et al. 2000), el cual se basa en la interacción de las partículas de hielos (cristales de hielo y granizos) y de agua que conforman a las mismas. Las nubes se forman a partir del ascenso de parcelas de aire húmedo. Este ascenso puede producirse por convección, debido al calentamiento de la superficie terrestre por la radiación solar; por forzado topográfico, debido a la presencia de montañas; o debido al encuentro de dos masas de aire a distintas temperaturas. En todos estos casos, durante el ascenso se activan los núcleos de condensación de agua y de hielo a partir de los cuales se forman las gotas de agua y los cristales de hielo. Los cristales de hielo crecen por deposición de vapor hasta alcanzar un tamaño suficiente, a partir del cual los cristales de hielo comienzan a crecer por colección de gotas de agua. Durante este proceso de crecimiento, las gotas de agua sobreenfriadas colisionan con los cristales de hielo y se congelan sobre los mismos, formando una acreción. Este mecanismo permite que las partículas de hielo alcancen tamaños del orden de milímetros y se formen los granizos.

El mecanismo no inductivo asume que durante la colisión entre cristales de hielo y granizos, en presencia de gotas de agua sobreenfriada, se produce una separación de carga eléctrica. Distintos estudios revelaron que el signo y la magnitud de la carga transferida al granizo depende de la condiciones microfísicas de la nube como son la temperatura y el contenido de agua líquida (Takahashi, 1978; Saunders y otros, 1991, 1999, 2001; Avila y otros, 1995, 1996; Pereyra y otros., 2000, 2008), de la distribución de tamaños de las gotas de nube (Avila y otros, 1998; Avila y Pereyra, 2000),

del tamaño de los cristales de hielo (Keith y Saunders, 1990) y de la velocidad de impacto (Bürgesser y otros, 2006). Se ha observado que se transfiere una carga significativa solo cuando coexisten granizos, cristales de hielo, gotas de agua sobreenfriadas y vapor de agua, por lo tanto la zona de cargado en la nube se extiende desde los 0 a los -40°C (temperatura de glaciación), que se corresponden a una altura de la atmósfera entre los 4 y los 10 km (Figura 2).

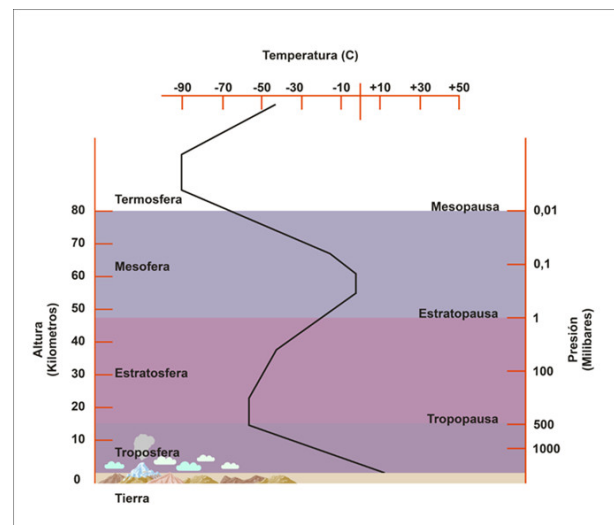


Figura 2: Perfil de temperatura y presión de la atmósfera terrestre.

Para el caso de las nubes volcánicas, las partículas de cenizas volcánicas sirven como núcleos de condensación de agua y de hielo. Duran y otros (2008), basados en experimentos de laboratorio, encontraron que la nucleación de partículas de hielo sobre cenizas volcánicas ocurre a temperaturas entre -10 y -20°C . Debido a la alta concentración de estos núcleos, en comparación con los núcleos encontrados naturalmente en la atmósfera, las gotas de nube y cristales de hielo son más pequeños que los presentes en las nubes de tormentas, y por lo tanto, el proceso de precipitación es suprimido (Williams y otros, 2005). Sin embargo, Sparks y otros (1997) mostraron que las cenizas volcánicas presentan una distribución bimodal con modas de $10\ \mu\text{m}$ y de $200\ \mu\text{m}$, siendo dominante la moda menor a medida

que aumenta la distancia al cráter del volcán. Por otra parte, las fuerzas electrostáticas y las diferentes velocidades de caída permiten que el proceso de agregado de las partículas sea muy eficiente, alcanzando los agregados tamaños de hasta $800 \mu m$ (James y otros, 2002). Por lo tanto, aunque el proceso de precipitación es suprimido, debido a la dispersión en el espectro de tamaños de las cenizas volcánicas, las partículas nucleadas o acrecidas sobre la misma presentan una distribución de tamaños que permiten diferentes velocidades de caída y por lo tanto, la colisión entre las mismas. Además, en nubes volcánicas las corrientes de aire ascendentes son sustancialmente mayores que las presentes en las nubes de tormentas, y por lo tanto, la acreción de los cristales de hielo y de las cenizas volcánicas debería ocurrir en un tiempo menor y con una mayor eficiencia que en las nubes de tormentas (Williams y otros 2005).

McNutt y Williams (2010) presentaron una correlación entre el índice de explosividad volcánica (VEI) con el porcentaje de volcanes que presentaron electrificación. Estos autores encontraron que alrededor de una 10% de las erupciones con valores de VEI entre 3 y 6 presentaron actividad eléctrica, y solo el 2% lo hicieron para valores de VEI entre 1 y 2. Esta correlación es coherente con el hecho de que las grandes erupciones, con valores altos de VEI, tienen asociadas nubes volcánicas con un desarrollo vertical similar a los sistemas de convección profunda.

Para el mecanismo de electrificación análogo al de nubes de tormenta, el papel del agua, en todas sus formas, parece tener un rol fundamental (Williams y otros, 2005). Por ello la composición del magma es un parámetro relevante ya que, según su composición, se puede determinar aproximadamente el contenido de agua disuelto (Mc Nutt y Williams, 2010), y a la vez conocer el estilo eruptivo (Estromboliana, Pliniano, etc.), el cual da una característica de la explosividad del evento.

Entonces, tanto el índice de explosividad

volcánica como la composición del magma son parámetros fundamentales para las teorías expuestas anteriormente ya que los mismos se relacionan con la altura de la columna eruptiva y con el contenido de agua de la misma.

El objetivo de este trabajo es estudiar la actividad eléctrica generada por la erupción del complejo volcánico Cordón Caulle (1507-15) durante el mes de Junio de 2011 usando datos de actividad eléctrica detectada por la red de detección mundial World Wide Lightning Location Network (WWLLN), y en base a los informes sobre dicha actividad volcánica, estudiar la relación de ésta con distintos parámetros relevantes de la erupción.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos de descargas eléctricas utilizados provienen de la red WWLLN (<http://wwlln.net>). La WWLLN es una red de suelo que detecta a tiempo real la actividad eléctrica a escala global. Las estaciones de la red detectan la radiación de muy baja frecuencia (VLF, 3-30 kHz) emitida por las descargas eléctricas. Esta señal VLF se propaga por la guía de onda Tierra-Ionosfera con una atenuación baja, lo que permite que la red logre una cobertura global y a tiempo real de la actividad eléctrica con una menor cantidad de antenas, respecto de otros sistemas de detección (Dowden y otros, 2002, 2008; Lay y otros, 2004; Rodger y otros, 2005; Jacobson y otros, 2006). Distintos estudios han mostrado que la red es capaz de detectar las características principales de la distribución espacial de la actividad eléctrica y del ciclo estacional (Bürgesser y otros, 2012; Bovalo y otros, 2012); posee una precisión espacial de ~ 5 km (Abreu y otros, 2010), y tiene una baja eficiencia de detección con una tendencia a detectar las descargas de mayor intensidad (Lay y otros, 2004; Rodger y otros, 2005; 2006; 2009; Jacobson y otros, 2006; Abarca y otros, 2010; Abreu y otros, 2010)

Para realizar el estudio sobre la actividad eléctrica producida por la erupción del complejo

volcánico Cordón Caulle, se utilizó una ventana espacial ubicada entre 40°y 42°de latitud sur y entre 73°y 71°de longitud oeste con una resolución espacial de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$. La actividad eléctrica se monitoreo durante los meses de mayo a julio. Se recopilaron los informes sobre la actividad volcánica y parámetros meteorológicos generados por distintos organismos (Servicio Geológico y Minero de Chile, Servicio Geológico Minero Argentino, Centro de avisos de Cenizas Volcánicas Buenos Aires VAAC Buenos Aires SMN-SHN, Proyecto CYTED-CENIZA).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la ventana espacial considerada, la red WWLLN detectó 115 eventos entre el 4 y el 7 de junio, mientras que para los días anteriores se detectó solo un evento. Para los días posteriores se detectaron 4 eventos entre el 11 y 14 de junio, y solo un evento durante el mes de julio.

Es bien conocido que la actividad eléctrica debido a descargas por tormentas eléctricas, disminuye cuando aumenta la latitud; en particular, la actividad eléctrica en la ubicación del complejo volcánico Cordón Caulle es usualmente muy baja, en especial durante los meses de invierno. Esto fue corroborado ya que la actividad eléctrica detectada fue muy baja o nula para los días anteriores y posteriores a la erupción volcánica. Esto indicaría que la actividad eléctrica detectada entre el 4 y el 7, y entre el 11 y el 14 de junio se corresponde con actividad eléctrica generada por la erupción del volcán.

El Reporte Especial de Actividad Volcánica No 28 - Región de Los Ríos - Complejo Volcánico Cordón Caulle con fecha del 4 de junio de 2011 indica que la erupción se inició a las 14:45 (hora local) del día 4 de junio. A su vez, el primer evento detectado por la red WWLLN ocurrió a las 14:41 (hora local) del mismo día (<http://www.sernageomin.cl/volcan.php?id=38>).

El hecho que la red WWLLN detectara el primer evento al momento de la erupción

indicaría que, a pesar de la tendencia a detectar eventos de alta intensidad, las descargas detectadas inicialmente se corresponden a descargas generadas en la fase explosiva. Sin embargo, durante esta etapa no es posible determinar que mecanismo (electrificación de la ceniza debido a la interacción con agua o por fragmentación) domina o si actúan de manera combinada.

La figura 3 muestra la actividad eléctrica detectada entre el 4 y 7 de junio, la cual presenta una distribución espacial con una dirección preferencial sudeste. Los informes para estos días indican que se observó una columna de gas de 10 km de altura y 5 km de ancho, vientos con dirección sur a 5 km de altura y con una dirección sudeste-este a 10 km de altura. Por lo tanto, la ubicación de las descargas detectadas es consistente con estos informes y con la pluma observada en distintas imágenes satelitales. En la figura 3, también se observa que se detectaron cuatro eventos ubicados al noroeste del volcán que no pueden ser relacionados con la pluma volcánica y que podrían deberse a errores en la ubicación dado por la red WWLLN.

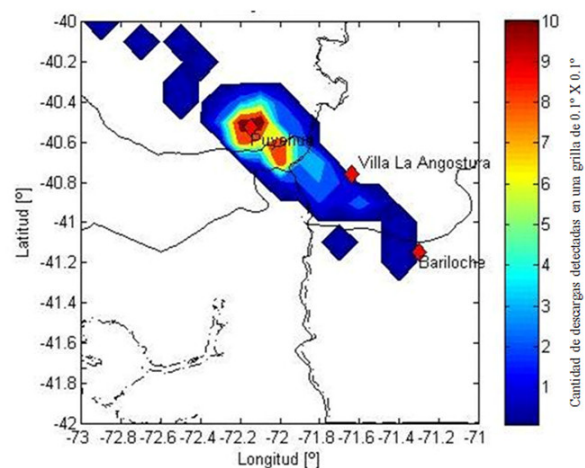


Figura 3: Actividad eléctrica detectada por la red WWLLN entre el 4 y 7 de junio de 2011 y la ubicación del complejo volcánico Cordón Caulle.

En la figura 4 se muestra el histograma de las descargas detectadas en función de la distancia

al volcán. Se puede observar que la mayoría de las descargas detectadas (>60%) ocurrieron entre los 5 y 20 km del volcán. Esto indicaría que la mayoría de las descargas eléctricas detectadas se produjeron en la pluma volcánica ya que presentan una distribución espacial y temporal consistente con la misma.

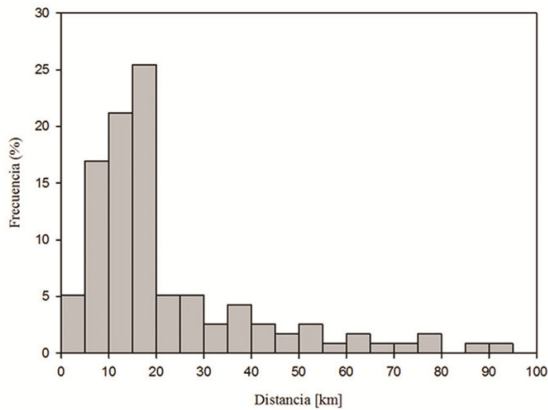


Figura 4: Histograma de la distancia entre la ubicación de las descargas eléctricas y la posición del cráter del complejo volcánico Cordón Caulle.

La figura 5 muestra la altura de la pluma reportada por el Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) y la cantidad de descargas eléctrica detectada por la WWLLN en la ventana espacial considerada para los días entre el 1 y el 18 de junio. Se puede observar que existe una buena correlación, con un coeficiente de Pearson mayor a 0.8 ($p < 10^{-4}$), entre la altura y la cantidad de descargas detectadas por la red. Se observa que la red WWLLN detecta actividad eléctrica cuando la altura de la pluma es superior a 7 km, que se corresponde a una temperatura de la atmósfera de aproximadamente -20°C (Figura 2). Es plausible asumir que la temperatura de la pluma es mayor a la de su entorno y que a esta altura se produce la nucleación de partículas de hielo sobre las cenizas volcánicas (Duran y otros, 2008). Además, la composición química del magma, de tipo basáltico a riolíticos (48-77%SiO₂), tiene un contenido de agua entre 0.1 al 6.5 por ciento de la masa, lo cual provee del agua para que el proceso de nucleación

y de acreción pueda realizarse. Esto sugiere que en la nube volcánica estaría operando el mecanismo de electrificación análogo al de nubes de tormentas. Sin embargo, no es posible descartar al mecanismo de fractoemission sino asumir que estos mecanismos pueden operar de manera simultánea.

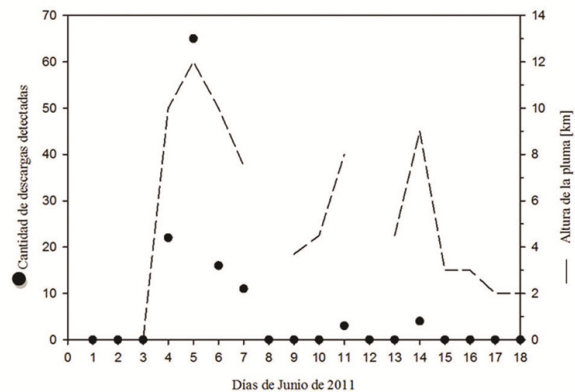


Figura 5: Cantidad de descargas eléctricas detectadas (círculos negros) y altura de la pluma (línea quebrada) por día entre el 1 y el 18 de junio.

La red WWLLN posee un proyecto de investigación experimental para la detección temprana de erupción de volcanes denominado Monitoreo Global de Actividad Eléctrica Volcánica (Global Volcanic Lightning Monitor, <http://wwlln.net/volcanoMonitor.html>), el cual se basa en la detección de la actividad eléctrica en la cercanía de la caldera del volcán. Este sistema emitió un alerta sobre le erupción del complejo volcánico Cordón Caulle a las 14:43 (hora local), con la detección del primer rayo a las 14:41 (hora local). Esta alerta fue enviada 30 minutos antes de la primera alerta sobre la erupción del volcán dada por el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) - Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur (OVDAS).

4. CONCLUSIÓN

La actividad eléctrica observada es consistente espacial y temporalmente con la pluma

volcánica generada por la erupción del complejo volcánico Cordón Caulle. La ubicación de la mayoría de las descargas detectadas en dirección sureste del volcán está de acuerdo con la dirección del viento dominante y la pluma observada.

Aunque se observó un aumento en los eventos detectados por la WWLLN, esto no implica necesariamente un aumento en la actividad eléctrica sino una mayor cantidad de descargas de gran intensidad. Sin embargo, no existe otro sistema que pueda detectar actividad eléctrica en las latitudes donde se ubica el complejo volcánico Cordón Caulle.

Es importante señalar la coincidencia temporal entre la erupción volcánica con los primeros datos de electrificación de la pluma y de la columna eruptiva. Esto pareciera deberse al tipo explosivo de la erupción con una fase inicial pliniana, la cual eyectó una columna eruptiva entre los 10 y 12 km (Collini y otros, 2012). Este tipo de erupción de muy alta energía provocó una electrificación muy efectiva de la columna eruptiva por alguno o varios de los procesos de electrificación descritos.

Tanto la composición química del magma, como el tipo de erupción del volcán en estudio, son característicos de erupciones que pueden tener asociados actividad eléctrica (McNutt y otros, 2010). Esto fue observado en el estudio realizado, ya que la erupción estuvo asociada a descargas eléctricas generadas tanto en la etapa explosiva como en la pluma y en la columna eruptiva. Estas descargas fueron observadas desde diversos sitios y fueron, desde los primeros momentos, una de las principales características visuales de la erupción.

Por primera vez se detectó la actividad eléctrica generada por una erupción volcánica en Suramérica. Aunque la actividad eléctrica detectada fue baja y se corresponde principalmente a la electrificación de la pluma, los resultados encontrados están de acuerdo con los obtenidos en estudios previos

y muestran que la actividad eléctrica puede ser usada como indicador de actividad volcánica.

La alerta del Monitoreo Global de Actividad Eléctrica Volcánica de la red WWLLN fue anterior al reporte del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) de Chile, demostrando la relevancia del sistema como herramienta de alerta temprana, apoyando a los sistemas nacionales de alerta (en el caso de que existieran) y en los casos que no existan monitoreo continuo de sistemas eruptivos, esta técnica podría servir como alertas tempranas de erupciones en lugares remotos del Cono Sur

Agradecimientos: Los autores quieren agradecer a: (a) la World Wide Lightning Location Network (<http://wwlln.net>) con sus más de 50 Universidades e Instituciones, por proveer la localización de las descargas eléctricas usadas en este trabajo; (b) al Sr. Patricio Ballesteros por su dedicación en las figuras y (c) al Dr. J. G. Viramonte por sus valiosos aportes al trabajo.

REFERENCIAS

- Abarca, S. F., Corbosiero, K. L. and Galarneau Jr., T.J., 2010. An evaluation of the Worldwide Lightning Location Network (WWLLN) using the National Lightning Detection Network (NLDN) as ground truth. *J. Geophys. Res.* 115, D18206, doi:10.1029/2009JD013411.
- Abreu, D., Chandan, D., Holzworth, R. H. y Strong, K., 2010. A performance assessment of the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) via comparison with the Canadian Lightning Detection Network (CLDN). *Atmos. Meas. Tech.*, 3, 1143–1153.
- Anderson R, Bjornsson S, Blanchard D, Gathman S, Hughes J, Jonasson S, Moore CB, Survilas HJ, Vonnegut B, 1965. Electricity in volcanic clouds. *Science* 148:1179–1189
- E.E. Avila and G.M. Caranti, 1994. A laboratory study of static charging by fracture in ice growing by riming.. *Journal of*

- Geophysical Research-Atmospheres, 99 (D5), 10611-10620.
- Avila, E. E., Aguirre Varela, G. G. and Caranti, G. M., 1995. Temperature dependence of static charging in ice growing by riming, *J. Atmos. Sci.*, 52, 4515-4522.
- Avila, E. E., Aguirre Varela, G. G. and Caranti, G. M. 1996. Charging in ice-ice collisions as a function of the ambient temperature and the larger particle average temperature, *J. Geophys. Res.*, 101, 29609-29614.
- Avila, E. E., Caranti, G. M., Castellano, N. E. and Saunders 1998. C. P. R.: Laboratory studies of the influence of cloud droplet size on charge transfer during crystal-graupel collisions, *J. Geophys. Res.*, 103, 8985- 8996.
- Avila, E. E., and Pereyra, R. G. 2000. Charge transfer during crystal graupel collisions for two different cloud droplet size distributions, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3837- 3840.
- Behnke, S.A., Thomas, R.J., McNutt, S.R., Schneider D.J., Krehbiel, P.R., William, R. y Edens, H.E., 2012 Observations of volcanic lightning during the 2009 eruption of Redoubt Volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.12.010.
- Bennett, A.J., Odams, P., Edwards, D. y Arason, P., 2010. Monitoring of lightning from the April-May 2010 Eyjafjallaj okull volcanic eruption using a very low frequency lightning location network, *Environ. Res. Lett.* 5, 044013 (8pp).
- Björnsson, S., Blanchard, D.C., y Spencer, A.T., 1967. Charge generation due to contact of saline waters with Molten Lava. *J Geophys Res* 72, 1311-1323.
- Bovalo, C., Barthe, C. y Bègue, N., 2012. A lightning climatology of the South-West Indian Ocean, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2659-2670.
- Bürgesser, R. E., Pereyra, R. G. and Avila, E. E. , 2006. Charge separation in updraft of convective regions of thunderstorm, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03808, doi:10.1029/2005GL023993.
- Bürgesser ,Rodrigo E. , Nicora Maria G., and Ávila Eldo E, 2012. Characterization of the lightning activity of "Relámpago del Catatumbo". *Journal Of Atmospheric And Solar-Terrestrial Physics* 77, 241-247.
- Collini, E. A., Osores, M. S., Folch A., Viramonte J.G., Villarosa G. y Salmuni G., 2012. Volcanic ash forecast during the June 2011 Cordón Caulle eruption. *Natural Hazards*. Vol 64. DOI 10.1007/s11069-012-0492-y (Springer)
- Dowden, R.L., Brundell, J.B. and Rodger, C.J., 2002. VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites Source. *J. Atmos. Sol -Terr. Phys.*, 817-30.
- Dowden, R. L., Holzworth, R. H., Rodger, C. J., Lichtenberger, J., Thomson, N. R., Jacobson, A. R., Lay, E. H., Brundell, J. B., Lyons, T. J., O'Keefe, S., Kawasaki, Z., Price, C., Prior, V., Ortega, P., Weinman, J., Mikhailov, Y., Woodman, R., Qie, X., Burns, G., Collier, A. B., Pinto Jr, O., Diaz, R., Adamo, C., Williams, E. R., Kumar, S., Raga, G. B., Rosado, J. M., Ávila, E. E., Clilverd, M. A., Ulich, T., Gorham, P., Shanahan, T. J. G., Osipowicz, T., Cook, G., Zhao, Y., Oct. 2008. World-Wide Lightning Location Using VLF Propagation in the Earth-Ionosphere Waveguide. *IEEE Antennas and Propagation Magazine*, 50 (5), 40-60.
- Duran, A.J., R.A. Shaw, W.I. Rose, Y. Mi y Ernst, G.G.J., 2008. Ice nucleation and overseeding of ice in volcanic clouds. *J. Geophys. Res.*, 113:D09206. Doi:10.1029/2007JD009064.
- Gilbert JS, Lane SJ, Sparks RSJ, Koyaguchi T., 1991. Charge measurements on particle fallout from a volcanic plume. *Nature* 349:598-600
- Harrison, R.G., Nicoll, K.A, Ulanowski, Z. y Mather, T.A., 2010. Self-charging of the Eyjafjallaj okull volcanic ash plume. *Enviromental Research Letters*, 5 024004 (4pp).
- Hatakeyama H, Uchikawa K, 1952. On the disturbance of the atmospheric potential gradient caused by the eruption smoke of the volcano Aso. *Pap Meteorol Geophys* 2:85-89
- Jacobson, A.R., Holzworth, R.H., Harlin, J., Dowden, R.L. Lay E.H., 2006. Performance assessment of the World Wide Lightning

- Location Network (WWLLN), using the Los Alamos Sferic Array (LASA) array as ground-truth. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 23, 1082–92.
- James MR, Lane SJ, Gilbert JS, 2000. Volcanic plume electrification: Experimental investigation of a fracture-charging mechanism. *J Geophys Res* 105:16641–16649
- James, M.R., Gilbert, J.S. y Lane, S.J., 2002. Experimental investigation of a volcanic particle aggregation in the absence of a liquid phase. *J Geophys Res* 107:2191, doi:10.1029/2001JB000950.
- James, M. M., Wilson, L. L., Lane, S. S., Gilbert, J. J., Mather, T. T., Harrison, R. R., & Martin, R. R., 2008. Electrical Charging of Volcanic Plumes. *Space Science Reviews*, 137(1-4), 399-418. doi:10.1007/s11214-008-9362-z
- Keith, W. D., and Saunders, C. P. R., 1990. Further laboratory studies of the charging of graupel during ice crystal interactions, *Atmos. Res.*, 25(5), 445–464.
- Kikuchi K, Endoh T, 1982. Atmospheric electrical properties of volcanic ash particles in the eruption of Mt. Usu volcano, 1977. *J Meteorol Soc Japan* 60:548–561
- Lay, E.H., Holzworth, R.H., Rodger, C.J., Thomas, J.N., Pinto, O. Jr. and Dowden, R.L., 2004. WWLL global lightning detection system: Regional validation study in Brazil. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03102, doi:10.1029/2003GL018882.
- Mather, T.A. y Harrison, R.G., 2006. Electrification of volcanic plumes. *Surv Geophys* 27:387–432, doi: 10.1007/s10712-006-9007-2
- McNutt, S.R. y Williams, E.R., 2010. Volcanic lightning: global observations and constraints on source mechanisms, *Bulletin of Volcanology*, Vol. 72 Issue 10, p1153-1167.
- Miura, T., Koyaguchi, T. y Tanaka, Y., 2002. Measurements of electric charge distribution in volcanic plumes at Sakurajima Volcano, Japan, *Bulletin of Volcanology*, Vol. 64 Issue 2, p75-93, *Natl Geogr* (2007) (photo) Sept issue, *National Geographic magazine*, 212, 14–15
- Pereyra, R. G., Avila, E. E., Castellano, N. E. and Saunders, C. P. R., 2000. A laboratory study of graupel charging. *J. Geophys. Res.*, 105, 20803–20812.
- Pereyra, R. G., Bürgesser, R. E. and Ávila, E. E., 2008. Charge separation in thunderstorm conditions, *J. Geophys. Res.*, 113, D17203, doi:10.1029/2007JD009720.
- Pounder, C., 1972. Electrification from salt water on heated metals. *J Phys D Appl Phys* 5, 753–755.
- Reynolds, S. E., Brook, M. y Gourley, M. F., 1957: Thunderstorm charge separation. *J. Meteor.*, 14, 426–436.
- Rodger, C. J., Brundell, J. B. and Dowden, R. L., 2005. Location accuracy of VLF World Wide Lightning Location (WWLL) network: Post-algorithm upgrade. *Ann. Geophys.*, 23, 277–290.
- Rodger, C. J., Werner, S., Brundell, J. B., Lay, E. H., Thomson, N. R. Holzworth, R. H., and Dowden, R. L., 2006. Detection efficiency of the VLF World-Wide Lightning Location Network (WWLLN): initial case study. *Ann. Geophys.*, 24, 3197–3214, doi:10.5194/angeo-24-3197-2006.
- Rodger, C. J., Brundell, J. B., Holzworth, R. H., and Lay, E. H., 2009. Growing detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network. *Am. Inst. Phys. Conf. Proc.*, Coupling of thunderstorms and lightning discharges to near-Earth space: Proceedings of the Workshop, 23–27 June 2008, Corte, France, 1118, 15–20, doi:10.1063/1.3137706.
- Saunders, C. P. R., Keith, W. D. and Mitzeva, R. P., 1991. The effect of liquid water on thunderstorm charging, *J. Geophys. Res.*, 96, 11,007– 11,017, doi:10.1029/91JD00970.
- Saunders, C.P.R., Avila, E.E., Peck, S.L., Castellano, N.E. and Aguirre Varela, G.G. 1999. A laboratory study of the effects of rime ice accretion and heating on charge transfer during ice crystal/graupel collisions, *Atmos. Res.* 51, 99–117.
- Saunders, C. P. R., Peck, S. L., Aguirre Varela, G. G., Avila, E.E. and Castellano, N.E. , 2001. A laboratory study of the influence of

the water vapour and mixing on the charge transfer process during collisions between ice crystals and graupel, *Atmos. Res.*, 58, 187–203

lightning, *Recent Progress in Lightning Physics*. ISBN:81-308-0016-0

Saunders, C. P. R., Bax-norman, H., Emersic, C., Avila, E. E. and Castellano, N. E., 2006. Laboratory studies of the effect of cloud conditions on graupel/crystal charge transfer in thunderstorm electrification. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132: 2653–2673. doi: 10.1256/qj.05.218.

Servicio Nacional de Geología y Minería – SERNAGEOMIN Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur – OVDAS - Red Nacional de Vigilancia Volcánica – RNVV <http://www.sernageomin.cl/>

Sparks, R.S.J., Bursik, M.I., Carey, S.N., Gilbert, J.S., Glaze, L.S., Sigurdsson, H., y Woods, A.W., 1997. *Volcanic Plumes*. John Wiley & Sons, Chichester.

Takahashi, T., 1978. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1536–1548.

Thomas, R.J., Krehbiel, P.R., Rison, W., Edens, H.E., Aulich, G.D., Winn, W.P., McNutt, S.R., Tytgat, G., Clark, E., 2007. Electrical activity during the 2006 Mount St. Augustine volcanic eruptions. *Science* 315, 1097.

Thomas, R.J., McNutt, S.R., Krehbiel, P.R., Rison, W., Aulich, G., Edens, H.E., Tytgat, G., Clark, E., 2010. Lightning and electrical activity during the 2006 eruption of Augustine Volcano. In: Powers, J., Coombs, M., Freymueller, J. (Eds.), *The 2006 Eruption of Augustine Volcano: Alaska*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1769, pp. 579–608.

Virts, Katrina S., Joel A. Thornton, John M. Wallace, Michael L. Hutchins, Robert H. Holzworth, and Abram R. Jacobson, 2011. Daily, seasonal, and intraseasonal relationships between lightning and NO₂ over the Maritime Continent, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2011GL048578 (in press)

Williams, E.R. y McNutt, S.R., 2005. Total water contents in volcanic eruption clouds and implications for electrification and

NORMAS PARA LA PRESENTACIÓN DE ARTÍCULOS

Los trabajos enviados a Meteorologica no deberán haber sido publicados anteriormente ni enviados a otras revistas para su evaluación en forma simultánea.

La revista cuenta con las secciones, “Artículos” y “Notas y Correspondencia”.

- **Artículos:** son trabajos de investigación completos dentro de la temática general de Meteorologica.
- **Notas:** incluye descripciones breves de técnicas, métodos, datos o contribuciones cortas que merezcan su pronta difusión.
- **Correspondencia:** contiene comentarios y discusión de artículos publicados en volúmenes anteriores y estará acompañada por la respuesta del o los autores.

En todos los casos los autores deberán respetar las siguientes normas:

Los trabajos deberán ser remitidos a la revista por correo electrónico a meteorologica@at.fcen.uba.ar acompañados de una carta de presentación incluyendo el nombre y dirección electrónica del/los autor/es. Los autores podrán sugerir tres revisores potenciales.

Los artículos deberán estar escritos en idioma español o inglés, se recomienda una redacción concisa, simple y coherente a lo largo de todo su desarrollo.

El texto deberá ser transcripto con un procesador de texto, preferentemente Microsoft Office Word 2003 o superior. El trabajo deberá escribirse en una columna, interlineado 1.5, con el tipo de letra Times New Roman de tamaño de 11 caracteres por pulgada.

El trabajo deberá incluir el encabezamiento, los resúmenes y a continuación el cuerpo del trabajo que siempre que sea posible, deberá estar organizado con la siguiente estructura: Introducción, Datos y Métodos, Resultados, Conclusiones, Agradecimientos, Referencias Bibliográficas. Estas secciones deberán estar numeradas correlativamente.

El **encabezamiento** incluirá: a) título del trabajo en mayúscula, b) nombres y apellidos de los autores, c) organismo, institución o entidad a las que pertenecen cada uno de los autores y lugar (ciudad y país), d) dirección electrónica del autor al cuál se deberán dirigir los editores de la Revista.

El trabajo incluirá un resumen en español y otro en inglés, este último precedido por el título del trabajo en inglés. Los mismos deberán ser concisos y su extensión máxima será de 350 palabras cada uno. A continuación del resumen (abstract), agregar no más de cinco Palabras clave (Keywords), en español y en inglés, respectivamente.

Las **Figuras, Mapas, Ilustraciones y Tablas** deberán incluirse al final del texto en hojas separadas. Las mismas se mencionarán en el texto, asignándole un número arábigo, excepto las tablas que se numerarán con números romanos. Cada una de ellas deberá contener un texto explicativo (leyenda). Cuando sean reproducciones de otros trabajos publicados anteriormente deberá especificarse la referencia correspondiente y contar con la autorización para reproducir las figuras. Una vez aceptado el manuscrito, la versión final de cada figura, imagen, foto y/o tabla deberá ser enviada separadamente en formato jpg y eps..

Las **Fórmulas y Símbolos** se escribirán con claridad. Cuando el número de expresiones matemáticas lo requiera, se numerarán correlativamente, con números arábigos entre corchetes sobre el costado derecho. Se utilizará preferentemente el Sistema Internacional de Medidas. Se deberá emplear coma para indicar las fracciones decimales y punto para las unidades de mil. Ej.: 3,24; 3.900. Se recomienda la utilización de notación científica.

Las **siglas** pueden usarse para no repetir nombres extensos de instituciones, proyectos, etc., pero la primera mención será con el nombre completo y a continuación, entre paréntesis, la sigla correspondiente en mayúsculas y sin puntos entre letras.

Ante cualquier duda por la escritura de palabras o reglas de acentuación el autor deberá tener en cuenta las últimas disposiciones de la Real Academia Española de Letras.

Los **Agradecimientos** se incluirán a continuación de la última sección del texto al margen sin numerar, precedidos por el título "Agradecimientos".

Los **Anexos o Tablas de símbolos y constantes**, si los hubiese, se colocarán antes de las referencias, sin numerar y precedidos del título "ANEXOS".

Las **citas** en el texto señalarán entre paréntesis el apellido del autor o autores y el año correspondiente al trabajo. Si el apellido del autor forma parte de una frase, sólo se colocará entre paréntesis el año de publicación. La forma de cita en el texto dependerá del número de autores de acuerdo con los siguientes ejemplos: ...Matsuno (1970)..., o (Matsuno 1970); dos autores: ...(Hoskins y Karoly 1981); más de dos autores ...(Paegle y otros 1983a); varias citas simultáneas ordenadas cronológicamente: ...(Matsuno 1970, Paegle y otros 1983a).

Las **referencias** se presentarán al final del texto del artículo bajo el título "REFERENCIAS", sin numerar, ordenadas alfabéticamente por el apellido del primer autor. Cuando los trabajos incluyan más de un autor, siendo el primer autor el mismo, se ordenarán alfabéticamente de acuerdo con el apellido de los demás autores. Las referencias de un mismo autor se ordenarán cronológicamente y, si hay varias para un mismo año, se agregará a continuación del año letras minúsculas en orden alfabético (... 1991a,... 1991b,...).

● **Libros:** Se indicará el apellido e iniciales de los nombres de los autores, año de la publicación, título del libro, volumen, editor, edición, editorial y número de páginas. Para el caso de libros que reúnen trabajos de distintos autores, se indicará el título del artículo o capítulo antes de citar el título del libro.

Ejemplo:

Pasquill A.S y Smith F.B., 1983. Atmospheric diffusion. Third Ed., Ellis Horwood Ltd. 437 págs.

Thom A.S., 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. Vegetation and the atmosphere. Vol.I, J.L. Monteith Ed., Academic Press, 57-109.

● **Revistas y publicaciones:** Se indicará el apellido e iniciales de los nombres de los autores, año de publicación, título completo del trabajo, nombre de la revista, volumen, número y páginas.

Ejemplo:

Bohren C.F. y Battan L.J., 1982. Radar backscattering of microwaves by spongy ice spheres. J. Atmos. Sci., 39, 4, 2623-2628.

Thom A.S., 1975. Momentum, mass and heat Exchange of plant communities. Vegetation and the atmosphere.Vol.I, J.L. Monteith Ed., Academic Press, 57-109.

Meteorología

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

COMISIÓN DIRECTIVA

PRESIDENTE:	Juan Manuel Hörler
VICEPRESIDENTE:	Alberto L. Flores
SECRETARIA:	Marcela González
PROSECRETARIA:	Mariana Barrucand
TESORERA:	Josefina Blázquez
PROTESORERO:	Alejandro Anibal Godoy
VOCALES TITULARES:	Ramiro Saurral Matías Bertolotti Lorena Ferreira
SUPLENTES:	Luciano Vidal Vanina Ferrero Ricardo Vidal

TRIBUNAL DE HONOR

TITULARES:	María Luisa Altinger María Luz Duarte Inés Velasco Ernesto Crivelli
SUPLENTES:	Mónica Marino Beatriz Scian

COMISIÓN REVISORA DE CUENTAS

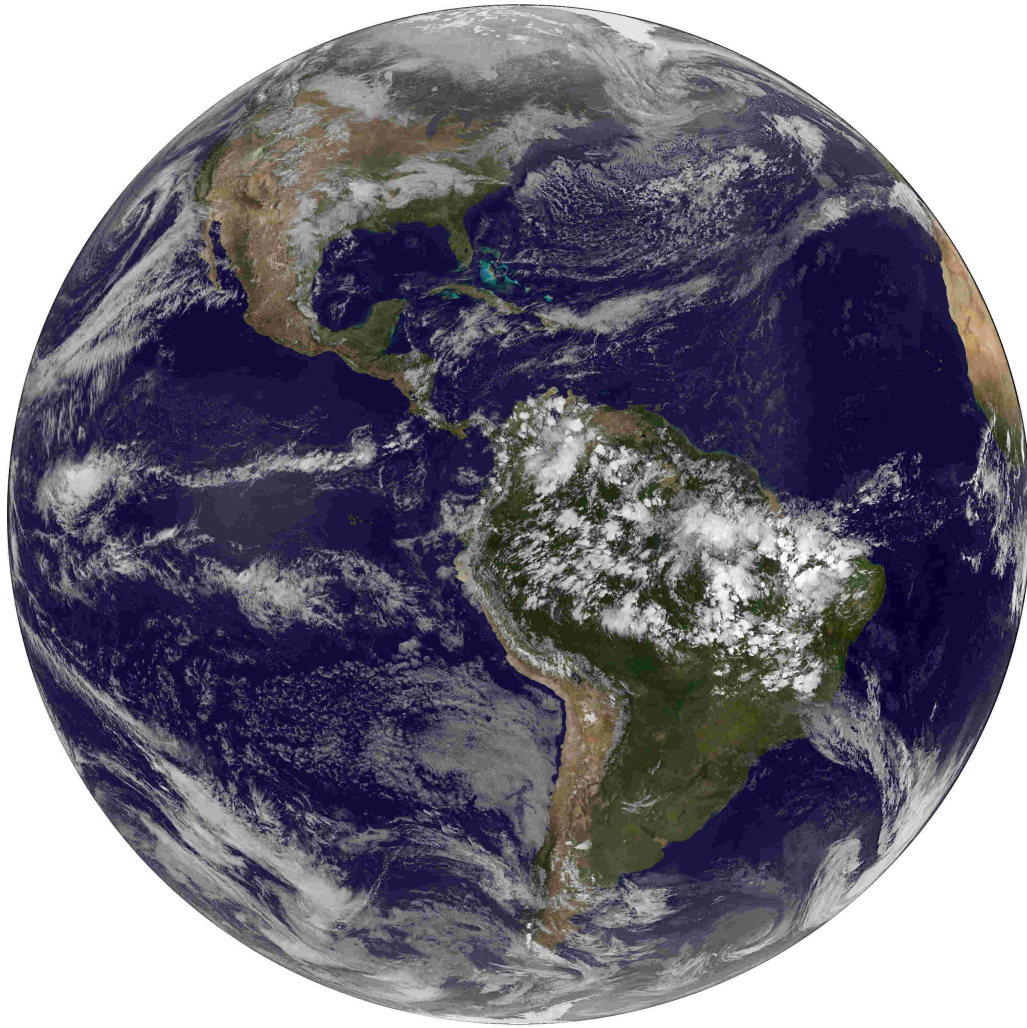
Norma Possía
Maria Isabel Gassmann

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS
CIUDAD UNIVERSITARIA
PABELLÓN II - PISO 2
C1428EHA BUENOS AIRES. ARGENTINA
Tel/Fax: (54)-(11)4783-4224
e-mail: meteorologica@at.fcen.uba.ar
web: www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica

Meteoro logica

Versión en línea
Versión en CD-ROM

ISSN 1850-460X
ISSN 2347-0364



ESTE NÚMERO HA SIDO PARCIALMENTE FINANCIADO POR EL CENTRO ARGENTINO
DE METEORÓLOGOS