

Meteoro logica

PUBLICACIÓN ESPECIALIZADA
EN TEMAS METEOROLÓGICOS

Versión en línea
Versión en CD-ROM

ISSN 1850-468X
ISSN 2347-0364

Volumen 39

Número 2

Año 2014

CONTENIDO:

Adrián E. Yuchechen

ANÁLISIS DE INHOMOGENEIDADES Y SALTOS CLIMÁTICOS EN SERIES DE TROPOPAUSA TÉRMICA SIMPLE SOBRE INDIA Y SUDAMÉRICA PARA EL PERÍODO 1973-2011 3

Vanesa C. Pántano, Liliana B. Spescha, Olga C. Penalba, Guillermo M. Murphy

INFLUENCIA DE LA VARIABILIDAD DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN EN LA SITUACIÓN HÍDRICA DEL SUELO, EN LA REGIÓN ORIENTAL DE SECANO DE LA ARGENTINA 21

Notas y Correspondencia

Paula Etala, Stella Maris Alonso, Débora Souto, Claudia Romero, Pablo Echevarría

PROGRESO EN EL MODELO DE PRONOSTICO DE OLAS HASTA UN MOSAICO GLOBAL MULTIESCALA 37

Gisela D. Charó, Estela A. Collini y M. Eugenia Dillon

LA UTILIZACIÓN DEL MET (MODEL EVALUATION TOOL) PARA LA VERIFICACIÓN DE LOS PRONÓSTICOS DEL MODELO WRF-ARW/SHN-SMN DURANTE LA PRIMAVERA DE 2011 47

Meteorología

PUBLICACIÓN SEMESTRAL DEL CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

DIRECTORA

YANINA GARCÍA SKABAR. SMN/CONICET, UMI3351-IFAECI/CNRS-CONICET-UBA. ARGENTINA

EDITORES EJECUTIVOS

ANDREA FABIANA CARRIL. CIMA/CONICET-UBA, UMI3351-IFAECI/CNRS-CONICET-UBA. ARGENTINA

MARIANA BARRUCAND. UBA/CONICET. ARGENTINA

MARCELO SELUCHI. CEMADEN. BRASIL

MARCELO BARREIRO. UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA. URUGUAY

PATRICIO ACEITUNO. UNIVERSIDAD DE CHILE. CHILE

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

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

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, en la base de datos EBSCO, SHERPA/ROMEO y DOAJ.



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.

©2014 Centro Argentino de Meteorólogos. Propietario

Intendente Güiraldes 2160

Ciudad Universitaria, Pabellón II, 2º Piso

C1428EHA Buenos Aires, Argentina

Queda hecho el depósito legal que marca la ley 11723.

Registro de la Propiedad Intelectual 5133810.

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

Editorial

Estimados lectores, tenemos el agrado de presentar un nuevo volumen de la revista Meteorologica, el cual incluye cinco artículos y tres notas que presentan resultados de trabajos en áreas relacionadas con las ciencias de la atmósfera. En particular en este volumen se presentan distintas aplicaciones en la región en el área hidrológica, de la salud y agropecuaria.

Seguimos trabajando con el fin de jerarquizar nuestra revista y a la vez darle una mayor visibilidad. Una de las noticias destacadas es que el Comité Científico Asesor del CONICET ha confirmado a Meteorologica dentro del Núcleo Básico de Revistas Científicas para el período agosto 2013-julio 2015. El Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas es un proyecto del CONICET que establece un conjunto de publicaciones científicas y tecnológicas argentinas en los distintos campos del conocimiento que son sometidas a una evaluación exhaustiva con criterios únicos definidos de calidad y trascendencia. La inclusión de la revista dentro del Núcleo Básico constituye una garantía de la excelencia de la publicación y permite acceder sin otra evaluación al Portal SciELO Argentina, donde se pueden encontrar todos los artículos publicados en Meteorologica desde el año 2004 (<http://www.Scielo.org.ar>). Asimismo, desde la página web de la revista (www.cenamet.org.ar) se puede acceder a los últimos volúmenes y también a los trabajos aceptados. De esta manera, los autores pueden referenciar sus trabajos y citar el link correspondiente mientras éstos se encuentran en proceso de edición.

Meteorologica reafirma su compromiso de propiciar el derecho a la información científica, en texto completo y acceso libre y gratuito. Con tal fin se adoptó para Meteorologica una licencia Creative Commons no comercial y se realizaron cambios en el copyright de acuerdo a las políticas de acceso abierto a la información científica. Por otro lado continuando con la política de difusión de la revista, Meteorologica fue subscripta a la base de datos EBSCOhost y estamos comenzado las gestiones tendientes a incorporar a Meteorologica dentro de la base SCOPUS. Finalmente, destacamos que estamos siendo evaluados por Thompson y Reuters, para la potencial inclusión de Meteorologica dentro del Citation Index.

Una vez más el Comité Editorial agradece la contribución de los autores, quienes con sus aportes garantizan la continuidad de la revista, y la participación de numerosos científicos argentinos y extranjeros como revisores, quienes avalan la calidad científica de Meteorologica. Asimismo, agradecemos al Centro Argentino de Meteorólogos por su permanente apoyo a este Comité Editorial.

La Dirección

ANÁLISIS DE INHOMOGENEIDADES Y SALTOS CLIMÁTICOS EN SERIES DE TROPOPAUSA TÉRMICA SIMPLE SOBRE INDIA Y SUDAMÉRICA PARA EL PERÍODO 1973-2011

Adrián E. Yuchechech^{1,2,3}

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina

²Equipo Interdisciplinario para el Estudio de Procesos Atmosféricos en el Cambio Global (PEPACG), Pontificia Universidad Católica Argentina, Buenos Aires, Argentina

³Facultad de Ciencias Físicomatemáticas e Ingeniería, Universidad Católica Argentina, Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 30 de diciembre de 2012, en su versión final el 18 de octubre de 2013)

RESUMEN

Un método de detección de inhomogeneidades en series temporales fue utilizado para analizar la presencia de cambios de régimen y saltos climáticos en series de valores medios mensuales de presión, altura y temperatura de tropopausa térmica simple sobre estaciones aerológicas de India y el sur de Sudamérica, para el período 1973-2011. El método se basa en el ajuste de los datos por una función que simula un salto más o menos brusco dependiendo de un parámetro modificable, y en la estimación del cociente señal-ruido γ dentro de una ventana móvil de ancho variable, centrada en cada punto de referencia de la serie. Existirá una inhomogeneidad en un punto de referencia dado cuando γ supere un valor crítico teórico γ_c . En vista de que dicho valor es difícil de estimar, se ha procedido a calcularlo para los datos analizados. A diferencia de métodos similares que establecen que $\gamma_c = 1$, se presenta aquí un análisis empírico, dependiente de los datos utilizados, que determina γ_c por mes y por ventana temporal, encontrándose que γ_c disminuye cuando la ventana temporal se hace más ancha, y en promedio se aproxima a $\gamma_c = 0,5$ para ventanas temporales muy anchas. Asimismo, a partir de un análisis conjunto de situaciones en las que $\gamma > \gamma_c$ para ciertas ventanas temporales, se han encontrado inhomogeneidades con características de saltos climáticos en 1993 sobre las regiones tropical y subtropical de Sudamérica, y en 2001 sobre la región subtropical de India.

Palabras clave: tropopausa térmica simple, India, sur de Sudamérica, salto climático

ANALYSIS OF INHOMOGENEITIES AND CLIMATE SHIFTS IN SINGLE THERMAL TROPOPAUSE TIME SERIES OVER INDIA AND SOUTH AMERICA FOR THE PERIOD 1973-2011

ABSTRACT

A method for the detection of inhomogeneities in time series was used to analyze the presence of breaks in the regime and climate shifts in monthly mean time series of single thermal tropopause pressure, height and temperature, at radiosonde

stations located in India and southern South America, for the period 1973-2011. The method is based on fitting the data with a function that gets closer to a step function depending on a modifiable parameter, and to estimate the signal-to-noise ratio γ within a mobile window of variable width that is centered at each point of reference in the time series. There will exist an inhomogeneity at a given point of reference anytime γ exceeds a theoretical critical value γ_c . Since this value is hard to be estimated, an alternate calculation that depends on the analyzed data was carried out. Unlike similar methods for which $\gamma_c = 1$ is established, the analysis here determines γ_c for each month and for different window timescales. It is found that γ_c decreases with an increasing width of the timescale, fulfilling the condition $\gamma_c = 0,5$ i.e. a constant value, only for the longest timescales. From a joint analysis that included all cases for which $\gamma > \gamma_c$ and certain time windows, inhomogeneities with climatic shift features were found over the extratropical region of South America in 1993, and over the subtropical region of India around 2001.

Keywords: single thermal tropopause, India, southern South America, climate shift

1. INTRODUCCIÓN

Que un sistema gobernado por ecuaciones no lineales con un gran número de grados de libertad -como lo es el sistema acoplado océano-atmósfera- experimente en el tiempo cambios en sus puntos de equilibrio por el sólo hecho de sufrir una perturbación, interna o externa, que puede o no amplificarse en el tiempo, no es algo difícil de comprender. Claro está que las escalas temporales involucradas son importantes, pues una perturbación puede tener lugar de manera abrupta (un salto propiamente dicho), u ocurrir de manera lenta pero sostenida en un intervalo de tiempo prolongado (tendencia). Un ejemplo de aplicación en los años recientes se tiene en el análisis de concentraciones de gases de invernadero (dióxido de carbono, metano), los cuales provienen principalmente de actividades antropogénicas y tienen el potencial de aumentar la temperatura de la troposfera (Santer y otros, 1996). Quizá debido a que un aumento considerable de la temperatura media troposférica conllevaría el derretimiento de grandes masas de hielo ubicadas en los polos, con el consiguiente aumento del nivel de los océanos y la consecuente inundación de áreas de poca elevación con gran densidad de población (la mayoría de las ciudades costeras del Globo se encuentran en esta condición), es que existen

en los últimos años una gran cantidad de trabajos dedicados al estudio de tendencias de dicha variable en distintas capas de la atmósfera (Ramasmamy y otros, 2001; Santer y otros, 2003; Randel y Wu, 2006; Lanzante, 2007, por mencionar sólo algunos de ellos).

Dentro del análisis de series temporales, el estudio del cambio climático (o más genéricamente cambio global) presenta semejanzas y diferencias con el de variabilidad climática. En ambos casos, las escalas involucradas son de años a décadas. La diferencia radica en que, estrictamente, el sistema oscila en torno a un mismo punto de equilibrio si se habla de variabilidad, mientras que el punto de equilibrio se ha modificado cuando un cambio climático ha tenido lugar. Así, la metodología a utilizar es diferente para un caso u otro, y aunque el concepto de cambio climático no es nuevo, sólo recientemente se han empezado a detectar saltos abruptos, como los registrados en el Pacífico Norte en 1976/77 (Miller y otros, 1994) y 1989 (Hare y Mantua, 2000). Dichas señales pueden presentarse en regiones muy alejadas de las inicialmente perturbadas (Hare y Mantua, 2000, y referencias allí incluidas). El concepto de cambio climático es muy fuerte, pues en general no tiene lugar en estaciones aisladas o regiones reducidas, por lo que no puede pretenderse que una

metodología de análisis de series temporales pueda detectar de manera operativa dichos eventos. Una aproximación a la detección de saltos climáticos viene dada por la identificación de inhomogeneidades (o cambios de régimen). El método más conocido es el desarrollado por Yamamoto y otros (1986, 1987), el cual establece que una inhomogeneidad ha tenido lugar cuando el llamado cociente señal-ruido ha superado la unidad (los aspectos relacionados con el cociente señal-ruido se presentan en la próxima sección). Este método requiere de una adecuada cantidad de datos antes y después de una inhomogeneidad para que la misma sea detectada. Sin embargo, Rodionov (2004) presenta otra metodología que aparentemente no requiere de tal condición.

A fines de la década del '70, Oerlemans (1978) presentó un método destinado a la identificación de inhomogeneidades en series temporales. El mismo puede considerarse alternativo al presentado años después por Yamamoto y otros (1986, 1987), aunque este último ha tenido más repercusión en el ambiente científico por cuanto ha sido utilizado por diversos autores a lo largo de los últimos años (Vargas y otros, 1995; Minetti y Vargas, 1997, por sólo mencionar dos ejemplos). Así, la metodología de Oerlemans (1978) no ha tenido tanta repercusión aún cuando es anterior a la presentada por los autores japoneses, y a conocimiento del autor sólo ha sido aplicada recientemente en Herrera (2008). Asimismo, el más reciente de los métodos fue inicialmente divisado para ser aplicado a series temporales anuales, y sus autores no generalizan explícitamente su utilización con otro tipo de series. Este aspecto marca una de las diferencias que existe entre ambas metodologías, pues Oerlemans (1978) sí menciona que su método puede aplicarse a cualquier serie temporal. Sin embargo, esto de ninguna manera restringe el uso del método de los autores japoneses a series temporales generales, en virtud de que la esencia del mismo no radica en la periodicidad de los datos, sino en la detección de cambios más o menos abruptos por medio de análisis matemático-estadísticos,

dentro los intervalos de tiempo involucrados. Las aplicaciones pueden incluir la detección de cambios en la circulación general a través del análisis de índices representativos como la PDO (Mantua y otros, 1997) o el Dipole Mode Index (Saji y otros, 1999), o de transiciones abruptas de períodos secos a lluviosos o viceversa en una determinada región, entre muchas otras.

Santer y otros (2003) sugieren que una de las variables que puede utilizarse para la estimación de los efectos que tiene la actividad antropogénica en la atmósfera es la altura de la tropopausa. La tropopausa es la superficie que marca la separación entre la troposfera y la estratósfera. Existen varias definiciones para ella dependiendo de la coordenada vertical que se utilice. En particular, la tropopausa térmica se obtiene de manera sencilla a partir de un perfil vertical de temperatura, el cual puede ser provisto por un radiosondeo. La altura de dicha tropopausa responde a la temperatura integrada de la capa situada por debajo de ella (Yuchechen, 2009), que en términos prácticos puede traducirse como la temperatura media de la troposfera. De esta manera, las distintas variables asociadas a la tropopausa se convierten en un buen referente para el estudio del cambio global en general, se trate de inhomogeneidades o de saltos climáticos. Bajo ciertas condiciones, como la presencia de corrientes en chorro (o jets) intensas, la definición mencionada permite la presencia de tropopausas múltiples. Este es uno de los motivos por los cuales las regiones cercanas a los jets, y más específicamente las que se encuentran en el área de influencia de su flanco polar, son proclives a presentar ciclogénesis. Hoskins y Hodges (2005) muestran que la región subtropical argentina corresponde a una de ellas, de las más ciclogénicas del Hemisferio Sur. Brevemente, esto puede explicarse debido al marcado descenso que presenta la tropopausa a ambos lados del jet subtropical; cuando la intensidad del jet es la suficiente como para romper la tropopausa (en la mayoría de los casos esto se encuentra relacionado con procesos de frontogénesis en altura), la tropopausa en el flanco polar del

jet se posiciona por debajo de su altura media, y por encima de ella su contraparte en el flanco ecuatorial se curva hacia la estratósfera, permitiendo así el ingreso de aire estratosférico hacia la troposfera superior (Yuchechen, 2009). En ciertos casos, el aire estratosférico en la troposfera puede alcanzar niveles por debajo de los 500 hPa, con el potencial de desestabilizar toda la troposfera baja y, eventualmente, dar lugar a ciclogénesis (Griffiths y otros, 2000). Muchos otros mecanismos se relacionan con la presencia de tropopausas múltiples; los mismos no serán mencionados aquí debido a que el análisis que sigue se realiza sobre tropopausas simples. Sin embargo, es importante destacar que casos catalogados en este trabajo como de tropopausa simple pueden corresponder a una situación real de tropopausa múltiple y el radiosondeo sólo haya detectado una única tropopausa, por ejemplo debido a que el globo explotó o dejó de enviar información antes de alcanzar niveles superiores.

Casi por definición, una gran variabilidad de la troposfera media y alta y de la baja estratósfera se encuentra asociada a una importante variabilidad de la tropopausa. En general, en latitudes medias y subtropicales la presencia de aire estratosférico que ingresa hacia la troposfera durante eventos de tropopausas múltiples desestabiliza a la última capa, algo que ocurre con frecuencia en el sur de Sudamérica sobre dos regiones: la zona de influencia del flanco polar del jet subtropical (ya mencionada), y la Patagonia argentina, aproximadamente en los alrededores del Golfo de San Jorge, donde la mayor variabilidad viene dada por la regeneración de los sistemas que cruzan la cordillera (Hoskins y Hodges, 2005). Existen en el mundo diversas regiones donde la variabilidad de la alta troposfera/baja estratósfera es importante, y en general la presencia de un jet es una condición suficiente. Una de estas regiones se encuentra en el subcontinente indio, con una variabilidad inter-estacional muy marcada debido a la presencia del monzón. El comienzo del monzón en India continental se encuentra gobernado por el jet Somalí -un jet de capas

bajas- que da lugar a una perturbación ciclónica intensa, y a la subsecuente presencia de diversos sistemas sinópticos durante la temporada húmeda, entre mayo y octubre (Ding y Sikka, 2006). Dentro de la estación húmeda dichos sistemas, algunos relacionados con la convección profunda, proveen a la tropopausa de una gran variabilidad intra- e inter-mensual. Fuera de la temporada húmeda, el jet subtropical migra hacia latitudes más bajas (Barry y Carleton, 2001), teniendo una mayor dominancia sobre las regiones subtropicales de India.

Este trabajo se encuadra dentro un proyecto de investigación tendiente a evaluar el comportamiento conjunto de dos regiones con alta variabilidad, más precisamente el subcontinente indio y el sur de Sudamérica, teniendo como uno de sus objetivos el de establecer los distintos patrones de variabilidad conjunta, incluyendo a la tropopausa térmica como uno de los niveles a estudiar. También se prevé en el mismo el estudio de inhomogeneidades en las series temporales asociadas, y una de las preguntas que lo motivan está vinculada a la manera en la que se propagan hacia otras zonas del Globo las inhomogeneidades que puedan detectarse sobre una región proclive a la generación de ondas planetarias a través de la convección. Como paso previo, se efectuará aquí un análisis de tales inhomogeneidades en las series temporales de altura, presión y temperatura de la tropopausa térmica simple en distintas estaciones de radiosondeo ubicadas en las dos regiones mencionadas. Se utilizará la metodología de Oerlemans (1978), la cual presenta cierta flexibilidad en el manejo de parámetros asociados a la escala temporal.

2. DATOS Y MÉTODOS

Se utilizaron datos de radiosondeo efectuados sobre estaciones aerológicas del subcontinente indio y sur de Sudamérica, cubriendo el período 1973-2011. Los mismos fueron obtenidos de la base de datos del Departamento de Ciencias de la Atmósfera perteneciente a la Escuela

de Ingeniería de la Universidad de Wyoming, y son de dominio público a través del sitio web <http://weather.uwyo.edu>. Se dispone inicialmente de radiosondeos en 33 estaciones del subcontinente indio y 28 de Sudamérica. No todas las estaciones serán utilizadas en este análisis, como se verá más adelante. Normas de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) establecen que los radiosondeos deben efectuarse a intervalos regulares de tiempo, con el objetivo de que las observaciones sean simultáneas a través del Globo. Así, cualquier estación aerológica puede presentar observaciones con separación de tres horas entre sí comenzando a las 00:00 del Meridiano de Greenwich (Greenwich Mean Time, GMT), aunque en la mayoría de los casos lo más usual es que las mismas ocurran a intervalos regulares de 12 horas, presentándose observaciones a las 00:00 y 12:00 GMT. No obstante ello, en los últimos años las estaciones de la red argentina sólo efectúan observaciones para el mediodía de Greenwich.

La tropopausa térmica se calcula para cada perfil vertical por separado, aplicando la definición de la OMM. Las tropopausas calculadas fueron organizadas según la hora del sondeo correspondiente, y para cada registro se cuenta con presión, altura, temperatura, temperatura potencial e intensidad de viento. Se aplicó un proceso de selección con el objetivo de identificar y eliminar del análisis datos potencialmente erróneos, y así evitar la inclusión de valores anómalos que puedan inducir inhomogeneidades espúreas en las series. Es por ello que toda vez que alguna de las variables mencionadas se encuentra, mes a mes, fuera del intervalo comprendido entre su valor medio \pm dos desvíos estándar, el registro completo para dicha tropopausa se excluye del análisis. La base de datos consistida es utilizada para calcular valores medios mensuales de presión, altura y temperatura, sin efectuar distinción entre horas. Cuando la cantidad de faltantes consecutivos en una serie supera los 30, la estación aerológica correspondiente se excluye del análisis. Las condiciones mencionadas hacen que el número

de estaciones a utilizar se reduzca a 20. La Tabla I muestra las estaciones que cumplen con las condiciones propuestas, y la Figura 1 muestra la ubicación de las mismas. Para las estaciones de la Tabla I, la Tabla II muestra el período cubierto por los radiosondeos disponibles. La Tabla II también muestra el porcentaje de tropopausas detectadas, y la proporción de ellas que corresponde a tropopausas simples detectadas y rechazadas por el proceso de selección descripto. Un mayor porcentaje de rechazos tiene relación directa con una mayor variabilidad. Por encontrarse en una región de alta variabilidad sinóptica debido al decaimiento de los sistemas a barlovento de los Andes y posterior regeneración a sotavento (Hoskins y Hodges, 2005), la región de latitudes medias de Sudamérica presenta simultáneamente los menores porcentajes de tropopausas simples y el mayor número de rechazos.

El método utilizado se basa en Oerlemans (1978) y opera de la siguiente manera. Se tiene una serie temporal E_i de longitud N (con $1 \leq i \leq N$). Para cada punto de referencia i , se analiza una ventana temporal móvil de ancho $2n + 1$, centrada en i ($1 + n \leq i \leq N - n$), donde a la serie original se le resta su valor medio dentro de dicha ventana. Si dentro de la misma se ajustan las anomalías obtenidas a la función $f_j = \arctan(\beta j) / \arctan(\beta n)$, con β un factor de escala que afecta la curvatura de dicha función, el ruido puede estimarse a partir de la relación

$$\varepsilon_i(a_i) = \sum_{j=i-n}^{j=i+n} \frac{(E_j - a_i f_j)^2}{(2n + 1)},$$

con a_i la amplitud del cambio dentro de la ventana, y la sumatoria se calcula sobre todos los puntos incluidos en la misma. Cuando $\beta = 0$ la función f_j no tiene curvatura y se analiza tendencia lineal; es interesante notar que la función de ajuste modela una función escalón cuando $\beta \rightarrow \infty$. La Figura 2 muestra el comportamiento de f_j para $n = 10$ y tres valores distintos de β .

Una vez establecidos β y n , todos los parámetros

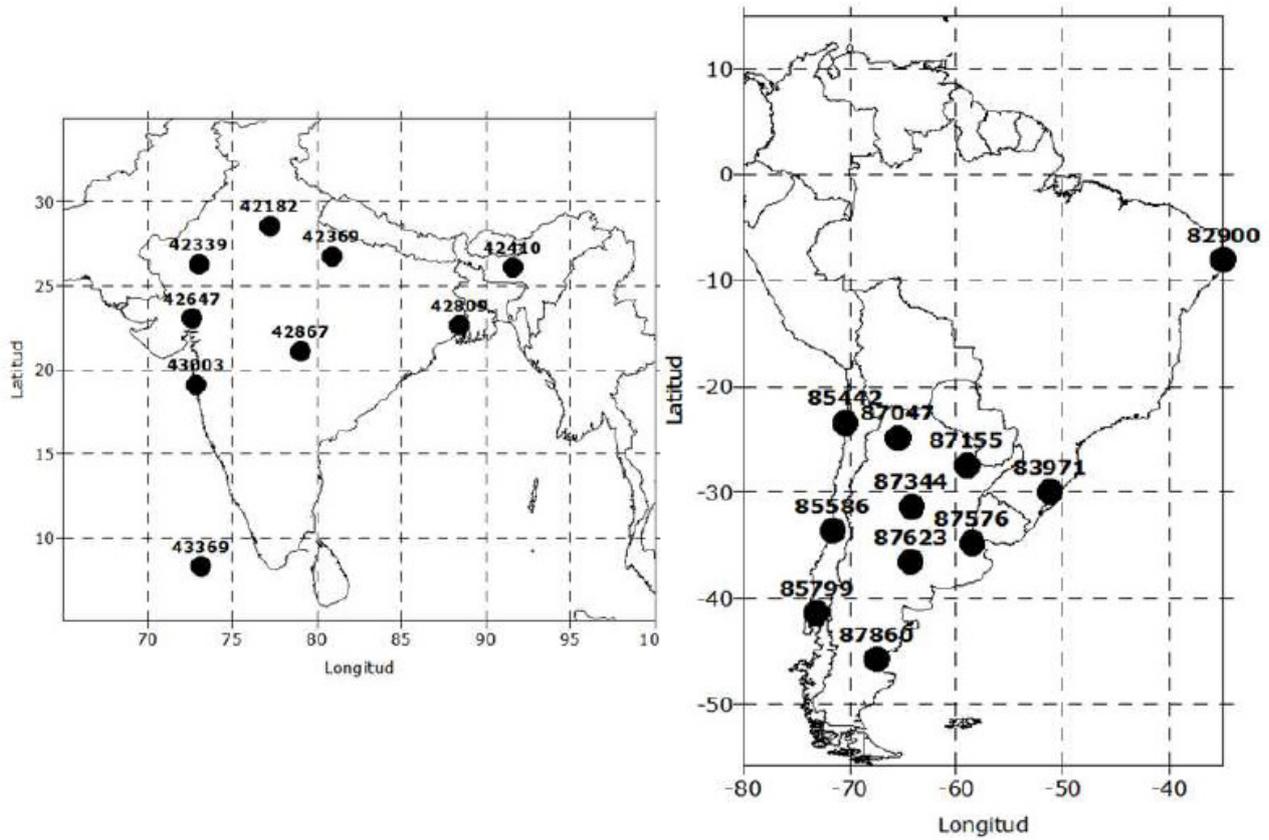


Figura 1: Ubicación de las estaciones mostradas en la Tabla 1.

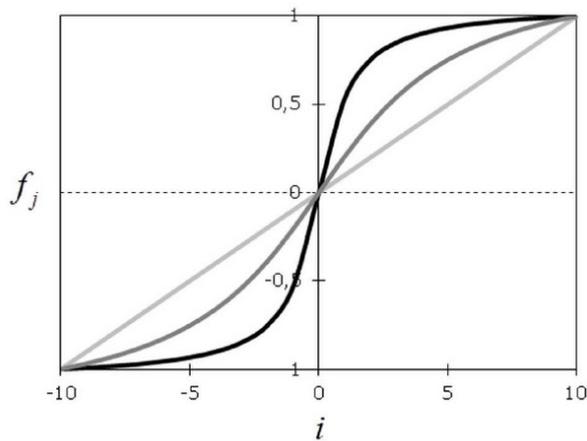


Figura 2: Comportamiento de f_j para $n = 10$ y tres valores distintos de β : 0 (gris claro), 0,25 (gris oscuro) y 1 (negro).

de $\varepsilon(a)$ son fijos para cada punto de referencia, a excepción de la amplitud a . La mejor estimación del ruido para cada ventana centrada en el punto de referencia es $\varepsilon(a_i^*)$, donde

$$a_i^* = \frac{\sum_{j=i-n}^{j=i+n} E_j f_j}{\sum_{j=i-n}^{j=i+n} f_j^2}$$

resulta de aplicar una condición de cuadrados mínimos sobre la ventana. Finalmente, el cociente señal-ruido γ_i para cada punto de referencia i puede estimarse como $\gamma_i = a_i^* / \sqrt{\varepsilon(a_i^*)}$. Por ser adimensional, los cocientes señal-ruido para cada punto de referencia pueden compararse entre sí. Los valores analizados de n se ubican entre 2 y 20, y para cada ventana el valor de β se mueve entre 0 y 50, a intervalos de 0.25 entre 0 y 5, y a intervalos de 1 entre 5 y 50. Si dentro de una ventana

Identificador OMM	Ubicación	Código OACI	Latitud	Longitud	Elevación (m)
42182	Nueva Delhi	VIDD	28°35'N	77°12'E	216
42339	Jodhpur	VJJO	26°18'N	73°01'E	224
42369	Lucknow	VILK	26°45'N	80°53'E	128
42410	Guwahati	VEGT	26°06'N	91°35'E	54
42647	Ahmedabad	VAAH	23°04'N	72°38'E	55
42809	Kolkata	VECC	22°39'N	88°27'E	6
42867	Nagpur	VANP	21°06'N	79°03'E	310
43003	Mumbai	VABB	19°07'N	72°51'E	14
43369	Minicoy	–	8°18'N	73°09'E	2
82900	Recife	–	8°03'S	34°55'O	11
83971	Porto Alegre	SBPA	30°00'S	51°11'O	3
85442	Antofagasta	SCFA	23°26'S	70°27'O	115
85586	Santo Domingo	SCSN	33°39'S	71°37'O	75
85799	Puerto Montt	SCTE	41°26'S	73°06'O	79
87047	Salta	SASA	24°51'S	65°29'O	1221
87155	Resistencia	SARE	27°27'S	59°03'O	52
87344	Córdoba	SACO	31°19'S	64°13'O	474
87576	Ezeiza	SAEZ	34°49'S	58°32'O	20
87623	Santa Rosa	SAZR	36°34'S	64°16'O	191
87860	Comodoro Rivadavia	SAVC	45°47'S	67°30'O	46

Tabla I: Estaciones utilizadas. El número de estación corresponde al asignado por la OMM; el código OACI corresponde al código de cuatro letras asignado por la Organización Aérea Civil Internacional al aeropuerto desde donde los radiosondeos son liberados. La estación 85586 es una relocalización de la 85543 (32°46'S, 71°31'O).

existe al menos un valor faltante, el cociente señal-ruido no se calcula.

Es importante conocer un valor crítico γ_c del cociente señal-ruido, de manera tal que $\gamma > \gamma_c$ pueda tratarse como una inhomogeneidad. A este respecto, Yamamoto y otros (1986, 1987) establecen $\gamma_c = 1$ de forma un tanto arbitraria, mientras que Oerlemans (1978) no precisa manera operativa alguna que permita obtenerlo. Dado que es sumamente difícil disponer de un valor teórico para γ_c , se abordará un método práctico para encontrarlo en función de los datos analizados. Es importante destacar que los

valores obtenidos no son de aplicación universal, y el proceso deberá repetirse cuando los datos se modifiquen. En vista de que γ es una función de n y de β , se postula un criterio empírico sencillo para obtener γ_c por medio de un histograma: a n fijo y para todos los valores de β mencionados más arriba, el valor de γ_c corresponde al valor máximo del intervalo de clase para el cual la probabilidad acumulada ha alcanzado un valor deseado, típicamente 95%. Los intervalos de clase utilizados para la confección del histograma tienen un ancho de 0,025 con $0 \leq \gamma \leq 10$. Así γ_c , resulta un múltiplo de 0,025, si bien los resultados mostrados han

Número OMM	Período	Sondeos disponibles	Total tropopausas	Tropopausas simples	
				Detectadas	Rechazadas
42182	2/1/1973-31/12/2011	87,64	66,86	80,65	8,42
42339	1/1/1973-31/12/2011	71,01	37,80	89,28	10,36
42369	1/1/1973-19/12/2011	76,23	46,08	88,10	9,21
42410	1/1/1973-30/12/2011	72,93	44,40	91,71	9,17
42647	1/1/1973-31/12/2011	72,52	36,45	92,79	9,13
42809	2/1/1973-31/12/2011	82,88	52,14	94,13	7,77
42867	2/1/1973-29/12/2011	78,95	41,98	94,58	7,60
43003	1/1/1973-31/12/2011	84,69	32,86	96,15	8,89
43369	2/1/1973-2/12/2011	65,28	35,37	92,37	11,06
82900	2/1/1973-31/12/2011	57,81	65,71	87,76	6,28
83971	3/1/1973-31/12/2011	75,88	77,90	63,28	8,97
85442	4/1/1973-31/12/2011	75,50	67,35	81,10	8,25
85543*	10/1/1973-4/5/2002	74,06	71,22	64,59	11,33
85586*	24/8/1999-31/12/2011	86,10	97,23	35,94	11,57
85799	24/1/1973-31/12/2011	79,95	80,38	60,69	11,71
87047	3/1/1973-31/12/2011	56,38	76,03	81,53	8,66
87155	2/1/1973-31/12/2011	70,50	76,49	75,11	8,55
87344	4/1/1973-31/12/2011	71,38	77,68	61,32	9,67
87576	1/1/1973-31/12/2011	81,45	83,55	53,20	11,41
87623	9/1/1973-31/12/2011	69,98	82,29	54,48	11,46
87860	2/1/1973-31/12/2011	68,69	87,26	53,59	12,41

Tabla II: – Porcentaje de tropopausas detectadas, simples detectadas y simples rechazadas para las estaciones mostradas en la Tabla I. La última columna representa porcentajes relativos a las tropopausas simples detectadas. Las series de las estaciones marcadas con asterisco fueron combinadas. Se muestran en negrita los porcentajes mayores a 75 %, y los menores a 10 % para datos rechazados.

sido redondeados a dos cifras decimales. Debido a la variabilidad intermensual, este criterio se aplica mes a mes. De esta forma, se obtiene un valor de γ_c dependiente del mes, de la ventana analizada, y de la variable de tropopausa considerada. Este procedimiento marca una diferencia con el método de Yamamoto y otros (1986, 1987), ya que aquí no se fija un valor para γ_c a priori, sino que se lo estima a partir de los datos a estudiar; Oerlemans (1978) tampoco incluye esta variante. La siguiente sección presenta los resultados obtenidos.

3. RESULTADOS

Se analizarán los resultados para presión, altura y temperatura solamente. Dado que Nueva Delhi presenta el porcentaje más alto de tropopausas simples detectadas en el subcontinente indio, y que Ezeiza posee el mayor porcentaje de radiosondeos disponibles de su región, la Figura 3 muestra las series temporales de altura y temperatura media de tropopausa simple para estas dos estaciones. Puede apreciarse una marcada onda anual en ambos casos. Asimismo, la relación inversa que existe entre las dos variables presentadas se hace evidente en ambas estaciones consideradas. En Nueva Delhi, los valores medios de altura

y temperatura corresponden, aproximadamente, a 15 kilómetros y -75°C , respectivamente, mientras que sobre Ezeiza estos valores se ubican en torno a los 14 kilómetros y -65°C ; tales diferencias se ponen de manifiesto en las series presentadas en vista de que altura y temperatura se encuentran más separadas para la estación india, donde la tropopausa en promedio está más alta y es más fría.

Para dos de las series de la Figura 3, la Figura 4 muestra la evolución del cociente señal-ruido. En virtud de su definición, los mínimos son coincidentes con los extremos de las series analizadas, y sus máximos se corresponden con las transiciones entre estos extremos. Además, puede observarse que, en general, distintos valores de β detectan inhomogeneidades en los mismos puntos de referencia, aunque su valor disminuye cuanto mayor es el valor que este parámetro adopta. Para altura de tropopausa en Nueva Delhi, pueden apreciarse claramente dos picos marcados, con $\gamma > 7$ en torno a 1981 y 1995, mientras que la temperatura en Ezeiza presenta dos picos bien marcados alrededor de 1984 y 2007, y otro en torno a 1999 que se detecta mejor para los valores mayores mostrados de β .

Como γ resulta de aplicar un ajuste de los datos a una función que simula una discontinuidad dentro de una ventana, cuanto mayor sea su valor mejor será el ajuste de la mencionada función dentro de la ventana y, por lo tanto, menor será el ruido, por lo que el cociente señal-ruido será mayor. Empíricamente, puede establecerse que un cambio de régimen tiene lugar cuando γ adopta un valor grande. Como ya fue mencionado, es deseable conocer el valor límite γ_c por sobre el cual γ pueda considerarse lo suficientemente grande como para estar en presencia de una inhomogeneidad para la serie analizada. A tal fin, las Figuras 5 y 6 muestran el valor de γ_c para las series de altura y temperatura de tropopausa en Nueva Delhi y Ezeiza, respectivamente. La estimación de γ_c se llevó a cabo según la metodología descrita en la sección previa, con tres valores

de probabilidad acumulada en el histograma (95 %, 97,5 % y 99 %). Puede observarse que, en general, γ_c disminuye a medida que el valor de n se incrementa, estabilizándose en $\gamma_c = 0,5$ para ventanas temporales anchas. Existe aquí un punto de discrepancia con lo establecido en Yamamoto y otros (1986, 1987) pues el valor de γ_c es dependiente de la ventana temporal y no constante, y un punto de coincidencia, ya que tiende a un valor constante para valores grandes de n , aunque dicho valor no es la unidad. Los resultados aquí obtenidos tienen mayor concordancia con los objetivos del presente análisis debido a que se asignan diferentes pesos a las distintas ventanas temporales. En otras palabras, una inhomogeneidad importante debe superar un valor mayor de γ_c para ventanas temporales más angostas, equiparando así a la variabilidad intermensual con las variabilidades de frecuencia menor. Es también interesante observar que si bien altura y temperatura se encuentran en relación inversa, los valores críticos obtenidos para ellas distan de ser coincidentes, por lo que el análisis debe efectuarse de manera separada para cada una de ellas.

Volviendo al análisis de la Figura 4 a), los dos picos máximos corresponden a noviembre de 1980 y noviembre de 1994; para dicho mes, la ventana $n = 5$ tiene un valor γ_c de 3,28, 3,40 y 3,58 para probabilidades de 95 %, 97,5 % y 99 %, respectivamente (resultados no mostrados); todos estos valores se superan en ambos casos mencionados. De esta manera, en estos dos puntos de referencia se tienen inhomogeneidades. Algo similar ocurre para la Figura 4 b), donde los tres picos máximos corresponden a mayo de 1984, diciembre de 1998 y noviembre de 2006. Para las tres probabilidades mencionadas, se muestra en la Figura 7 el valor de γ_c que corresponde a la serie de temperaturas medias mensuales de tropopausa en SAEZ presentada en la Fig. 4 b). Los tres picos máximos mencionados superan el valor correspondiente al 99 %. La ventana aquí viene dada por $n = 3$ (7 meses de ancho), y la misma puede interpretarse como una manera

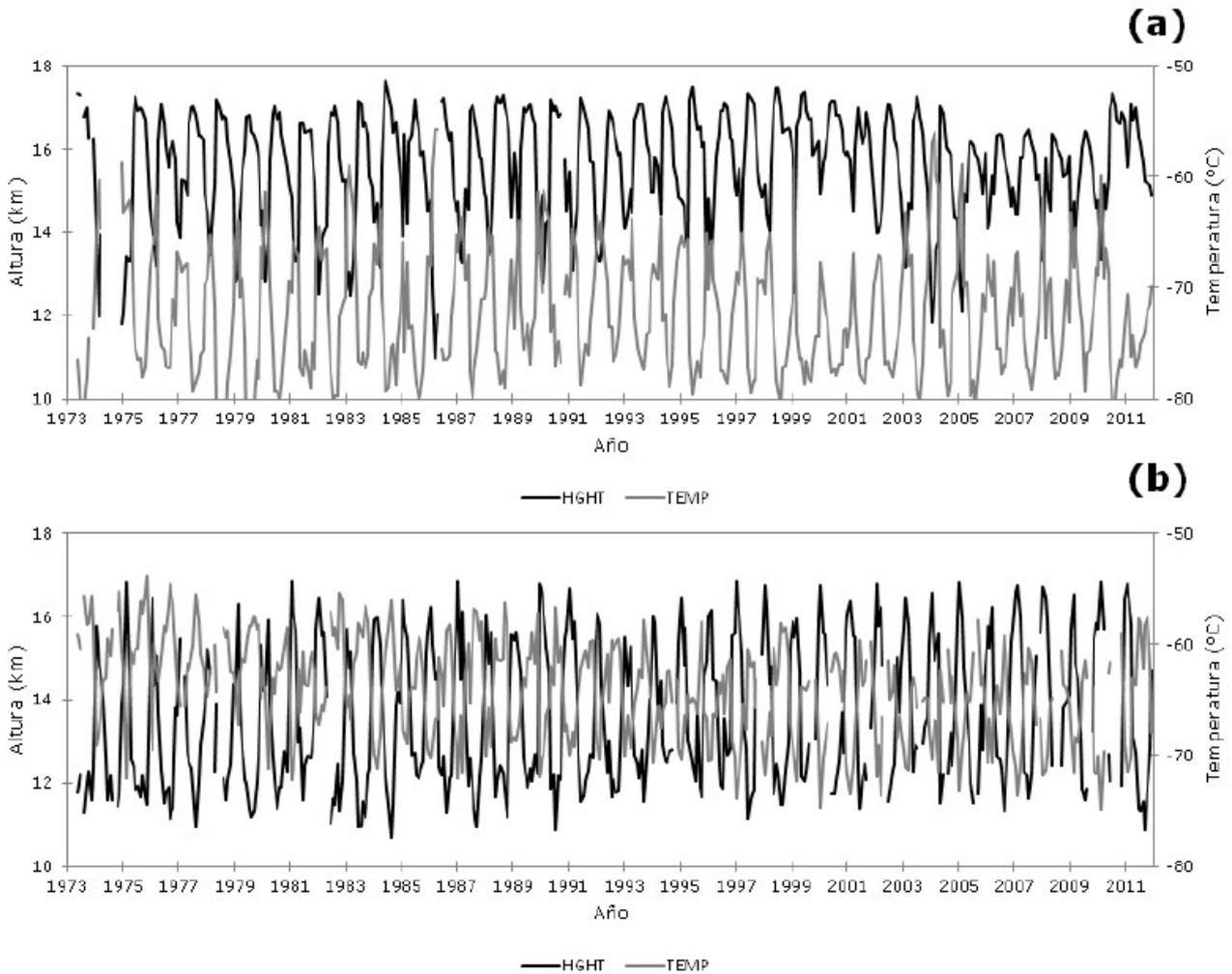


Figura 3: Series temporales de altura (HGHT) y temperatura (TEMP) media mensual de tropopausa simple en (a) VIDD y (b) SAEZ. Las escalas verticales se han mantenido para ambas estaciones.

de visualizar la variabilidad inter-estacional de la serie, comportamiento que bien puede estar relacionado con la migración del jet subtropical (JST), el cual ocupa su posición más boreal (austral) en el solsticio de verano (invierno) y es acompañado por un desplazamiento de la zona de baroclinicidad. Los máximos valores de γ_c que ocurren para meses intersolsticiales pueden estar dando cuenta del efecto que tiene el JST en los cambios de régimen entre ambas estaciones. Los mínimos valores de γ_c ocurren en febrero y septiembre. Por la manera en la que γ_c está calculado, el mismo será tanto menor cuanto más rápido se alcance el porcentaje de probabilidad acumulada deseado

en el histograma correspondiente al mes para todo β . Dicho de otra manera, un menor valor de γ_c está asociado a menor variabilidad de las transiciones que tienen lugar en dicho mes. Para la ventana elegida, que los mínimos ocurran en febrero indica que las transiciones verano-otoño son más suaves que en los meses linderos. Dicho de otra forma, cuando para un año determinado el cambio de régimen verano-otoño en SAEZ ocurre fuera de febrero, el mismo es más abrupto. Algo análogo sucede con septiembre para la transición invierno-primavera. Este tipo de análisis puede utilizarse con diferentes ventanas para estudiar el comportamiento de las series frente a fenómenos de escalas temporales

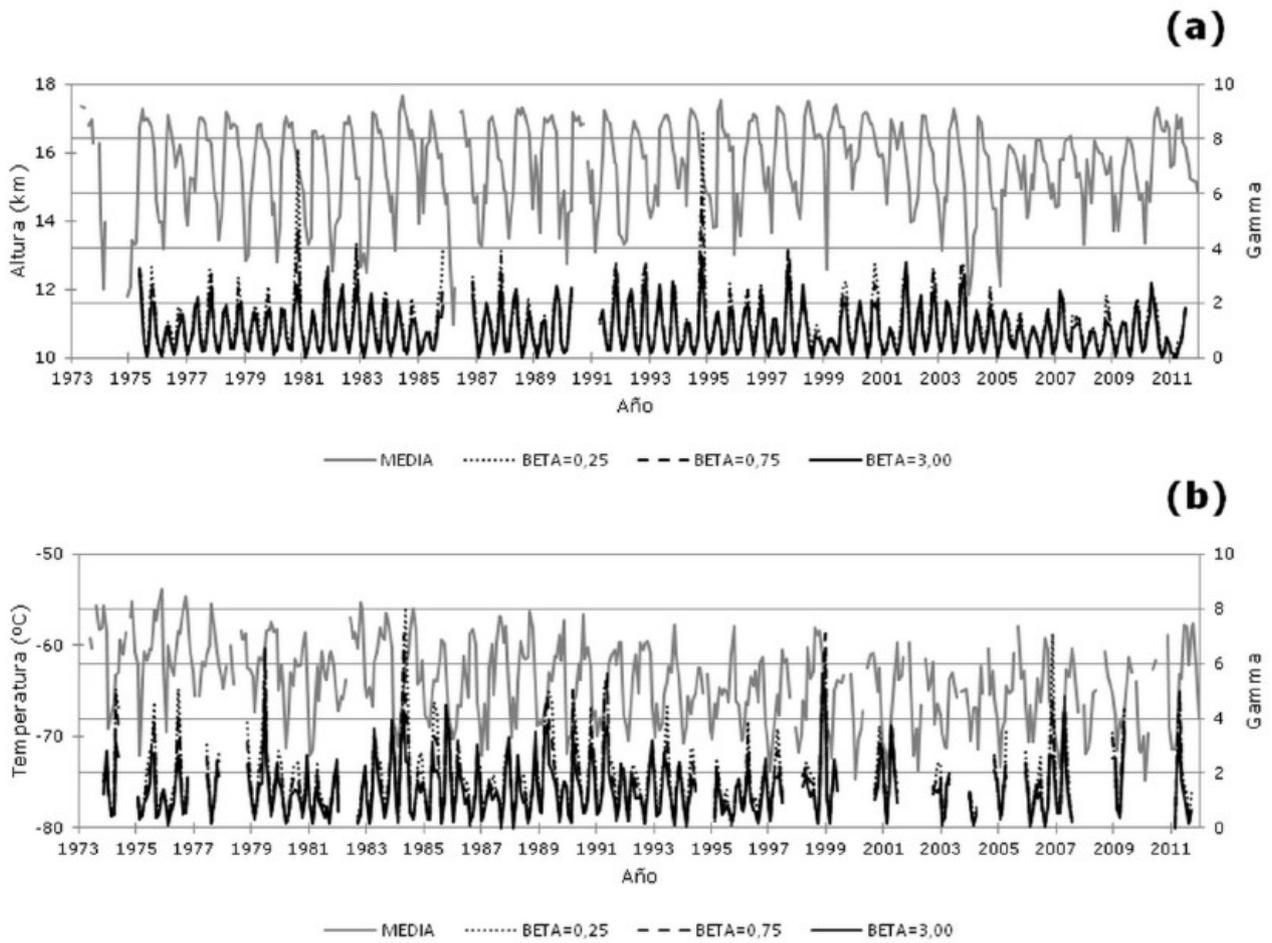


Figura 4: Series temporales de γ para (a) altura de tropopausa en VIDD con $n = 5$, (b) temperatura de tropopausa en SAEZ con $n = 3$. En ambos casos se muestran los resultados para tres valores diferentes de β .

diferentes.

Se han presentado hasta aquí las series temporales de sólo dos variables de tropopausa para dos estaciones y se han analizado los resultados obtenidos para ciertas combinaciones particulares de n y β . El método individual es muy tedioso si lo que se intenta es efectuar el mismo análisis para todas las estaciones de la Tabla I y todas las escalas temporales, por cuanto se debe estudiar cada una de las variables por separado, para diferentes ventanas y distintos valores de β . Se abordará un método alternativo para presentar los resultados, que sea de utilidad a la hora de diagnosticar la presencia

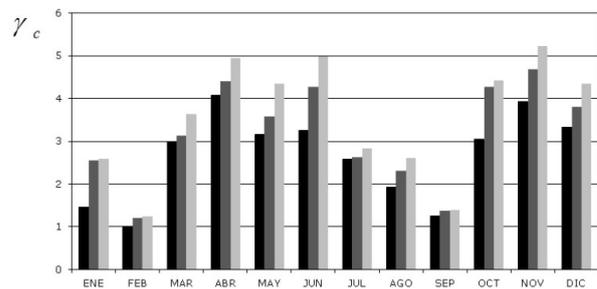


Figura 7: Valor de γ_c en función del mes para temperatura de tropopausa en SAEZ con $n = 3$ para tres valores diferentes de probabilidad acumulada: 95 % (negro), 97,5 % (gris oscuro) y 99 % (gris claro).

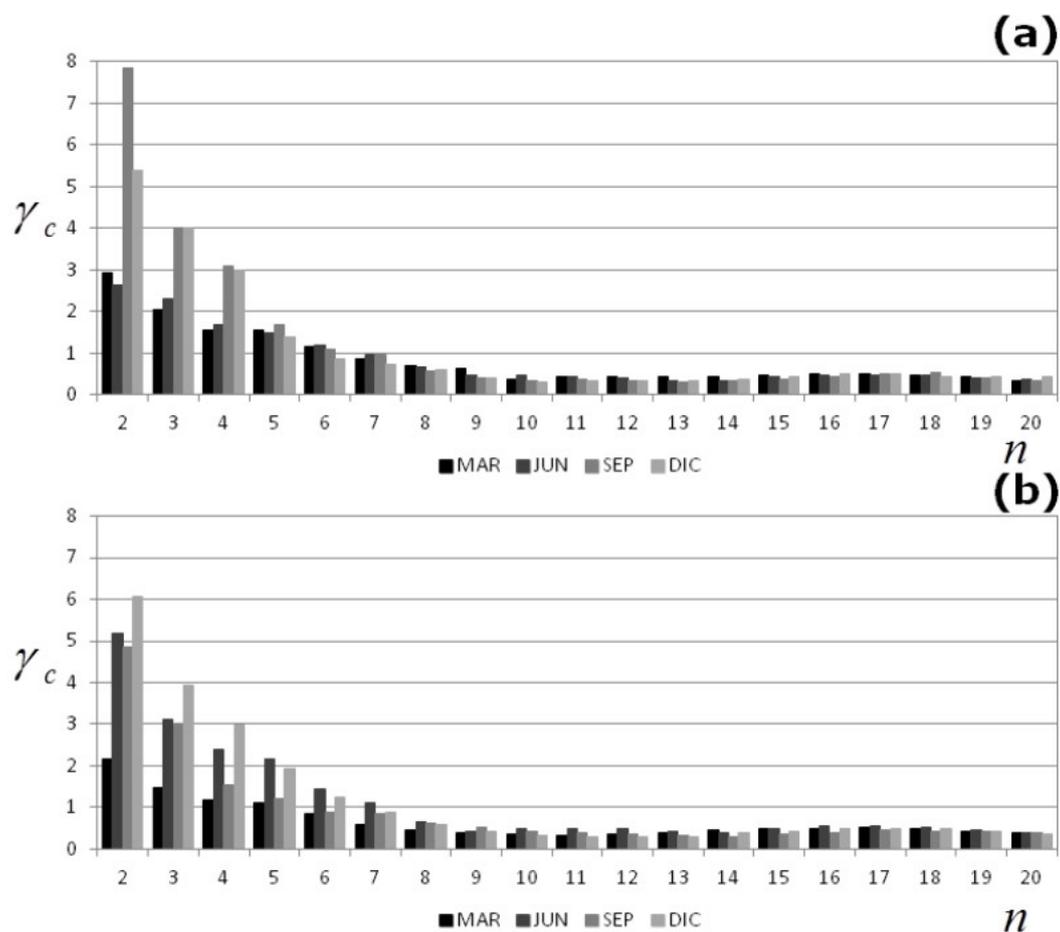


Figura 5: Valor de γ_c al 95% de probabilidad acumulada para (a) altura y (b) temperatura en VIDD para distintas ventanas con $2 \leq n \leq 20$. Se muestran los resultados para los meses de marzo, junio, septiembre y diciembre.

de inhomogeneidades (y eventualmente de saltos climáticos) de una manera más global.

Un paso previo a la detección de saltos climáticos es la identificación de puntos de referencia para los que existan inhomogeneidades, en varias variables y diferentes estaciones de radiosondeo, de una misma región si existe un salto climático regional, o de manera alterna si la señal de cambio se propaga. En cualquier caso, el valor de γ debe superar al de γ_c para diferentes ventanas que representen una escala temporal más bien larga, pues empíricamente un salto climático debe necesariamente reflejar un cambio de régimen para dichas escalas

temporales. Asimismo, para tales ventanas una inhomogeneidad tendrá un mayor carácter de salto climático cuanto mayor sea el valor de β . A tal efecto, para cada punto de referencia se contabiliza el número de veces que $\gamma > \gamma_c$ para escalas temporales que satisfagan $10 \leq n \leq 20$ pero utilizando todos los valores de β , en vista de que $\beta = 0,25$ (el mínimo valor que da curvatura a la función de ajuste f_i , cf. Fig. 2) ya representa una inhomogeneidad considerable. En el proceso se incluye a todas las estaciones de la Tabla I. De esta manera, existirán puntos de referencia en los que habrá mayor acumulación de valores excedentes. El conteo mencionado se efectúa separando las variables de presión, altura y temperatura (Figura 8). Por variable,

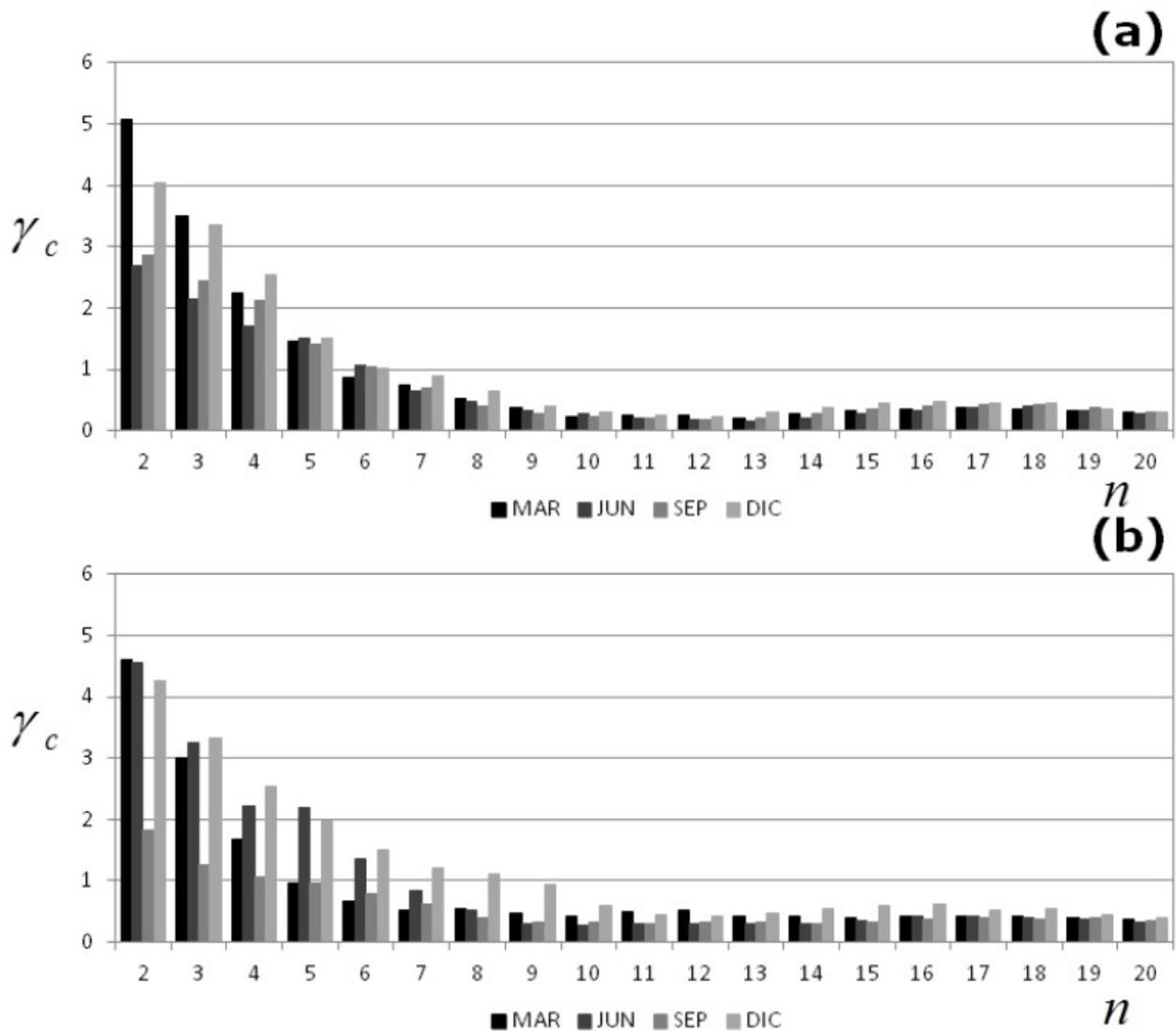


Figura 6: Ídem Fig. 5 para SAEZ.

para los puntos con máxima acumulación se toman los cinco en los que la suma de los valores de γ es máxima y se registran las estaciones que contribuyen a dichos puntos. En todos los casos el γ_c utilizado es el que corresponde al 95% de probabilidad acumulada. La Tabla III muestra los resultados obtenidos. La misma incluye más de cinco puntos de referencia debido a que se combinan en la misma los resultados de las tres variables analizadas. Puede observarse que todos los puntos de referencia mostrados incluyen inhomogeneidades en al menos dos estaciones. Asimismo, la tabla muestra dos

períodos bien diferenciados en los que tales inhomogeneidades han tenido lugar en grupos de estaciones de las dos regiones incluidas de manera bien diferenciada: otoño/invierno de 1993 en Sudamérica, y fines de 2001 en India. El primero de ellos resulta interesante por cuanto abarca a un grupo de estaciones situadas en un área aproximada que comprende las regiones tropical y subtropical de Argentina y el norte de Chile, para las que la tropopausa presenta inhomogeneidades en todas sus variables entre febrero y julio de 1993. Hoskins y Hodges (2005) incluyen a esta región como

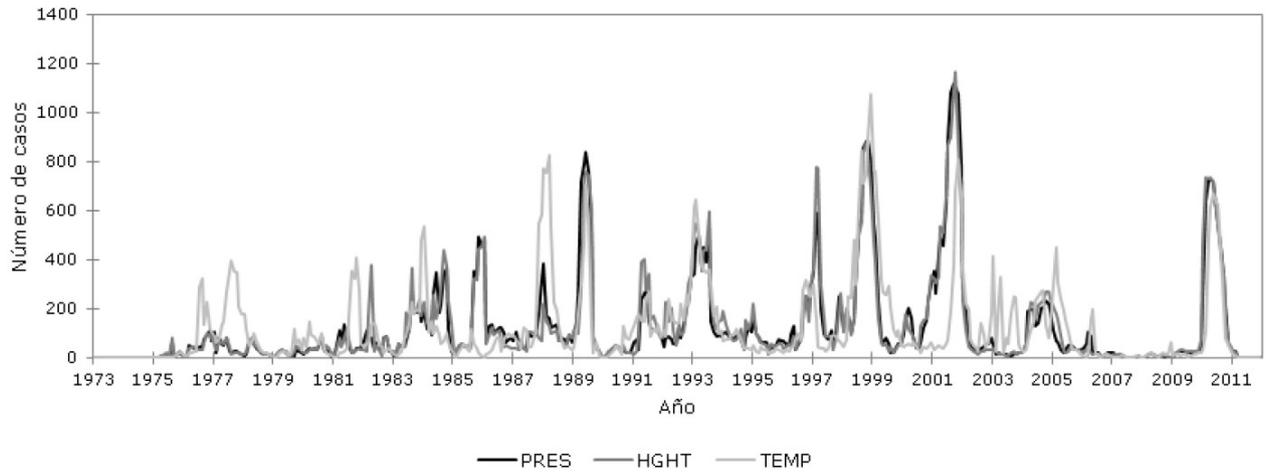


Figura 8: Número de casos en los que $\gamma > \gamma_c$ para cada punto de referencia dentro del período analizado. Los valores mostrados resultan de una composición para todas las estaciones incluidas, con $10 \leq n \leq 20$. Los valores de γ_c utilizados corresponden al 95% de probabilidad acumulada. Se muestran las tres variables estudiadas por separado.

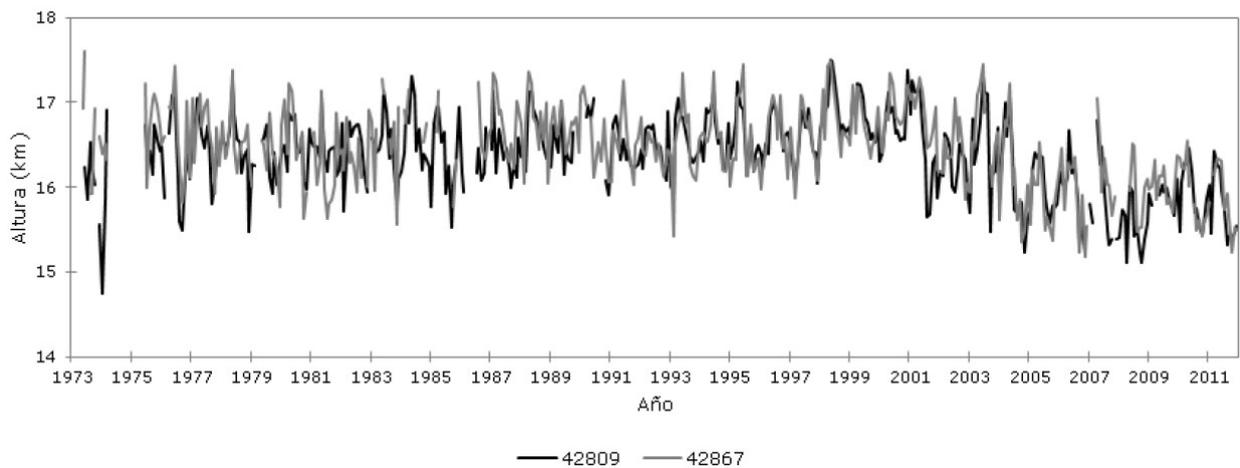


Figura 9: Altura media mensual de tropopausa sobre Kolkata (negro) y Nagpur (gris).

una de las más ciclogénicas del Hemisferio Sur, justamente debido a la presencia del jet subtropical. Dado de que la zona de viento máximo usualmente se encuentra en el nivel de la tropopausa, estos resultados sugieren que el jet mencionado pueda dar lugar a cambios de régimen permanentes. En vista de que los jets son característicos de la circulación general, su estudio puede revelar cambios de patrones de circulación relacionados a procesos de escala regional o incluso global. El segundo caso (octubre/noviembre de 2001) presenta inhomogeneidades de presión y temperatura de tropopausa en las mismas tres estaciones (Nueva Delhi, Kolkata y Nagpur) con un mes de diferencia. Así, no es necesario que una inhomogeneidad ocurra en forma simultánea sobre todas las variables de tropopausa para una misma estación, y debe permitirse cierto desfase en el análisis de cada una de ellas para tener en cuenta este tipo de casos. Estos resultados son interesantes por cuanto Kolkata se encuentra situada sobre el delta del río Ganges, en cercanías de la Bahía de Bengala y próxima a la región con máxima ocurrencia de depresiones y perturbaciones ciclónicas asociadas al monzón indio (Ding y Sikka, 2006). Para Kolkata, la tropopausa ha descendido en torno al punto de referencia mencionado, presentando tendencia negativa desde entonces (Figura 9). Los registros del Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA) (Durre y otros, 2006) no muestran en el historial (disponible en <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra/igra-metadata.txt> para todas las estaciones aerológicas que forman parte del IGRA) que Kolkata haya sufrido cambios de instrumental entre 1992 y 2004. Si a esto se suma la tendencia negativa mencionada, puede aceptarse que la inhomogeneidad detectada es real, y el hecho de que en la región la tropopausa se acerque más a la superficie indica que, como ya ha sido discutido, la troposfera es cada vez más proclive a desestabilizarse desde entonces. De ser este el caso, ello implicaría un aumento de las perturbaciones ciclónicas asociadas, sobre todo durante el período estival, lo cual tendría consecuencias serias en vista de que la región

afectada es fácilmente inundable.

4. CONCLUSIONES

La adaptación de un método de detección de inhomogeneidades presentado a fines de la década del '70 fue aplicado a series mensuales de presión, altura y temperatura de tropopausa térmica simple sobre estaciones de radiosondeo de India y Sudamérica. El mismo ha permitido detectar la ocurrencia de inhomogeneidades en cada una de las estaciones, para diferentes escalas temporales (n) y para varios factores de escala de la función de transición (β). Para las series analizadas, se han estimado los valores críticos a ser superados por el cociente señal-ruido en función del mes considerado y de n , encontrándose que los mismos difieren entre sí y no pueden suponerse constantes, presentándose ciclos que pueden relacionarse con fenómenos meteorológicos regionales, como la migración del jet subtropical en Sudamérica. Asimismo, a partir de la detección de puntos de referencia en los que la ocurrencia de inhomogeneidades es máxima, se han podido identificar posibles saltos climáticos en el subcontinente indio y en Sudamérica, a fines de 2001 y en 1993, respectivamente. Se requieren de estudios complementarios que vinculen las diferentes estaciones dentro de la región en cuestión (como por ejemplo la clasificación de campos de circulación y sus correspondientes evoluciones temporales a través de un método de clúster) para poder validar los resultados obtenidos. Para dos variables distintas, la Tabla III muestra casos de valores máximos de ocurrencia de $\gamma > \gamma_c$ en las mismas estaciones, pero con un mes de diferencia (noviembre y diciembre de 2010). Como ya fue mencionado, esto indica que las diferentes variables no se comportan de la misma manera. Este es otro punto a tener en cuenta, sobre todo a la hora de determinar la forma en la que las inhomogeneidades más importantes se propagan de una variable a la otra. Aún más interesante es el análisis de cómo las inhomogeneidades se propagan espacialmente. A tal fin, una posibilidad es efectuar el análisis permitiendo

Punto de referencia (mes/año)	Variable		
	Presión	Altura	Temperatura
02/1988			42339
			85442
			85799
			87047
02/1993			85442
			87047
			87155
			87344
03/1993	43369		85586
		87047	
		87155	
		87344	
		87623	
04/1993		87047	
		87155	
		87344	
		87623	
05/1993	85442		85442
		87047	
		87155	
		87344	
		87623	
06/1993		42410	
	85442		85442
		87047	
	87155		
		87344	
07/1993		42410	
		85442	
		87047	
		87344	
		87623	
10/2001	42182		42182
			42369
	42809		42809
	42867		42867
11/2001	42182		
	42809		
	42867		
12/2001			42182
			42369
			42809
			42867

Tabla III: Puntos de referencia para los que se observa un máximo de ocurrencia de $\gamma > \gamma_c$ (para $10 \leq n \leq 20$ y todos los valores de β) en las estaciones mostradas. El valor utilizado para γ corresponde al 95% de probabilidad acumulada. Los resultados se separan por variable analizada.

desfasajes entre las series involucradas. Todo esto es materia de investigación futura.

Agradecimientos: El presente trabajo fue presentado en el XI Congreso Argentino de Meteorología, y fue parcialmente financiado por los proyectos ANPCyT PICT2007-01888 y CONICET PIP 2012/14 0075. El autor agradece los comentarios de Andrés Farall y de un revisor anónimo. Las modificaciones efectuadas al artículo en base a sus observaciones han logrado una mejor presentación del contenido. Las sugerencias provistas también dan lugar a futuras investigaciones sobre los temas aquí desarrollados.

REFERENCIAS

- Barry, R. G., y A. M. Carleton, 2001: Synoptic and Dynamic Climatology. Routledge. págs. 263-357
- Ding, Y., y D. R. Sikka, 2006: Synoptic systems and weather. The Asian Monsoon. B. Wang Ed., Springer Praxis, págs. 131-201
- Durre, I., R. S. Vose, y D. B. Wuertz, 2006: Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive, *J. Climate*, 19, 1, 53-68
- Griffiths, M., A. J. Thorpe, y K. A. Browning, 2000: Convective destabilization by a tropopause fold diagnosed using potential-vorticity inversion, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 125-144
- Hare, S. R., and N. Mantua, 2000: Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989, *Progr. Oceanogr.*, 47, 103-145
- Herrera, N., 2008: Temperatura mínima y temperatura mínima interdiurna: variabilidad espacial y temporal en la región centro-norte de Argentina, Tesis de Licenciatura, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 113 págs.
- Hoel, P. G., 1984: Introduction to Mathematical Statistics, Wiley Series in Probability and Mathematical Statistics, John Wiley & Sons, Quinta edición, 435 págs.

- Hoskins, B. J., y K. I. Hodges, 2005: A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks, *J. Climate*, 18, 4108-4129
- Lanzante, J. R., 2007: Diagnosis of Radiosonde Vertical Temperature Trend Profiles: Comparing the Influence of Data Homogenization versus Model Forcings, *J. Climate*, 20, 5356-5364
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, y R. C. Francis, 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 6, 1069-1079
- Miller, A. J., D. R. Cayan, T. P. Barnett, N. E. Graham, y J. M. Oberhuber, 1994: The 1976-77 shift of the Pacific Ocean, *Oceanography*, 7, 1, 21-26
- Minetti, J. L., y W. M. Vargas, 1997: Trends and jumps in the annual precipitation in South America, south of 15°S, *Atmósfera*, 11, 205-221
- Oerlemans, J., 1978: An Objective Approach to Breaks in the Weather, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1672,1679
- Ramaswamy, V., y otros: 2001: Stratospheric temperature trends: observations and model simulations, *Rev. Geophys.*, 39, 1, 71-122
- Randel, W. J., y F. Wu, 2006: Biases in Stratospheric and Tropospheric Temperature Trends Derived from Historical Radiosonde Data, *J. Climate*, 19, 2094-2104
- Rodionov, S. N., 2004: A sequential algorithm for testing climate regime shifts, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09204, doi:10.290GL019448
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, y T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature*, 401, 360-362
- Santer, B. D., y otros: 1996: A search for human influences on the thermal structure of the atmosphere, *Nature*, 382, 39-46
- Santer, B. D., y otros: 2003: Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes, *J. Geophys. Res.*, 108, D1, 4002, doi:10.1029/2002JD002258
- Vargas, W. M., J. L. Minetti, y A. G. Poblete, 1995: Statistical Study of Climatic Jump in the Regional Zonal Circulation over South America, *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 5, 849-856
- Yamamoto, R., T. Iwashima, N. K. Sanga, y M. Hoshiai, 1986: An Analysis of Climatic Jump, *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 10, 273-280
- Yamamoto, R., T. Iwashima, N. K. Sanga, y M. Hoshiai, 1987: Detection of the Climatic Jump, XIX IUGG General Assembly, 9-22 agosto, Vancouver, Canada
- Yuchechen, A. E., 2009: La tropopausa térmica en el sur de Sudamérica: climatología, variabilidad, y relaciones con la troposfera media y la baja estratósfera. Tesis de Doctorado. Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 311 págs.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

INFLUENCIA DE LA VARIABILIDAD DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN EN LA SITUACIÓN HÍDRICA DEL SUELO, EN LA REGIÓN ORIENTAL DE SECANO DE LA ARGENTINA

Vanesa C. Pántano^{1,2}, Liliana B. Spescha³, Olga C. Penalba¹, Guillermo M. Murphy³

¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEN, UBA, Buenos Aires, Argentina.

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

³Cátedra de Climatología y Fenología Agrícolas, FAUBA, Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 3 de julio de 2013, en su versión final el 12 de noviembre de 2013)

RESUMEN

La interacción entre el suelo y la atmósfera contribuye en gran medida a la caracterización del sistema climático. En particular, la precipitación y la temperatura constituyen variables principales en la determinación de la situación hídrica del suelo. En este trabajo se analizó la respuesta hídrica del suelo frente a la variabilidad de la Precipitación acumulada mensual y la Evapotranspiración Potencial mensual en la región oriental de secano de la Argentina. Si bien el aumento de las lluvias observado en los últimos años favorecería a los cultivos de verano (por una mayor entrada de agua al sistema), el desbalance entre la Precipitación y la Evapotranspiración Potencial da evidencia de que esta situación no permite satisfacer la totalidad de sus requerimientos. A su vez, la mayor variabilidad, que se observa durante el semestre cálido y hasta el mes de abril, pone de manifiesto la vulnerabilidad en la planificación agrícola para esos meses.

Las condiciones de exceso hídrico predominan al este en el semestre frío (abril-septiembre) y las condiciones de déficit hídrico al oeste en el semestre cálido (octubre-marzo). La zona de transición se caracteriza por una alta estacionalidad, con un comportamiento similar a la zona oriental en los meses cálidos y a la occidental en los meses fríos, en cuanto a la variabilidad de los excesos hídricos.

La diversidad de factores que afectan la disponibilidad hídrica, y la variabilidad de cada uno de ellos, determinan la complejidad del sistema suelo-atmósfera, en el cual la precipitación es el aporte más importante de agua al suelo.

Palabras clave: situación hídrica (SH)- variabilidad climática-región de secano

INFLUENCE OF TEMPERATURE AND PRECIPITATION VARIABILITY OVER THE HYCRIC CONDITION OF THE SOIL, IN EASTERN RAINFED REGION OF ARGENTINA

ABSTRACT

The interaction between the soil and the atmosphere greatly contributes to the climate system characterization. In particular, rainfall and temperature are major variables in determining the hydric condition (SH) of the soil. In this work we analyzed the hydric response of soil to the variability of the Monthly

Accumulated Precipitation and Potential Evapotranspiration in eastern rainfed region of Argentina.

While the increase in rainfall observed in recent years favor summer crops (for greater input of water in the system), the imbalance between Precipitation and Potential Evapotranspiration gives evidence that this situation can not satisfy all their requirements. In addition, the greater variability observed during the warm semester until April, highlights the vulnerability in agricultural planning for those months.

Excess hydric conditions predominate eastward during the cold semester (April-September) and deficit hydric conditions predominate westward during the warm semester (October-March). The transition zone is characterized by high seasonality, with similar behavior as eastern during warm months and western during cold months, in terms of excess variability. The variety of factors affecting water availability and their variability, determine the complexity of the soil-atmosphere system, in which precipitation is the most important contribution to the water in soil.

Keywords: hydric condition (SH) – climate variability- rainfed region

1. INTRODUCCIÓN

Los diversos componentes del sistema climático se caracterizan, entre otros factores, por la interacción que se desarrolla entre ellos. En particular, la precipitación y la temperatura constituyen factores fundamentales en la determinación de la humedad del suelo. La respuesta del suelo frente a estas variables atmosféricas condiciona el rendimiento de los cultivos. Consecuentemente, el conocimiento de esta dependencia es particularmente necesario en una producción agrícola sin riego que comprende la región pampeana y alrededores.

La precipitación condiciona a la humedad del suelo en forma directa y ésta completa el mecanismo de “feedback” a través de la evapotranspiración (Dirmeyer y otros, 2009). Una forma de analizar este mecanismo es evaluando las necesidades hídricas de los cultivos a partir del balance hídrico, que integra tanto las condiciones climáticas como las características del suelo.

Como se mencionó, una de las variables que más influyen en esta interacción es la precipitación: su distribución, variabilidad, cambios y eventos

extremos. A partir de la década del 70 diversos estudios científicos observaron aumentos en los totales de precipitación anual y estacional en distintas regiones de la Argentina. Entre las investigaciones más recientes se puede citar a Minetti y otros (2003); Liebmann y otros (2004); Penalba y Vargas (2004), Boulanger y otros (2005); Magrin y otros (2005) y Penalba y Robledo (2010). En suelos propicios para los cultivos, este aumento de precipitación favoreció el desplazamiento de la frontera agrícola, facilitando la difusión de los principales cultivos hacia el área marginal occidental más seca. Por su parte, Murphy (2010) explica que este cambio dio lugar al desarrollo de tecnología e instrumentos que aseguren la sustentabilidad del sistema. Asimismo, Spescha y otros (2009) destacan la rápida y efectiva adaptación tecnológica autónoma que se produjo y su impacto positivo sobre las economías regionales de la zona semiárida del país. Esta adaptación implica un cambio en el uso del suelo que influye directamente sobre la humedad disponible en el mismo y, por lo tanto, sobre el balance hídrico del suelo.

Otro elemento climático fundamental para la determinación de la humedad en el suelo es la temperatura, cuyo efecto se

evidencia principalmente a través de la evapotranspiración. Rusticucci y Barrucand (2004) analizan las tendencias de temperatura máxima y mínima en el periodo 1959-1998 y encuentran, principalmente en verano, una disminución en la amplitud térmica en la región oriental del país en las últimas décadas.

Para llevar a cabo el estudio de la humedad del suelo, se debe considerar un sistema integrado conformado por la atmósfera, el suelo y su cobertura vegetal (pradera o, en los procesos productivos agrarios, los cultivos). El subsistema suelo presenta su complejidad en los diversos factores que lo caracterizan. En primer lugar, la distribución del agua en él no es homogénea debido a las diferencias de velocidad de infiltración; el crecimiento desparejo de las plantas y la distribución de las raíces; las variaciones en la estructura del suelo, contenido de materia orgánica y textura de los distintos horizontes; entre otros (Ratto, 2000). Algunas características del suelo, como su capacidad de retención, se pueden sintetizar a través de constantes hidrológicas. Forte Lay y Spescha (2001) obtienen la capacidad de campo efectiva a partir de mediciones disponibles del Centro de Investigaciones Biometeorológicas, estimaciones de modelo realizadas por Falasca y otros (1998) y de INTA. Por otro lado, la profundidad, el desarrollo y la capacidad de absorción de las raíces dependen, entre otros factores, de las condiciones hídricas del suelo y la necesidad de agua de la planta. Cuando el suelo se seca por debajo del contenido óptimo de humedad, es sustancial la velocidad con que las raíces pueden crecer y alcanzar nuevas reservas de agua (Planchuelo-Ravelo, 1988). En cuanto a la transpiración de la planta, diversas variables meteorológicas influyen sobre la misma: radiación solar; temperatura del aire, humedad relativa, viento, temperatura del suelo, etc. (Planchuelo-Ravelo, 1988).

Se han desarrollado y perfeccionado numerosas metodologías para la estimación de la evapotranspiración potencial (EP), debido a la dificultad en la medición de la

evapotranspiración. Entre las más conocidas y aceptadas se encuentran la metodología de Penman (1948) y Thornthwaite (1948). La primera de ellas es fuertemente recomendada en escala diaria para alguna región puntual, donde la cantidad y tipo de variables involucradas en su cálculo sean medidas (Monteith, 1965). Por su parte, la simplicidad de la metodología de Thornthwaite (1948) permite aplicarla en un área de mayor extensión a escala mensual y puede ser mejorada utilizando la temperatura efectiva (Camargo y otros, 1999), en lugar de la temperatura media mensual. Al compararla con la metodología de Penman, Murphy y otros (2002) destacan que esta modificación representa mejor el efecto de elevados y bajos déficit de saturación, propios de los climas áridos y muy húmedos.

Por otro lado, Thornthwaite y Mather (1957) han propuesto una metodología para estudiar los diversos componentes del balance hídrico del suelo en escala diaria y mensual, basándose en la interacción entre EP estimada y la precipitación. Con los años, algunos autores comenzaron a trabajar con el Balance Hidrológico Seriado o Mensual Consecutivo que permite conocer las características de la distribución y variabilidad del balance hídrico, mes a mes, a lo largo de los años. En Argentina, Vargas y Levinsky (1976) y Pascale y Damario (1977) han sido precursores en la exposición y aplicación de esta metodología sobre distintas regiones del país. Más recientemente, Pascale y Damario (2004) presentan una climatología en la región de producción agrícola de secano. Sin embargo, escasos trabajos analizan la respuesta de los componentes del balance hídrico frente a la variabilidad temporal y espacial de las variables de entrada: precipitación y evapotranspiración.

Asimismo, el rendimiento de los cultivos depende fuertemente de las condiciones climáticas en aquellas regiones donde se lleva a cabo una agricultura de secano. Es por ello que surge la necesidad de comprender la influencia del clima y su variabilidad sobre el suelo, a fin de utilizar la información para un uso racional

del recurso hídrico en el sistema productivo agropecuario.

A partir de lo expuesto, el objetivo de este trabajo es analizar la variabilidad de la evapotranspiración potencial y la precipitación, y la respuesta de la situación hídrica a dicha variabilidad en la región oriental de producción agrícola de secano de Argentina.

2. DATOS Y MÉTODOS

La zona de estudio de este trabajo constituye la región oriental húmeda y semihúmeda de producción agrícola de secano de la Argentina. La misma comprende la totalidad de las provincias de Buenos Aires, Santa Fe, Corrientes, Entre Ríos y Misiones y, parcialmente, a las provincias de Córdoba, Santiago del Estero, Chaco y Formosa (Burgos, 1970). Para dar un marco regional al análisis se incorporaron estaciones de las provincias de La Pampa y San Luis. Para llevar a cabo este estudio se utilizaron datos diarios de temperatura máxima, temperatura mínima y precipitación de 32 estaciones ubicadas en la región de estudio para el período 1970-2006. Esta información fue provista por el Servicio Meteorológico Nacional y el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria y consistida en el marco del proyecto CLARIS LPB (“A Europe-South America Network for Climate Change Assessment and Impact Studies in La Plata Basin”), en el trabajo de construcción de una base de datos (Penalba y otros, 2013). En primer lugar, los datos diarios fueron procesados para ser incorporados como variables de entrada del modelo, como se especifica a continuación. A partir de los valores diarios de temperaturas máximas (T_{max}) y mínimas (T_{min}) se estimaron los valores de temperatura efectiva (T_{ef}) diaria según la siguiente ecuación (Camargo y otros, 1999):

$$T_{ef}(t) = 0,36(3 \cdot T_{max}(t) - T_{min}(t)) \quad (1)$$

Para llevar a cabo un análisis regional de las disponibilidades hídricas a escala mensual, se calcularon los valores de Temperatura

efectiva media mensual y precipitación mensual acumulada (P) y se estimaron los valores de evapotranspiración potencial mensual (EP) por el método de Thornthwaite (1948) con las modificaciones de Camargo y otros (1999).

Debido a que el contenido máximo de agua que puede retener el suelo, sintetizado a través de la capacidad de campo, depende de cada tipo de suelo, se incorporaron los valores de capacidad de campo efectiva (CC) del trabajo de Forte Lay y Spescha (2001). Con el objetivo de permitir comparaciones entre distintas estaciones se asumen condiciones constantes del suelo en cada estación, con una cobertura de pradera en toda la región.

A partir de la precipitación mensual acumulada, la evapotranspiración potencial mensual y la capacidad de campo efectiva, se calculó el Balance Hidrológico Mensual Seriado (o Consecutivo). En términos generales, este balance evalúa el flujo de agua entrante por precipitación y de agua saliente por evapotranspiración y excesos. La metodología utilizada fue la propuesta por Thornthwaite y Mather (1957) y Pascale y Damario (1977); obteniendo como componentes de salida del modelo: evapotranspiración real (ETR), almacenaje ($ALMA$), exceso (EXC) y déficit (DEF).

Para cada mes, las variables de entrada condicionan los valores de $ALMA$ y ETR . Debido a que tanto el exceso como el déficit dependen de estas variables, la interacción entre la P y la EP está condicionando indirectamente los valores de dichas componentes.

Aquellos meses en los que la EP supera a la P , el cultivo puede sufrir un estrés hídrico que se computa como déficit a partir de la diferencia entre la EP y la ETR . Mientras que en los meses en los que la P supera a la EP , el excedente da lugar a condiciones de exceso si la incorporación de agua en el suelo es tal que el $ALMA$ alcanza la capacidad de campo. En el mismo caso, si el $ALMA$ no alcanza la capacidad de campo, se

denomina condición de equilibrio y representa la condición hídrica óptima para el crecimiento normal del cultivo (Pascale y Damario, 1977). Sintetizando:

- 1- EXCESO (EXC) cuando $P(t) - EP(t) > 0$ & $P(t) - EP(t) + ALMA(t-1) > CC$
- 2- EQUILIBRIO (EQ) cuando $P(t) - EP(t) > 0$ & $P(t) - EP(t) + ALMA(t-1) < CC$
- 3- DÉFICIT (DEF) cuando $P(t) - EP(t) < 0$ & $ETR - EP < 0$

donde t y $t-1$ son el mes de análisis y el mes previo respectivamente. A partir de estas componentes se estimó la situación hídrica ($SH = \text{exceso} - \text{déficit}$) para cada mes constituyendo una de las variables principales de análisis en este trabajo (ver Anexo). La SH integra en una sola variable la condición de exceso ($SH > 0$), déficit ($SH < 0$) o equilibrio hídrico ($SH = 0$). De acuerdo a las ecuaciones correspondientes a cada condición (detalladas en el Anexo), la SH guarda determinadas relaciones con la interacción entre la P y la EP , condicionada por el $ALMA$ y la capacidad de campo (CC) del suelo correspondiente:

Para la condición de exceso, la metodología propone una relación lineal entre la SH y $P-EP$:

$$SH(t) = P(t) - EP(t) + ALMA(t-1) - CC \quad (2)$$

En condición de equilibrio: $SH(t) = 0$, el $ALMA$ no alcanza la capacidad de campo, sin embargo la provisión hídrica es tal que el cultivo no sufre estrés hídrico.

Mientras que para las condiciones que dan lugar a déficit hídricos, la relación está dada por la siguiente ecuación:

$$SH(t) = P(t) - EP(t) + |ALMA(t) - ALMA(t-1)| \quad (3)$$

donde $ALMA$ se estima según la siguiente ecuación (Forte Lay y Burgos, 1983):

$$ALMA(t) = ALMA(t-1) e^{\frac{P(t) - EP(t)}{CC}} \quad (4)$$

A partir de las ecuaciones (2), (3) y (4), la relación entre la SH y la diferencia $P-EP$ es lineal

y exponencial; de manera que la SH depende de $P-EP$ de meses anteriores, a través de su dependencia con el almacenaje del mes previo.

Finalmente, con el fin de elegir un método de interpolación espacial, se aplicaron y compararon distintas metodologías: Distancia Inversa, Kriging, Mínima curvatura, entre otras (Kagan, 1997). A partir de este análisis, los gráficos de distribución espacial se realizaron utilizando el método de interpolación de kriging, de forma tal que los valores de mayor magnitud son conectados en lugar de permanecer aislados (Kagan, 1997).

3. RESULTADOS

Inicialmente se analizó el comportamiento de las variables de entrada del modelo de Balance Hídrico Seriado. Para ello, en la Figura 1 se presenta la distribución espacial mensual del valor medio de la diferencia entre P y EP , a partir de aquí $P-EP$. En términos generales, el valor medio de $P-EP$ presenta una disposición longitudinal de las isolíneas para el semestre frío (abril-septiembre) y un gradiente noreste-sudoeste para el semestre cálido (octubre-marzo); exhibiendo los mayores valores al este y noreste de la región. Este comportamiento sigue la distribución espacial de los valores medios mensuales de la P (no se muestra) descriptos por Penalba y Vargas (2008). En el noreste de la región de estudio las precipitaciones alcanzan los mayores valores en octubre/noviembre y marzo/abril. El sector oeste y noroeste presenta un gradiente este-oeste con mayores valores de precipitación en los meses cálidos. En el centro se presentan las mayores precipitaciones en marzo y máximos secundarios de octubre a febrero. Por último, el ciclo anual de precipitaciones es similar hacia el sur pero de menor magnitud.

Por su parte, la distribución de la EP (no se muestra) es coherente con la distribución de temperatura efectiva mensual que, según la ecuación (1), depende de la amplitud térmica. Según Pántano (2011), de diciembre a marzo

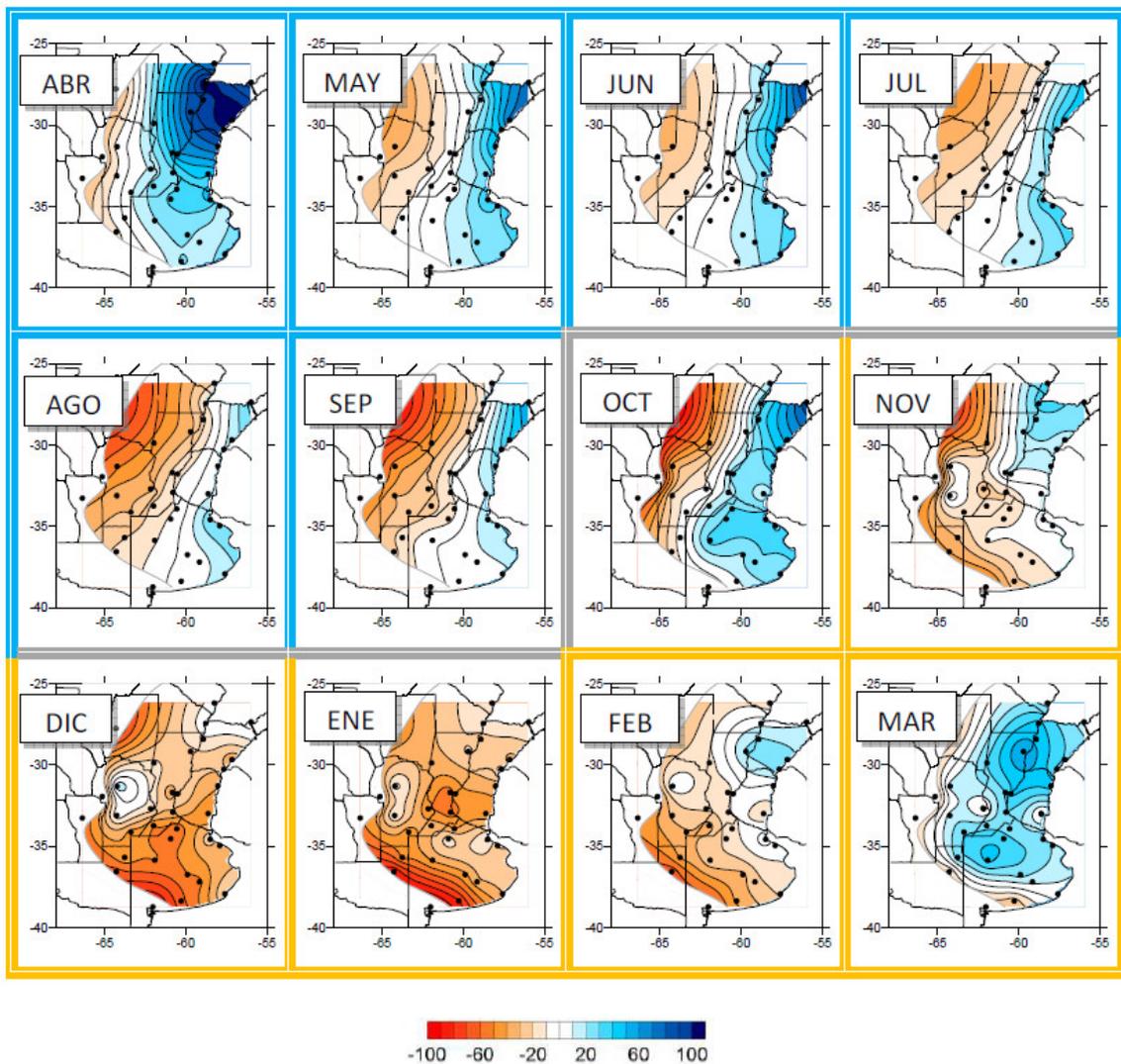


Figura 1: Distribución espacial de la P-EP media (mm) en contornos para el período 1970-2006. La ubicación geográfica de las estaciones están indicadas con puntos.

se observa un gradiente este-oeste de EP con una disposición de las isólinas en forma longitudinal, mientras que de abril a junio se presenta un gradiente norte sur que se va inclinando en los meses de agosto a noviembre. Para el semestre cálido se alcanzan los mayores valores de EP, asociados a una amplitud térmica mayor. Este aumento explica los bajos valores de P-EP durante diciembre y enero.

En la distribución espacial de P-EP observada en la Figura 1, la variabilidad de la precipitación tiene una mayor influencia. Los máximos de precipitación en los meses de otoño se

manifiestan en los máximos de P-EP, dando lugar a condiciones de mayor disponibilidad hídrica para el suelo. A partir del mes de mayo, P-EP se va reduciendo hasta que en el mes de septiembre, los aumentos de precipitación comienzan a modificar su magnitud en el este, incrementándose hasta el mes de octubre, con un fuerte gradiente este-oeste. Sin embargo, el área con valores negativos de P-EP avanza gradualmente hacia el este a partir de noviembre hasta cubrir casi toda la región de estudio en el mes de enero.

Con la finalidad de analizar el nivel de

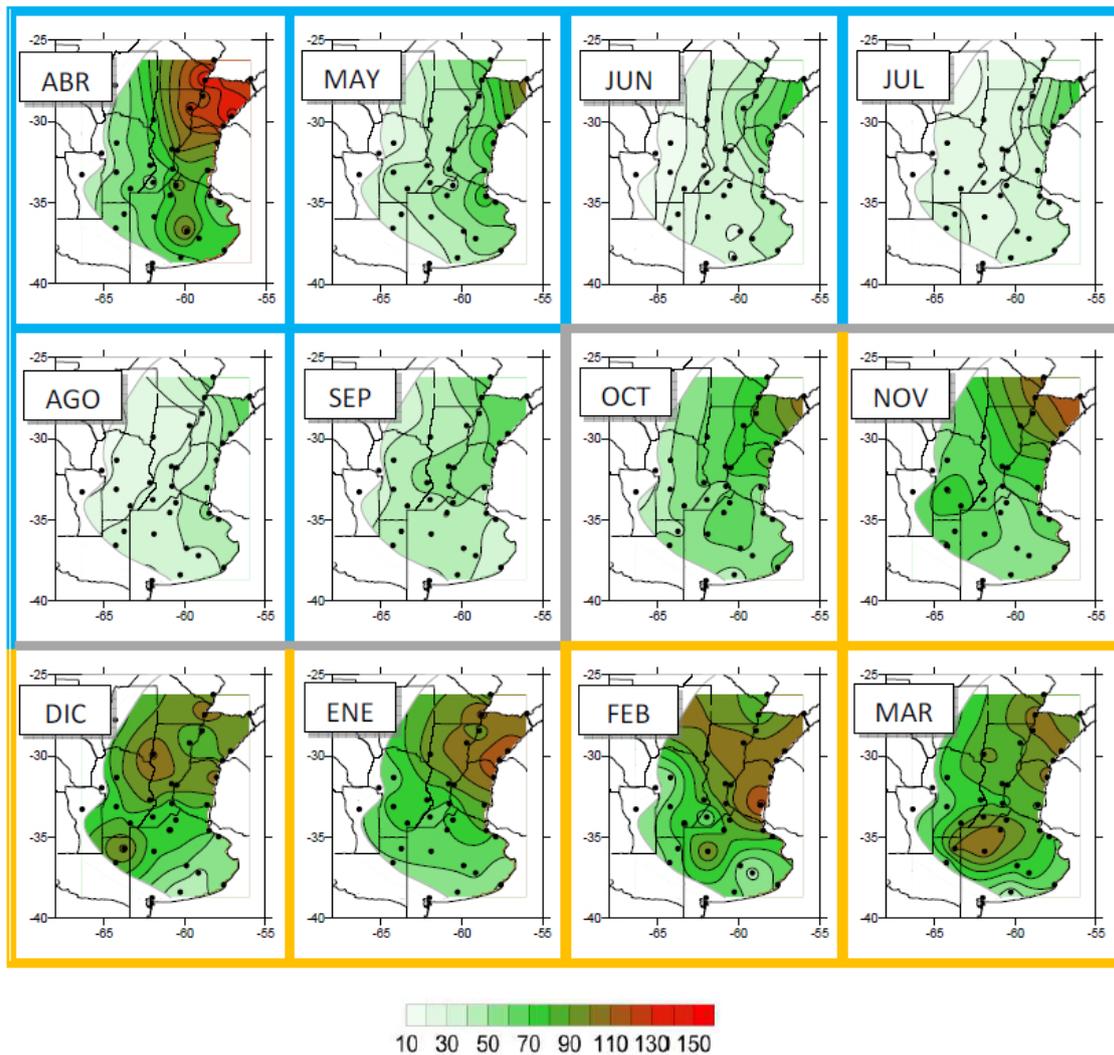


Figura 2: Distribución espacial del desvío estándar de P-EP (mm) para el período 1970-2006.

representatividad de las condiciones medias de P-EP, se calculó el desvío estándar de P-EP en términos mensuales (Figura 2). La variabilidad de la P-EP se ve afectada principalmente por la variabilidad de la P, que influye sobre los resultados del balance hídrico. Sin embargo, la variabilidad del balance hídrico es menor a la variabilidad de la P por considerar el agua en el suelo que actúa como regulador. Por eso, para algunas aplicaciones agronómicas se utiliza el balance hídrico en lugar de P. En un análisis espacial comparativo entre las Figuras 1 y 2, se observa que los sectores con altos valores de P-EP media se caracterizan también por altos valores de desvío estándar; alcanzando los

máximos valores en el noreste de la región. En general, durante el semestre cálido y hasta el mes de abril se presenta la mayor variabilidad; y se observa que los valores de desvío estándar alcanzan una magnitud igual o mayor que los valores medios. Por ejemplo, en Paso de los Libres durante el mes de abril, P-EP medio es cercano a los 100 mm mientras que el desvío estándar supera los 110 mm. En los sectores donde P-EP es cercano a cero en términos medios, el desvío estándar supera ampliamente estos valores, y es el estadístico que caracteriza el comportamiento de P-EP en esas regiones. Hacia el oeste, si bien el desvío es menor que en la Mesopotamia, su importancia radica en

que los valores fluctúan alrededor de un valor medio cercano a cero, lo que representa un factor a considerar en la planificación agrícola.

A su vez, en términos generales, se observa una variación espacial del ciclo anual del desvío estándar (Figura 2). En la Mesopotamia se observan los máximos valores en el mes de abril, luego disminuye progresivamente hasta el mes de agosto. A partir de septiembre, el desvío estándar de P-EP comienza a incrementarse siguiendo el gradiente noreste-sudoeste hasta el mes de noviembre. En el noroeste de la Provincia de Buenos Aires, aparece un centro de máximo relativo en marzo, coincidente con el mes en que P-EP se maximiza. La alta variabilidad de esos meses está dada principalmente por la precipitación, cuya consecuencia afecta directamente las tareas agrícolas. Cuando la misma es excesiva puede dificultar la cosecha de los cultivos de verano como así también afectar la calidad del grano cosechado; mientras que cuando es escasa no alcanza para una buena recomposición del almacenaje de agua del suelo tras los meses de verano, en los cuales la evapotranspiración es alta. A su vez, se observa un centro de máximo relativo en el noroeste (Ceres) y sudoeste (General Pico) de la región en diciembre, en la Mesopotamia en enero y hacia el sur (Gualeduaychú) en febrero. Estos centros no acompañan el comportamiento espacial de P-EP media. Las zonas que abarcan los centros ubicados al oeste se caracterizan por valores negativos de P-EP media, y coinciden con la zona de transición que separa los climas semiáridos de subhúmedos secos y subhúmedos húmedos. Por lo tanto, la alta variabilidad pone de manifiesto el grado de vulnerabilidad para las actividades agrícolas que allí se desarrollan. Dicha actividad se ha incrementado gracias a los mejores precios de los granos y el incremento de las precipitaciones a partir de los años 70-80. A su vez, el avance de la tecnología acompañó este proceso hacia una agricultura sustentable y menor riesgo, pero la variabilidad sigue siendo fuente de vulnerabilidad. En este sentido, Murphy y Hurtado (2006) muestran la zona dentro de la cual se desplaza el índice

hídrico de Thornthwaite de -20 y 0, valores que separan los climas semiáridos de los subhúmedos secos y subhúmedos húmedos. En su análisis advierten sobre el riesgo que se asume para la agricultura al incorporar las tierras ubicadas en la zona de transición y la necesidad de adoptar tecnologías que permitan mitigarlo.

Las características integradas del valor medio y el desvío estándar de P-EP se ven reflejadas en el porcentaje de casos en que la precipitación supera (Figura 3) o no a la evapotranspiración potencial a lo largo del período, determinando los meses de excesiva o insuficiente humedad, respectivamente. Se pueden identificar algunas estaciones al este en donde predominan los casos de humedad excesiva (en junio, julio, septiembre y octubre) asociado a P-EP positivo y a que el desvío estándar es bajo en el semestre frío. Mientras que en la mayor parte de las estaciones de la Pcia. Córdoba y alrededores predominan los casos de humedad insuficiente.

En el centro, se presenta una región de transición con similar porcentaje de P-EP positivo y negativo. Como se observó en la figura 1, esta región se caracteriza por P-EP medio cercano a cero que no se asocia a una SH de equilibrio sino que se debe a la variabilidad de los casos. Durante el semestre cálido, el desvío estándar es mayor y por lo tanto es más extensa el área con porcentajes similares de ambos casos. Aún así, entre diciembre y febrero se pueden identificar algunas estaciones en el centro que, al igual que el sector sur, presentan un predominio de casos de humedad insuficiente.

Las variables de entrada del balance hídrico mensual seriado, analizadas a través de la descripción de P-EP, condicionan los valores de almacenaje y evapotranspiración real. Debido a que tanto el exceso como el déficit dependen de éstas, la interacción entre P y EP está condicionando indirectamente los valores de la SH, tal como se describió en la metodología. La SH presenta condiciones de déficit en las regiones en que P-EP es negativo y condiciones de excesos o equilibrios donde P-EP es positivo.

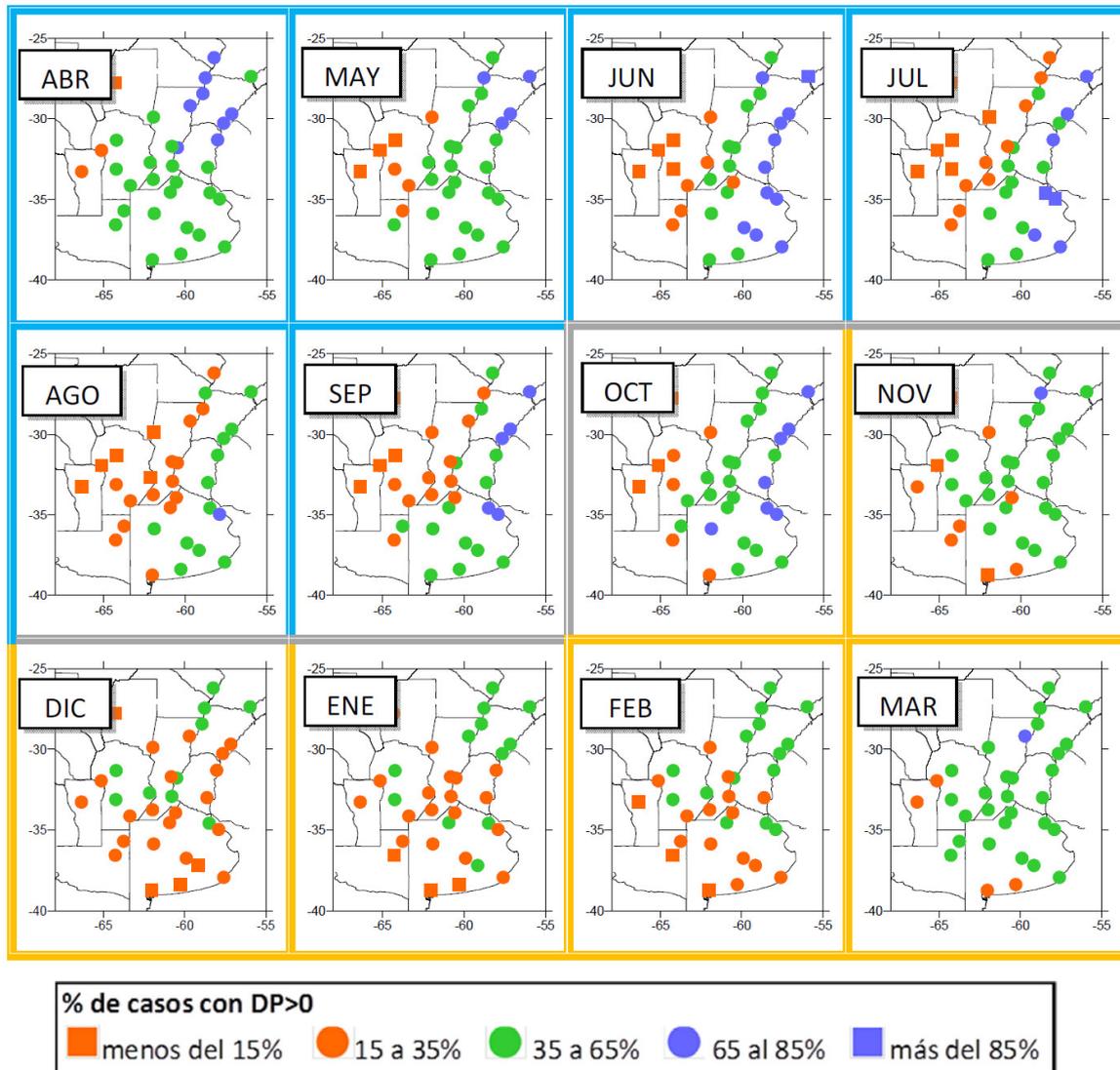


Figura 3: Distribución espacial del porcentaje de casos positivos de P-EP para el período 1970-2006.

Por lo tanto, la distribución espacial de la SH será análoga a la de P-EP (Figura 1). En los casos de P-EP positivo, las características del suelo, dadas por la capacidad de campo, determinan si el suelo permanece en condiciones de equilibrio o se generan excesos.

Con el fin de profundizar sobre la respuesta de la SH a las variables de entrada, se analiza la relación entre SH y P-EP a partir de los diagramas de dispersión en las Figuras 4 y 5, para los semestres cálido (octubre a marzo) y frío (abril a septiembre), respectivamente. A

modo de ejemplo, se muestran los resultados de 8 estaciones distribuidas en la región de estudio con el fin de analizar las distintas particularidades: Ceres, Corrientes, General Pico, Gualeguaychú, La Plata, Pehuajó, Río Cuarto y Tres Arroyos. En los diagramas se diferencian las distintas condiciones hídricas: EXC, DEF y EQ (ver Datos y Metodología). Las situaciones de exceso se clasifican en dos categorías, la primera cuando el suelo se encuentra saturado o en vías de saturación, que corresponde a los meses en los cuales el almacenaje del mes anterior alcanzó la CC.

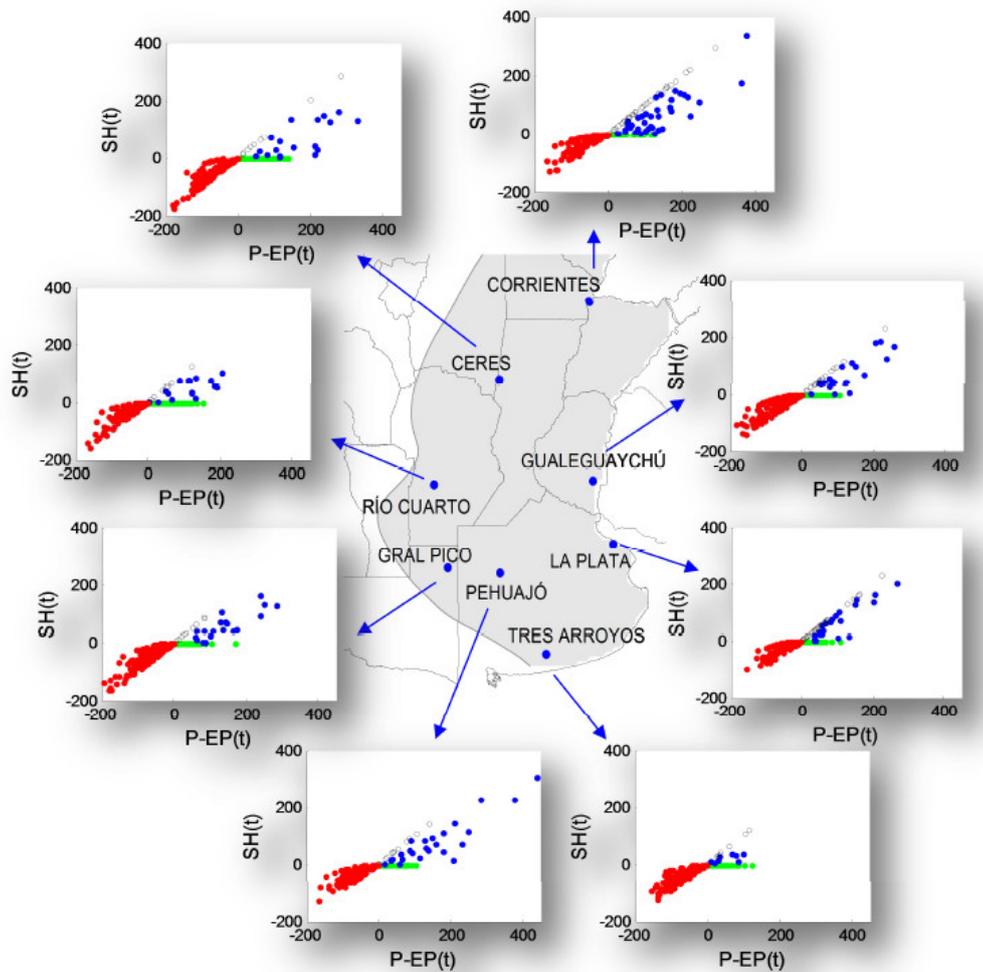


Figura 4: Diagrama de dispersión de situación hídrica -SH (mm)- en función de la diferencia entre la precipitación acumulada y la evapotranspiración potencial mensuales (P-EP en mm) para el semestre cálido del período 1970-2006. Los puntos están clasificados en los distintos casos que integra la SH: EXC en azul, EXC(CC) en negro, DEF en rojo y EQ en verde.

Estos casos están indicados en las Figuras 4 y 5 como EXC(CC). En la segunda categoría la CC no fue alcanzada y las mismas se representan como EXC.

En el sector este (Corrientes, Gualaguaychú y La Plata) se observa la mayor variabilidad de SH y ocurrencia de excesos, debido a los altos valores de P-EP. Estas estaciones se caracterizan por una mayor persistencia en la ocurrencia de excesos dada por el mayor porcentaje en la categoría EXC(CC), profundizándose hacia el noreste. En el sector occidental, la condición

de déficit es la que predomina. En particular, bajo condiciones de P-EP positivas, prevalecen las condiciones de equilibrio durante el semestre frío en Gral Pico, Río Cuarto y Tres Arroyos. En el caso de Pehuajó y Ceres, la mayor dispersión de EXC durante el semestre cálido es semejante a la variabilidad de las estaciones orientales y la baja variabilidad durante el semestre frío se asimila a las estaciones occidentales (Figuras 4 y 5).

Por lo tanto, algunas regiones se caracterizan por una condición específica de SH en

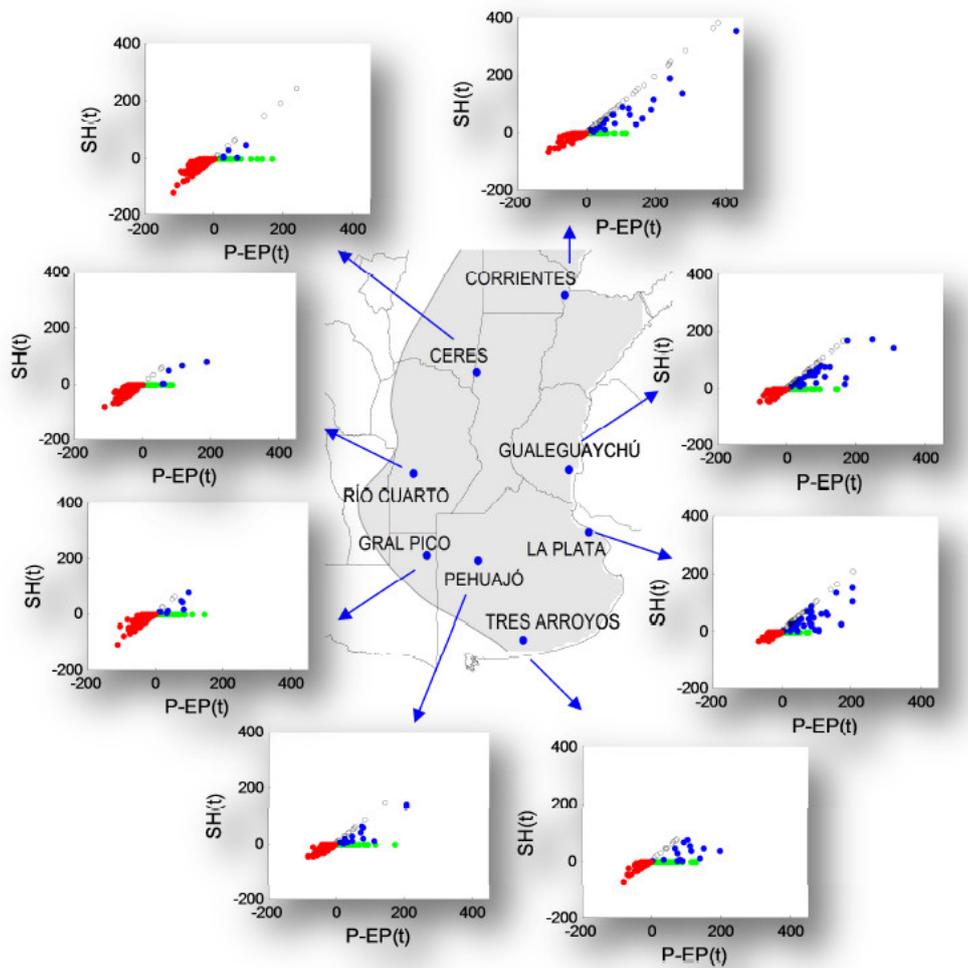


Figura 5: Diagrama de dispersión de la situación hídrica $-SH$ (mm)- en función de la diferencia entre la precipitación acumulada y la evapotranspiración potencial (P-EP en mm) para el semestre frío del período 1970-2006. Los puntos están clasificados en los distintos casos que integra la SH: EXC en azul, EXC(CC) en negro, DEF en rojo y EQ en verde.

determinadas épocas del año mientras que, en general, la región de estudio se caracteriza por una SH muy variable. Dicha variabilidad es una de las principales fuentes de vulnerabilidad de la actividad agropecuaria, principalmente en el sector marginal occidental.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La diversidad de factores que afectan la disponibilidad hídrica y la variabilidad de cada uno de ellos determinan la complejidad del sistema suelo-atmósfera. Entre ellos, la precipitación constituye el aporte más

importante de agua al suelo. El aumento de la precipitación observado en los últimos años favoreció la expansión de la superficie sembrada, principalmente en el área marginal occidental más seca de Argentina. Afortunadamente, la adopción de técnicas agrícolas destinadas a mejorar el uso eficiente del agua que acompañó esta expansión, incrementó la sustentabilidad del sistema y la productividad de los cultivos. En este contexto, el estudio de la interacción entre el suelo y la atmósfera ayudará a comprender, en parte, este sistema. Una de las formas de llevar a cabo este estudio es a través del análisis del balance hídrico del suelo. En

el presente trabajo se analizó la variabilidad de la evapotranspiración potencial (EP) y la precipitación (P), y la respuesta de la situación hídrica mensual (SH) del suelo cubierto de pradera, estimada a partir de los componentes del balance hídrico, en la región oriental de producción agrícola de secano de Argentina.

Los cultivos presentan una fuerte dependencia de las condiciones hídricas del suelo, debido a que en la región de estudio se lleva a cabo una agricultura sin riego. A los efectos de discutir la aplicación de los resultados en la región, se tiene en cuenta cuáles son las necesidades específicas de los cultivos de verano (maíz, girasol y soja) e invierno (principalmente del trigo) en sus distintas etapas fenológicas. Para la descripción que se realiza a continuación se consideraron, para los cultivos de verano, las fechas medias de siembra (primavera); floración-comienzo de fructificación (verano) y cosecha (otoño). A su vez, fin de otoño-comienzo de invierno coincide con la fecha media de siembra del trigo y otros cereales invernales.

Desde este punto de vista, la importancia para los cultivos del desbalance entre oferta (P) y demanda (EP) depende de la época del año en la que ocurre. En términos medios, se observaron diferencias negativas entre la Precipitación acumulada mensual y la Evapotranspiración Potencial mensual (P-EP) en casi toda la región durante los meses de verano, culminando el desecamiento edáfico en el mes de febrero (Pascale y Damario, 2004). Con esta consideración, si bien el aumento de las lluvias observado en los últimos años favorecería a los cultivos de verano (por una mayor entrada de agua al sistema), los valores de P-EP dan evidencia de que no se satisface la totalidad de los requerimientos. De este modo, las condiciones climáticas tienden a ser limitantes para el correcto abastecimiento de agua de los diferentes cultivos. En efecto, en los cultivos de cosecha de granos es clave contar con una buena provisión de recursos para la generación de rendimiento en el momento en que dichos granos se están generando en la planta.

En particular, el balance hídrico incorpora inmediatamente el agua de lluvia al almacenaje total del suelo que puede estar muy seco y, por lo tanto, la misma se considera fuertemente retenida como para que se evapotranspire. Sin embargo, en su drenaje hacia las capas más profundas, atravesando áreas ocupadas por las raíces de las plantas, esta agua está disponible para el cultivo, a veces por varios días, anulando o atenuando el estrés hídrico del cultivo en el período crítico. Si esto no se cumple durante dicho período crítico, el número de granos por unidad de superficie se verá comprometido, en muchos casos de manera irreversible.

Con respecto al ciclo anual de P-EP, en marzo comienza la recarga de agua en el suelo debido fundamentalmente a la disminución de la EP y al aumento de las precipitaciones. Esta etapa coincide con la cosecha de los cultivos estivales, crítica respecto a los excesos hídricos, y la preparación de la cama de siembra para los cultivos de ciclo invernal. De esta manera, los meses de otoño son claves para la recarga de agua del suelo para los meses que continúan. Durante marzo y abril se observaron los valores más altos de P-EP en casi toda la región, salvo el sector sudeste. Allí, los mayores valores se observaron en el invierno y la primavera, lo que explica el protagonismo de la producción de trigo en el sudeste de Buenos Aires (www.bolsadecereales.com). Entre mayo a junio (siembra temprana del trigo) y julio a septiembre (período vegetativo), P-EP se va reduciendo. En septiembre, los aumentos de precipitación acompañan el período de floración y comienzo de fructificación (unos 20 días aproximadamente) de los cultivos de invierno. Ésta constituye la etapa crítica respecto a la disponibilidad hídrica y a las heladas. En el oeste comienza el decrecimiento de humedad del suelo con P-EP negativa que avanza gradualmente hacia el este hasta cubrir casi toda la región de estudio en el verano. A su vez, el suelo se prepara para la siembra de los cultivos de ciclo estival.

En cuanto a la distribución espacial de P-EP,

la región que presenta las mejores condiciones hídricas estivales es la que hoy está ocupada preferentemente por los cultivos de maíz y soja, exigentes en agua durante el verano. Mientras que hacia el sudoeste son frecuentes las sequías estivales, y es donde el girasol tiene mejor comportamiento. En cambio, el noroeste, caracterizado por sequías a fines de invierno y principios de primavera, es poco favorable para cultivos invernales como el trigo, que no tienen casi limitantes hídricas en el resto de la región.

De acuerdo al comportamiento del desvío estándar de P-EP, la mayor variabilidad se observa durante el semestre cálido y hasta el mes de abril, principalmente en el sector noreste. En el sector sur, el gradiente de variabilidad (oeste-este) es opuesto al gradiente de valores medios durante los meses de verano. Como consecuencia, se identificaron estaciones en donde predominan los casos de humedad excesiva al este en el semestre frío y casos de humedad insuficiente al oeste en el semestre cálido. En las demás estaciones se presenta similar porcentaje de P-EP positivo y negativo.

El análisis de los diagramas de dispersión pone de manifiesto la complejidad de la relación entre la SH y P-EP del mes correspondiente. En las estaciones analizadas al este, se alcanza con mayor facilidad las condiciones de excesos ya que los valores de P-EP, sumados al almacenaje de agua en el suelo, superan más frecuentemente la capacidad del campo del suelo. Por otro lado, las estaciones occidentales permanecen en condiciones de equilibrio en un mayor porcentaje, principalmente durante el semestre frío. La zona de transición se caracteriza por una alta estacionalidad, en la cual la dispersión de los excesos es similar a la zona oriental en los meses cálidos y a la occidental en los meses fríos.

La mayor fuente de variabilidad del balance hídrico es la precipitación, por lo cual se deben considerar especialmente los cambios observados que modifican considerablemente el contenido de agua en el suelo. Conociendo el grado de dispersión, a partir de un escenario proyectado,

se puede inferir el comportamiento de la SH de forma tal que la producción agropecuaria pueda mejorar las estrategias de adaptación.

A partir del estudio realizado en este trabajo, es posible explicar la respuesta hídrica del suelo frente a la variabilidad del clima, analizada a través de la temperatura y la precipitación. En términos agrícolas, la variabilidad climática es el principal componente de riesgo asociado al rendimiento de los cultivos. Este estudio puede ser complementado con el análisis de otras variables de manejo (fecha de siembra, densidad, período de barbecho, etc.) constituyendo una herramienta para definir la estrategia de cultivo, enmarcado en una matriz de riesgo. A su vez, el análisis podría ser utilizado en modelos de gestión y planificación de la agricultura en una de las regiones más importantes de la Argentina, en donde los cultivos dependen fuertemente de las condiciones climáticas.

Agradecimientos: A los proyectos UBA 01/W789 y 200200100100477; CONICETPIP0227 y CLARIS LPB (European Community's Seventh Framework Programme under Grant Agreement No. 212492) por financiar este trabajo. Al Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (FCEyN, UBA), la Cátedra de Climatología y Fenología Agrícolas (FAUBA) y el Consejo Nacional de investigaciones Científicas y Tecnológicas. Al Servicio Meteorológico Nacional y el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria por la provisión de datos. Los autores agradecen los comentarios de un revisor anónimo que contribuyeron a mejorar este trabajo.

ANEXOS

A partir de los valores mensuales de la $P(t)$ y la $EP(t)$ estimada, mencionadas en el trabajo, los componentes del Balance Hidrológico Mensual Seriado se estimaron de acuerdo a las siguientes ecuaciones:

1) Evapotranspiración Real (ETR)

$$ETR(t) = \begin{cases} P(t) + |ALMA(t) - ALMA(t-1)| & \text{si } P(t) - EP(t) < 0 \\ EP(t) & \text{si } P(t) - EP(t) \geq 0 \end{cases}$$

2) Almacenaje (ALMA)

$$ALMA(t) = \begin{cases} ALMA(t-1)e^{\frac{P(t)-EP(t)}{CC}} & \text{si } P(t) - EP(t) < 0 \\ CC & \text{si } P(t) - EP(t) > 0 \text{ y} \\ & P(t) - EP(t) + ALMA(t-1) > CC \\ P(t) - EP(t) + ALMA(t-1) & \text{si } P(t) - EP(t) \geq 0 \text{ y} \\ & P(t) - EP(t) + ALMA(t-1) \leq CC \end{cases}$$

3) Exceso (EXC)

$$EXC(t) = \begin{cases} ALMA(t-1) + P(t) - EP(t) - CC & \text{si } P(t) - EP(t) + ALMA(t-1) > CC \\ 0 & \text{si } P(t) - EP(t) > 0 \text{ y } P(t) - EP(t) + ALMA(t-1) < CC \\ 0 & \text{si } P(t) - EP(t) \leq 0 \end{cases}$$

4) Déficit (DEF)

$$DEF(t) = EP(t) - ETR(t)$$

Reemplazando la ETR en la ecuación de DEF, se puede obtener la estimación del déficit mensual en función de las variables de entrada y el almacenaje:

$$DEF(t) = \begin{cases} EP(t) - P(t) - |ALMA(t) - ALMA(t-1)| & \text{si } P(t) - EP(t) < 0 \\ 0 & \text{si } P(t) - EP(t) \geq 0 \end{cases}$$

Integrando el exceso y el déficit en una sola variable, denominada situación hídrica (SH=exceso - déficit), se obtiene:

$$SH(t) = \begin{cases} ALMA(t-1) + P(t) - EP(t) - CC & \text{si } P(t) - EP(t) + ALMA(t-1) > CC \\ 0 & \text{si } P(t) - EP(t) \geq 0 \text{ y } P(t) - EP(t) + ALMA(t-1) \leq CC \\ P(t) - EP(t) + |ALMA(t) - ALMA(t-1)| & \text{si } P(t) - EP(t) < 0 \end{cases}$$

REFERENCIAS

- Boulanger, J.P., Leloup, J., Penalba, O., Rusticucci, M., Lafon, F. y Vargas W., 2005. Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: Long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Climate Dynamics*, 24, 393-413.
- Burgos, J. y Corsi, W., 1970. Comprobación de métodos de simulación de balances de agua computados con datos meteorológicos. *Bol. Tec.* 57. La Estanzuela. Uruguay.
- Camargo, A.P., Marin, F.R., Sentelhas, P. C. y Giarola Piccini, A., 1999. Ajuste de equação de Thornthwaite para estimar la evapotranspiración em climas arido y superhmedo, com base na amplitude térmica diaria. *Rev. Bras. Agrometeorología*, 7, 2: 251-257.
- Dirmeyer, P.A., Schlosser, C.A. y Brubaker, K.L., 2009. Precipitation, Recycling, and Land Memory: An Integrated Analysis. *Journal of Hydrometeorology*, volume 10.
- Falasca, S., Ulberich, A. y Mordenti, S., 1998. Constantes hidrológicas de la Provincia de Buenos Aires por dominio edáfico. XVII Congreso Nacional del Agua. 2: 49-56
- Forte Lay, J.A. y Burgos, J.J., 1983. Verificación de métodos de estimación de la variación del almacenaje de agua en suelos pampeanos. Pags 162-180, "La sequía y el hombre" CONICET-National Science Foundation. Taller Argentino-Estadounidense sobre sequías, Mar del Plata.
- Forte Lay, J.A. y Spescha, L., 2001. Método para la estimación de la climatología del agua edáfica en las provincias pampeanas de la Argentina. *Rev. Arg. Agrometeorología* 1(1): 67-74.
- Kagan, R. L., Gandin, L. S. y Smith, T.M., 1997: Averaging of Meteorological Fields. Kluwer Academic Publishers, 279 pp.
- Liebman, B., Vera, C., Carvalho, L.M., Camilloni, I.A., Hoerling, M.P., Allured, D., Barros, V.R., Baez, J. y Idegain, M., 2004: An observed trend central South American Precipitation. *J Climate*, 17, 4357-4367.
- Magrin, G.O., Travasso, M.I. y Rodríguez, G.R., 2005. Changes in Climate and Crop Production during the 20th Century in Argentina Climatic Change. Volume 72, Numbers 1-2, 229-249.
- Minetti, J.L., Vargas, W.M., Poblete, A.G., Acuna, L.R. y Casagrande, G., 2003. Non-linear trends and low frequency oscillations in annual precipitation over Argentina and Chile, 1931-1999. *Atmósfera*, 16, 119-135
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment in the stat and movement of water living organism. Symposium of the society for experimental biology, 1964, San Diego. *Symp. Soc. Exp. Biol.*, v19, p205-34, 1965.
- Murphy, G.M., 2010. El clima y el crecimiento de la producción agrícola. *El clima*. indd. 13:41
- Murphy, G.M. y Hurtado, R.H., 2006. Variabilidad del límite de la región agrícola de secano en la Argentina. pags 70-71. XI Reunión Argentina de Agrometeorología "La Agrometeorología y el Desarrollo local". La Plata, Bs As, Argentina, 5-8 de septiembre de 2006.
- Murphy, G.M., Hurtado, R.H. y Rodríguez, R.O., 2002. Evaluación de una modificación del cálculo de la evapotranspiración potencial por la metodología de Thornthwaite para su aplicación en la región pampeana. 9º Reunión Argentina de Agro. Vaquería, Córdoba. Vol 1, 175-176.
- Pántano, 2011. Análisis de las Condiciones Hídricas de la región oriental argentina de producción agrícola en secano. Tesis de Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera. Universidad de Buenos Aires.
- Pascale, J.Y. y Damario, E.A., 1977. El Balance Hidrológico Seriado y su utilización en estudios agroclimáticos. *Rev. Fac. Agron. La Plata* (3a época), 53 (1-2): 15-34
- Pascale, J.Y. y Damario, E.A., 2004. Bioclimatología agrícola y agroclimatología. FAUBA. Pags 327-360
- Penalba O., Rivera J. y Pántano V., 2013. The CLARIS LPB database: constructing a long-term daily hydrometeorological dataset for La Plata Basin, Southern South America.

- Enviado a Geoscience Data Journal.
- Penalba, O.C. y Robledo, F., 2010. Spatial and temporal variability of the frequency of extreme daily rainfall regime in the La Plata Basin during the 20th century. *Climatic Change* 98:531–550
- Penalba, O.C. y Vargas, W.M., 2004. Interdecadal and Interannual variations of annual and extreme precipitation over central-northeastern Argentina .Changes in the extreme precipitation seasonal cycle. *Int. J. Climatology*, 24, 12, 1565-1580.
- Penalba, O.C. y Vargas, W.M., 2008. Review. Variability of low monthly rainfall in La Plata Basin. *Meteorological Applications* 15: 313–323.
- Penman, H. 1948. Natural evapotranspiration water, base soil and grass. *Proc. Royal Soc. Am. London*. 193: 120-143.
- Planchuelo-Ravelo, 1988. Relaciones hídricas entre las plantas y el medio ambiente. *Evapotranspiración y Balance Hídrico. Manual teórico. AADA y UNRC. Seminario desarrollado el 10 y 11 de diciembre de 1987, Córdoba.*
- Ratto, 2000. *Agua del Suelo. Principios de Edafología con énfasis en suelos argentinos. Editorial Facultad Agronomía. 2da edición.*
- Rusticucci, M. y Barrucand, M., 2004. Observed Trends and Changes in Temperature Extremes over Argentina. *Journal of climate. Notes and Correspondence. American Meteorological Society.* pags 4099-4107
- Spescha, L., Murphy, G., Hurtado, R. y Fernandez Long, M., 2009. Evidencias del Cambio Climático sobre las Variables Agrohidrológicas en la Region Oriental de Secano (Argentina). XVI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, septiembre 2009. Belo Horizonte, MG
- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geog. Review*. 38: 55-94
- Thornthwaite, C.W. y Mather, J.R., 1957. *Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and water balance. Drexel Institute of technology. Publications in Climatology. Vol. X. N° 3.* 185-311.
- Vargas, W. M. y Levinsky, A. E., 1976. *Métodos de análisis de las condiciones hídricas mediante técnicas de balance. Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas. INCYTH. Argentina. Buenos Aires. 556.1. VARm.*

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

NOTAS Y CORRESPONDENCIA

PROGRESO EN EL MODELO DE PRONOSTICO DE OLAS HASTA UN MOSAICO GLOBAL MULTIESCALA

Paula Etala¹, Stella Maris Alonso¹, Débora Souto¹, Claudia Romero¹, Pablo Echevarría²

¹Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires, Argentina

²Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 5 de marzo de 2013, en su versión final el 20 de agosto de 2013)

RESUMEN

Este artículo describe la reciente actualización del sistema operacional de pronóstico numérico de olas en SHN/SMN. El modelo de olas SMARA/WAM, basado en una versión casi estándar de WAM 4.0 fue reemplazado por el nuevo modelo WAVEWATCH III® 3.14 multigrilla de NOAA/NCEP. Una versión autónoma para el Atlántico Sur y los océanos australes produjo pronósticos de olas a 4 días 4 veces por día durante algo más de un año. La partición del espectro permite presentar productos más realistas, con superposición de mares en campos pronosticados y múltiples trenes de olas en puntos fijos. Actualmente, un mosaico multiescala provee cobertura global con aumento de resolución espacial y calibración específica sobre la plataforma. En esta última versión se implementó una nueva física basada en WAM 4 para el crecimiento y disipación de las olas, que incluye explícitamente el mar de fondo y mostró un comportamiento más apropiado en los océanos australes. Se muestra la distribución espacial de los parámetros estadísticos de error para ambas implementaciones obtenidos a partir del monitoreo del modelo con observaciones de altura significativa de olas de tres altímetros satelitales. Más recientemente se incorporaron observaciones de altura significativa y periodo del pico en boyas fijas, que permiten una visión más profunda de la dinámica del modelo para su futuro mejoramiento.

Palabras clave: pronóstico numérico de olas, olas oceánicas, meteorología marina

PROGRESS IN THE WAVE FORECAST MODEL UP TO A GLOBAL MULTISCALE MOSAIC

ABSTRACT

This article describes the recent improvements to the operational wave numerical prediction system at SHN/SMN. The SMARA/WAM wave model, based on a quasi-standard version of WAM 4.0 was replaced by the new NOAA/NCEP WAVEWATCH III® 3.14. A stand-alone version for the South Atlantic and Southern Oceans produced 4-day wave forecasts four times daily for over one year. Spectral partitioning allows more realistic products including superposed seas in

forecasted fields and multiple wave trains at fixed points. Currently, a multi-scale mosaic provides global coverage with grid refinement and ad-hoc calibration of parameters over the shelf. In the latter version, new physics based on WAM 4 have been implemented for wave growth and dissipation, which explicitly includes the swell and showed a more adequate behavior at the southern oceans. The spatial distribution of error statistical parameters for both implementations is shown as the result of model monitoring with significant wave height observations from three satellite altimeters. More recent is the incorporation of the significant wave height and peak period time series from fixed buoys, which provide further insight of model dynamics for future improvement.

Keywords: numerical wave modeling, ocean waves, marine meteorology

1. INTRODUCCIÓN

El Sistema Global para el Riesgo y Seguridad Marítimos (GMDSS, por sus siglas en inglés), regulado por la Convención Internacional para la Salvaguarda de la Vida en el Mar, asegura la provisión global de Información de Seguridad Náutica y complementa la Convención Internacional para Búsqueda y Rescate Marítimo. También el Sistema de Apoyo para la Respuesta ante Emergencias de Contaminación Marina para alta Mar cubre áreas con la misma distribución geográfica que el GMDSS y sus mismos Coordinadores Meteorológicos. A su vez, la Comisión Mixta Organización Meteorológica Mundial / Comisión Oceanográfica Intergubernamental para la Oceanografía y Meteorología Marina (JCOMM, por sus siglas en inglés) coordina la diseminación de los avisos y boletines del tiempo y del mar para el sistema GMDSS. En el marco de estos compromisos, el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) realiza y difunde pronósticos del tiempo y alertas meteorológicas para las áreas oceánicas adyacentes a nuestro país y el Servicio de Hidrografía Naval (SHN) contribuye al servicio público marino con el desarrollo del sistema de pronóstico numérico de olas. La modelación numérica de los efectos de los fenómenos del tiempo sobre el estado del mar provee guías para el pronóstico y aporta a la prevención de eventos que constituyan una amenaza originada en el mar por factores meteorológicos.

El modelo de olas utilizado operacionalmente para el pronóstico desde 2005 (Etala y otros, 2009) estaba basado en la distribución de WAM 4.0 realizada por el Wave Modelling (WAM) Group (Komen y otros, 1994), que fuera adoptada por el Centro Europeo de Pronóstico a Mediano Plazo (ECMWF). Desde entonces, existieron actualizaciones no distribuidas, tanto en la física y métodos numéricos, como en las nuevas técnicas de cómputo (Janssen, 2007). El esfuerzo de colaboración del SHN y SMN para el desarrollo y aplicación de sistemas de modelación y pronóstico marino se había iniciado con SMARA/WAM (por el entonces denominado Servicio Meteorológico de la Armada) y resultó en la significativa mejora al sistema operacional de pronóstico de olas que es motivo de esta nota.

La iniciativa de desarrollo cooperativo de los National Centers for Environmental Prediction (NCEP) sobre el modelo WAVEWATCH III® incluye importantes actualizaciones de acuerdo con el corriente estado del arte, incorporando diversas ramas de desarrollo (Tolman, 2011). En base a la versión WAVEWATCH III® 3.14 de NOAA/NCEP (Tolman, 2009), el modelo Austral-WWIII para los Océanos Australes y Atlántico Sur produjo el pronóstico numérico de olas operacional en el SMN entre diciembre de 2010 y octubre de 2011, cuando se actualizó a un mosaico global multiescala y un nuevo conjunto de parametrizaciones físicas.

A partir de la iniciativa de verificación e

intercomparación sistemática de sistemas de pronóstico de olas en Bidlot y otros (2002), el Proyecto de Verificación de Pronóstico de Olas (WFVP, por sus siglas en inglés) de JCOMM reúne los pronósticos operacionales de 16 centros y observaciones en boyas fijas y plataformas. SHN/SMN reporta los pronósticos a 4 días del mosaico global Austral-WWIII desde agosto de 2011, en aproximadamente veinte estaciones activas fijas que integran el WFVP en los océanos subtropicales del Hemisferio Sur. El ECMWF colecta y procesa la información para el proyecto y publica mensualmente estadísticas trimestrales de validación por región.

El principal objeto de esta nota es exponer la experiencia en la implementación del modelo WAVEWATCH III® 3.14 de NOAA/NCEP y presentar la aplicación actual del mosaico global multigrilla Austral-WWIII de SHN/SMN. El sistema de pronóstico se presenta brevemente en la sección 2, incluyendo las principales diferencias entre las implementaciones y las parametrizaciones físicas utilizadas en cada caso. Los datos y metodología de validación utilizados se describen en 3. De acuerdo con la práctica habitual en la intercomparación de modelos de olas dentro de un mismo sistema de pronóstico, en la sección 4 se muestran los resultados de validación en la hora 0 de pronóstico o retroanálisis para ambas versiones. A continuación, en la misma sección, se muestra un año de estadísticas mensuales de verificación del pronóstico operacional de Austral-WWIII multigrilla en una boya fija. En la sección 5, se analizan los resultados y las mejoras introducidas con la nueva versión. Finalmente, se resumen las conclusiones en 6.

2. EL MODELO AUSTRAL-WWIII

Austral-WWIII es la implementación de SHN/SMN para los Océanos Australes y el Atlántico Sur del modelo de olas de tercera generación WAVEWATCH III® 3.14 de NOAA/NCEP (Tolman, 2009). La versión inicial (sección 2.3) consistió en un único dominio que abarcaba los Océanos Australes

y el Atlántico Sur hasta los 15° S con una resolución espacial de 0.5° en latitud y longitud. Se denomina “autónoma” a partir de aquí a esta versión, ya que no requiere información de ningún otro modelo de malla más gruesa en sus bordes. En la elección del borde norte, se intentó minimizar en promedio la componente meridional del viento y se asumió perder la información del mar de fondo que se propaga desde el Hemisferio Norte a través de la franja ecuatorial. Esta versión autónoma se mantuvo operativa hasta octubre de 2011, cuando fue reemplazada por el mosaico global. Las islas y accidentes costeros de menor dimensión, que constituyen obstáculos para la propagación de las olas, están representados como obstrucciones de sub-escala, según Chawla y Tolman (2007).

La implementación Austral-WWIII del mosaico global multiescala WAVEWATCH III® (sección 2.4) está enfocada al pronóstico para el Hemisferio Sur y océano adyacente al SE de Sudamérica. La aproximación de este modelo es diferente del clásico anidado sucesivo de modelos de distintas resoluciones en un solo sentido. Este es un único modelo que incluye diferentes componentes en forma de mosaico, con doble sentido de interacción entre ellas. Una componente global de baja resolución es la encargada de generar y propagar las olas desde el Hemisferio Norte en nuestra implementación, con la finalidad de solucionar el problema de la versión autónoma que se menciona en el párrafo anterior.

Los campos de viento en superficie, temperatura de agua de mar, temperatura del aire en superficie y el campo de concentración de hielo marino se obtienen de los pronósticos del Global Forecast System (GFS) del NCEP en su retículo gaussiano T574. El espaciamiento del mismo es constante en longitudes pero irregular en las latitudes. Para esta aplicación particular, el origen de los campos meteorológicos y de hielo se establece en una latitud fija en el extremo sur del retículo del modelo. A los 80° S, el intervalo de latitudes es de 0.2043° y su variación ya es despreciable en este

contexto, de manera que se considera una grilla regular de espaciamiento 0.2045° en longitud y 0.2043° en latitud. En términos espaciales, este espaciamiento representa unos 22 km en latitudes medias.

2.1. Ecuación de balance de la densidad de acción de las olas

En las escalas regionales y oceánicas, que exceden la longitud de onda individual de las olas, los modelos de olas de fase promediada representan el espectro bidimensional de la densidad de energía por unidad de superficie, sin discriminar ondas individuales. La denominada acción de las olas (N) es la densidad de energía dividida la frecuencia intrínseca de cada componente espectral (σ). Localmente, N está definida en un espacio de 4 dimensiones: el espacio geográfico $X = (x, y)$ y el espacio espectral bidimensional $\Delta = (k, \theta)$. Por conveniencia, en este modelo se prefiere en este caso el número de onda k y dirección θ , al más clásico espacio de frecuencia y dirección. La ecuación de balance para la densidad de la acción de las olas en una forma general y referida a un sistema de coordenadas fijo al lecho marino, es:

$$\begin{aligned} \frac{\partial N_{(X,\Delta,t)}}{\partial t} + \nabla_X \left[(Cg + U) N_{(X,\Delta,t)} \right] \\ + \nabla_\Delta \left[c_\Delta N_{(X,\Delta,t)} \right] \\ = S_{in} + S_{ds} + S_{nl} + S_{extra} \end{aligned} \quad (1)$$

en donde el segundo término de la izquierda representa la propagación en el espacio físico o geográfico, con Cg la velocidad de grupo de las olas y U , la de la corriente marina. Similarmente, el tercer término introduce la propagación de la acción de las olas en el espacio espectral, esto es, la transferencia de energía o redistribución entre distintas componentes del espectro. Las velocidades de cambio de los parámetros espectrales de las componentes individuales, dk/dt y $d\theta/dt$, se indican con c_Δ y se originan en las variaciones espaciales de profundidad y corrientes. La primera, forma parte de los efectos de agua poco profunda y del tipo Doppler. La segunda, representa el efecto

de refracción por variaciones de la profundidad y corrientes. Finalmente, con S se simboliza los distintos términos de fuentes y sumideros locales para la acción espectral.

El término de interacción no lineal entre componentes S_{nl} distingue a los modelos de tercera generación y permite obtener la forma del espectro sin recurrir a prescripciones. Con S_{extra} se resume otros términos adicionales que no se explicitan aquí, como crecimiento lineal para inicio desde el reposo, interacciones con el fondo y otros efectos en agua poco profunda. Los términos de crecimiento exponencial por interacción con el viento S_{in} y de disipación S_{ds} se describen más adelante en esta sección, según los paquetes implementados en las respectivas versiones, a partir de Tolman (2009).

La resolución espacial varía con la aplicación y se detalla más adelante en cada caso, mientras que se mantiene la misma discretización del espectro 2-D en las distintas aplicaciones. Se representan periodos entre 2.5 y 24 s, aproximadamente, en 25 frecuencias incrementadas logarítmicamente y se discrimina la dirección en intervalos de 15° . Las corrientes marinas no han sido consideradas en ninguna versión operativa.

2.2. Particiones del espectro de olas

La distribución 3.14 de WAVEWATCH III® incorpora la partición del espectro bidimensional en mar de viento y distintos trenes de mar de fondo para todos los puntos del dominio. La superficie del espectro bidimensional de las olas es tratada en forma similar a una superficie topográfica en la identificación de divisorias de aguas, para determinar sub-picos de energía. Este algoritmo implementado por Tracy y col. (a partir de Tolman, 2009) permite obtener de manera eficiente productos que se acercan más a la experiencia real sobre el océano, que es en general, encontrarse con mares cruzados o distintos trenes de olas. Cada uno queda caracterizado por su altura significativa, periodo y longitud de onda del máximo de

energía o pico (ajustados parabólicamente de los intervalos de frecuencia) y dirección media. La porción del espectro que puede estar siendo afectada por el viento en cada partición se calcula a partir de la velocidad de propagación de cada componente según la frecuencia y la proyección de la velocidad del viento según la dirección. La capacidad de partición del espectro se refleja en dos tipos de productos del Austral-WWIII. Por un lado, boletines de texto con los principales trenes de olas para un punto. Por otro lado, se publican gráficos horarios del campo de mar de viento superpuesto al mar de fondo principal. El mar de viento es la porción del campo de olas que está siendo afectada localmente por el viento. El mar de fondo está formado por aquellas olas que han abandonado su zona de generación y se propagan sin ser afectadas por el viento. Otros detalles sobre estos productos se encuentran en línea en <http://www.smn.gov.ar/>.

2.3. Versión autónoma para los Océanos Australes

El modelo para los Océanos Australes fue calibrado con la altura de ola significativa de los altímetros durante el periodo Enero - Mayo 2010, considerando la física de crecimiento y disipación de Tolman y Chalikov (1996). El término fuente de ingreso exponencial de energía en esta parametrización es

$$S_{in}(k, \theta) = \sigma \beta N(k, \theta) \quad (2)$$

En donde β es un parámetro de interacción olas-viento que depende de la velocidad del viento a una altura igual a la proyección de la longitud de onda de la componente (k, θ) en la dirección del viento. Además de la parametrización del crecimiento, β incluye alguna disipación del mar de fondo por vientos opuestos y el efecto de la estabilidad atmosférica sobre el viento por el contraste de temperatura agua-aire. Se fija una cota máxima al coeficiente de arrastre para viento muy intenso.

Este término fuente de crecimiento está balanceado por la disipación S_{ds} . Una relación

análoga a la disipación turbulenta para las bajas frecuencias,

$$S_{ds}(k, \theta) = -2u_* h k^2 \Psi N(k, \theta) \quad (3)$$

es el efecto dominante, en donde u_* es la velocidad de fricción, h es una medida de la energía en altas frecuencias y Ψ es una función empírica que introduce el efecto del estado de desarrollo de las olas. El valor mínimo de Ψ permitido en el modelo establece una restricción al crecimiento para mares desarrollados. A partir de la puesta a punto se aumentó esta restricción con respecto al valor sugerido, por razones que se discuten en la sección 5. Por otra parte, la disipación para altas frecuencias (no se muestra) es una relación altamente parametrizada, dada una forma exponencial fija de la porción más alta del espectro.

2.4. El modelo Austral-WWIII mosaico global multigrilla

Este modelo global tiene una resolución relativamente baja a partir de los 65° N (1° lat/lon, GLOB) que aumenta a 0,5° lat /lon al sur de los 15° S en el Océano Atlántico y a partir de los 30° S en los Océanos Indico y Pacífico (AUS). Contiene una componente de mayor resolución en el Atlántico Sur desde los 56° S a 25° S y desde la costa hasta los 40° W (PLAT). Con esta última, de 0,20° lat/lon se toma ventaja de la resolución completa actual del modelo atmosférico GFS/NCEP.

En esta etapa también se cambió la selección de la física de crecimiento y disipación al conjunto de parametrizaciones ACC, una de cuyas versiones se evalúa en Ardhuin y otros (2010), y adaptado partir de Ardhuin (comunicación personal). Al término de crecimiento original del modelo WAM4 y sus mejoras (referidos en la introducción), agrega un término específico de disipación según sea el número de Reynolds de la interfase con la atmósfera (Sout). Este decrecimiento se basa entonces en fuerzas viscosas o en la turbulencia producida por la velocidad orbital de las olas y puede aplicarse al mar de fondo solamente como a

todo el espectro completo. También incluye un control sobre el coeficiente de arrastre en viento fuerte. Ajustando convenientemente algunos parámetros de calibración, el término completo es

$$S_{in}(k, \theta) = S_{out}(k, \theta) + \frac{\rho_a \beta_{max}}{\rho_w \kappa^2} e^z Z^4 \left(\frac{u_*}{C} \right)^2 \cos^{1,7}(\theta - \theta_u) \sigma N(k, \theta) \quad (4)$$

en donde ρ_a y ρ_w son la densidad del aire y del agua, respectivamente, β_{max} es un parámetro constante de interacción olas-viento, x es la constante de von Kármán, u^*/C es una medida del estado de desarrollo de las olas (edad), θ_u es la dirección del viento y Z es la relación en la que Janssen (1991) introduce la retroalimentación de la tensión inducida para las olas en el crecimiento y en el coeficiente de arrastre del viento (acoplamiento). Finalmente, la disipación S_{ds} (no se muestra) es una combinación de un límite por saturación y de la interacción de las olas con la turbulencia atmosférica.

3. OBSERVACIONES Y MÉTODO DE VALIDACIÓN

Las boyas fijas y plataformas son tradicionalmente la fuente primaria de validación de los modelos de olas y del viento en superficie, si bien en general se encuentran bastante cercanas a la costa. Proveen series temporales de viento, altura significativa y periodo del pico o medio, del campo de olas en puntos fijos. En el marco del WFVP, que se menciona en la introducción, el ECMWF realiza el control de calidad y selección de las observaciones de olas y viento en boyas fijas y plataformas según Bidlot y Holt (2006). El conjunto de datos consistido por ECMWF considera datos cada 6 horas para la hora 0 de pronóstico o retroanálisis y cada 12 horas para el resto de los plazos a intervalos de 12 horas. En la sección 4.2 se muestra valores mensuales para cada plazo de pronóstico de la validación local del actual sistema operacional, en una boya y a lo largo de un año. Sin embargo, únicamente las observaciones satelitales permiten obtener

la distribución espacial de los errores del modelo. La validación y calibración inicial de los modelos de olas se basó exclusivamente en la altura significativa e intensidad del viento de los altímetros de radar satelital.

Se destaca el error medio como parámetro estadístico para detectar posibles errores sistemáticos y el índice de dispersión (SI), como medida adimensional de la variabilidad del error. Este último es el desvío estándar de los errores, normalizado por la media de la observación o, lo que es lo mismo, el error cuadrático medio normalizado, previa corrección del error sistemático. El error cuadrático medio (RMSE) es otro elemento considerado en la evaluación. Por otro lado, la evaluación del desempeño del modelo en los casos individuales es una práctica rutinaria, mediante el seguimiento con los datos satelitales disponibles a tiempo casi real.

Las validaciones que se presentan en este artículo se efectúan en base a las mencionadas estadísticas clásicas de error sobre los parámetros integrales del espectro de olas que produce el modelo (sección 3.1). Estos últimos representan al campo de olas y se corresponden con los parámetros extraídos de los registros de boyas fijas y de observaciones de altímetros de radares satelitales (sección 3.2).
3.1 Parámetros integrales del campo de olas a partir del espectro bidimensional

La altura significativa de olas (H_s), definida como la altura media del tercio más alto del campo de olas, se aproxima en el modelo a partir de la integral del espectro local bidimensional de energía en las frecuencias y direcciones (E) como

$$H_s = 4\sqrt{E} \quad (5)$$

El llamado período del máximo o pico (T_p) es el periodo que corresponde al máximo del espectro unidimensional de energía. Este modelo ajusta este parámetro parabólicamente desde los intervalos discretos de frecuencia. En general, corresponde a un tren de olas dominante. Se volverá sobre este concepto en la discusión de

la sección 5.

Los parámetros de altura y periodo producidos por un modelo de olas en cada punto de su retícula son representativos del campo de olas en un área determinada por su resolución espacial. A su vez, la velocidad de grupo de las olas determina la escala temporal que corresponde a la escala espacial de cada modelo. En este sentido, el intervalo de tiempo entre campos sucesivos que produce un modelo debería, idealmente, ser acorde al problema y a su resolución espacial, para lograr una completa cobertura de información. Por ejemplo, para olas en agua profunda con un periodo medio de 12 s, una salida horaria brinda una representatividad espacial de aproximadamente 33 km y para olas de 8 s, esta representatividad disminuye a unos 22 km. Una frecuencia horaria de los campos se ajustaría, por lo tanto, a los casos del área hemisférica y mar adyacente al litoral argentino, respectivamente, para el muestreo en la validación de las aplicaciones descritas en la sección 2.4.

3.1. Validación con datos de altímetro satelital

Los productos de altimetría en tiempo casi real de la misión Jason-1 (NASA/CNES) se han utilizado en forma continua desde 2004 y anteriormente, los de su misión predecesora TOPEX/Poseidon (NASA/CNES). En los últimos años se sumaron las observaciones del satélite Envisat, de la Agencia Espacial Europea (ESA), fuera de servicio desde abril de 2012, y de la misión para la topografía de la superficie del mar OSTM/Jason-2, que continúa a las anteriores incorporando la participación de NOAA y EUMETSAT. Los datos de Jason-2 se obtuvieron del producto OGDR (Operational Geophysical Data Record) en formato BUFR desde el Sistema Global de Telecomunicaciones (GTS) de la OMM y alternativamente, del servidor operacional del National Weather Service (NWS) de NOAA hasta noviembre de 2011. Por razones técnicas, actualmente el mismo producto se obtiene del NOCD (National

Oceanographic Data Center) de NOAA.

El criterio de control de calidad de los datos de altímetro está definido en función de la validación, considerando la escala de los modelos. Se aplica un criterio de homogeneidad entre observaciones a lo largo de la traza, que tiene en cuenta el error cuadrático medio informado para cada observación por el algoritmo de obtención del proveedor (Etala y otros, 2005). Los rechazos por inconsistencia puede deberse tanto a que el dato sea erróneo, por ejemplo por una cobertura parcial de hielo en el área o por representar rasgos de sub-escala. El espaciamiento de las observaciones de los altímetros a lo largo de la traza (en general, unos 6 km) es mucho menor que el de cualquiera de estos modelos, aunque por el contrario, la cobertura está lejos de lo deseable en dirección transversal a la trayectoria.

El algoritmo que genera los campos espaciales de error agrupa los datos satelitales en ventanas horarias y calcula los valores correspondientes al modelo en cada punto (colocaciones), considerando también salidas horarias del modelo. Las diferencias se agrupan en cajas de $1^\circ \times 1^\circ$, en donde se calculan los distintos parámetros de validación. La cantidad de colocaciones de observaciones y modelo que intervienen en el cálculo de las estadísticas de error depende de la cantidad de satélites, del periodo de revisita de cada uno y del tamaño de las cajas. Considerando que algo más del 10% de las observaciones han sido rechazadas por el control de calidad, la cantidad de colocaciones por caja y por mes en este estudio es del orden de 100, dependiendo de la latitud y no homogéneamente distribuidas.

4. RESULTADOS

4.1. La versión autónoma y parametrización física TC

Los resultados de validación para la versión autónoma incluidos en esta sección corresponden solamente al periodo coincidente

con la etapa pre-operacional de la nueva versión global multiescala, para permitir la comparación entre ambas. En la Figura 1 se muestra el error medio de la altura significativa de olas con respecto a los altímetros mencionados en 3.2, para el periodo agosto-septiembre de 2011. Las zonas de déficit que se observan a sotavento de Australia y Nueva Zelanda se deben en parte a la anulación de la contribución del mar de fondo del Pacífico tropical y Norte por el borde cerrado. A pesar de esto, todavía permanece algún exceso de energía en los mares desarrollados en el Océano Índico austral. La definida distribución espacial de los errores en la altura significativa de olas en los océanos australes no tienen correlato en los errores de la intensidad de viento (no se muestran). Por el contrario, el SI (Figura 2) presenta una distribución homogénea. Este parámetro normalizado con la altura significativa media se mantiene por debajo del 15% prácticamente en todo el dominio, excepto por el efecto de tormentas aisladas y zonas particulares, como el borde de hielo, en donde presenta valores de hasta 20

4.2. El mosaico global multigrilla y parametrización física ACC

En esta sección se presentan los resultados del periodo pre-operacional del modelo multiescala conjuntamente con la nueva parametrización. Se ajustó el parámetro de acoplamiento olas-viento de acuerdo al campo de viento que se utiliza en esta aplicación. El error medio de la Figura 3 corresponde al mismo periodo de la Figura 1 y se observa que desaparecen las zonas de déficit y exceso más destacadas. Además, la aproximación multiescala permite una calibración más específica para cada subdominio. Se ve en la misma figura que en el área adyacente a la costa argentina hasta los 40° W (PLAT) prácticamente no hay desvío. El SI (Figura 4) arroja valores homogéneamente distribuidos y similares a la versión anterior. El RMSE (no se muestra) también presenta una distribución homogénea, mejorando el de su contraparte en la versión autónoma.

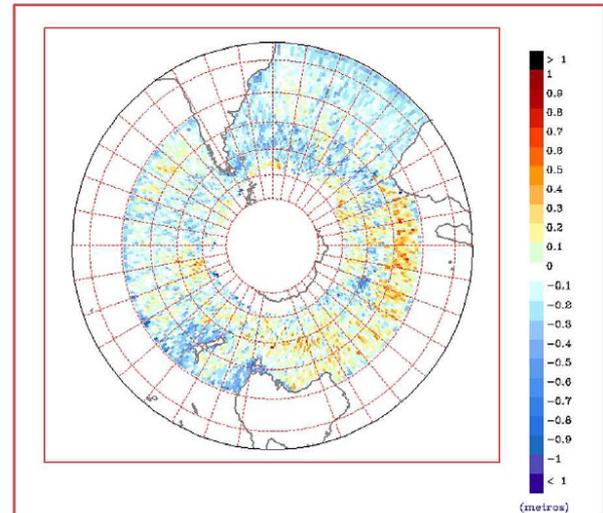


Figura 1: Error medio en metros de la altura significativa de ola del modelo Austral-WWIII en versión autónoma vs. altímetros para el periodo agosto-septiembre de 2011. Versión operacional en ese momento.

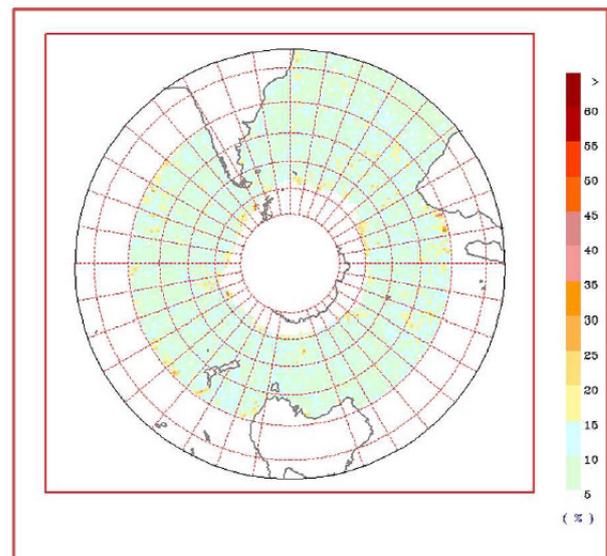


Figura 2: Como la Figura 1, índice de dispersión SI (%).

En la Figura 5 se muestra el desvío y el índice de dispersión SI mensual entre noviembre de 2011 y octubre de 2012 del pronóstico operacional de altura significativa de olas contra la boya fija situada costa afuera de Florianópolis, Brasil.

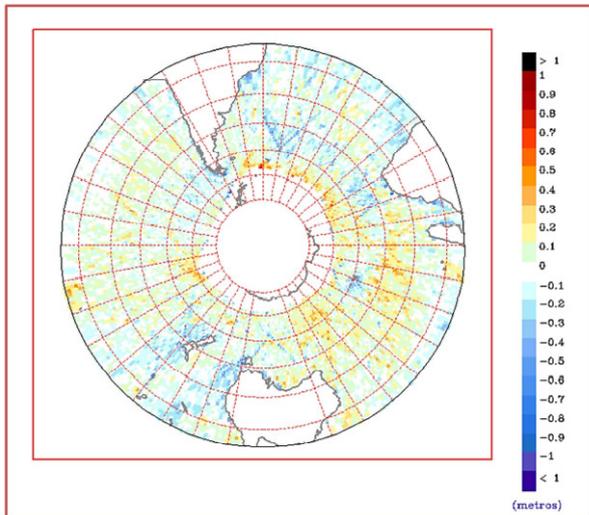


Figura 3: Error medio de la altura significativa de ola del modelo Austral-WWIII multigrilla para el periodo agosto-septiembre de 2011. La versión operacional actual.

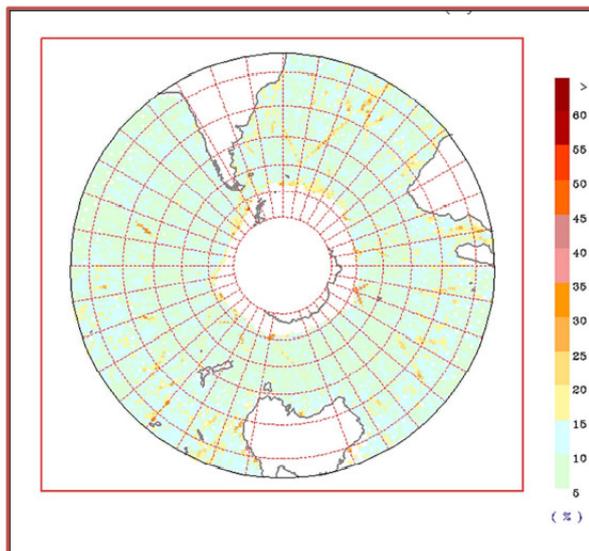


Figura 4: Como la Figura 3, índice de dispersión SI (%).

Las líneas representan los distintos plazos de pronóstico, con el retroanálisis en línea negra más gruesa y el plazo de 96 horas en línea punteada. La Figura 6 presenta los mismos parámetros de error mensual para el periodo del pico máximo, definido en 3.1. Dado el carácter mensual de la estadística de estas

últimas figuras, tanto la estacionalidad como los casos individuales se pueden reflejar en algunas variaciones de los parámetros de error entre plazos o mes a mes.

5. DISCUSIÓN

La distribución espacial de los errores que se muestra en 4.1 sugiere que la parametrización estándar TC en el modelo estaría exagerando el desarrollo en los Océanos Australes. Estos resultados son válidos también para otros periodos de verificación y no están justificados por un desvío del viento. La intervención sobre algunos parámetros, como la contribución negativa al crecimiento del mar de fondo encontrado, produjo efectos generales (no se muestra) y no sólo en aquellas áreas de mares más desarrollados. La limitación extra al crecimiento introducida aquí mediante el aumento de la disipación de ondas largas (sección 2.3), reduce estas asimetrías en los errores, pero produce alguna subestimación en el crecimiento a sotavento de los continentes (Figura 1).

Se aprecia en la Figura 3 que la parametrización ACC (sección 2.4) resuelve el problema de la distribución desigual de los errores. Esta mejora se debe, principalmente, a la consideración de la disipación del mar de fondo en esta nueva parametrización. La versión que se utiliza corresponde a estudios en curso y está sujeta a mejoras en próximas versiones públicas. El análisis de los resultados de validación del periodo del pico todavía sugiere la necesidad de revisar algunos parámetros en esta aplicación, según se detalla en el último párrafo de esta sección. El efecto de la recalibración para vientos GFS/NCEP del parámetro de interacción mar-atmósfera se pueden apreciar especialmente en las áreas de generación a sotavento de los continentes en la Figura 3. El aumento del acoplamiento mar-atmósfera en la componente de mayor resolución disminuye aún más el desvío costa afuera del SE de Sudamérica. Adicionalmente, los resultados del WFVP (<http://www.ecmwf.int/products/>

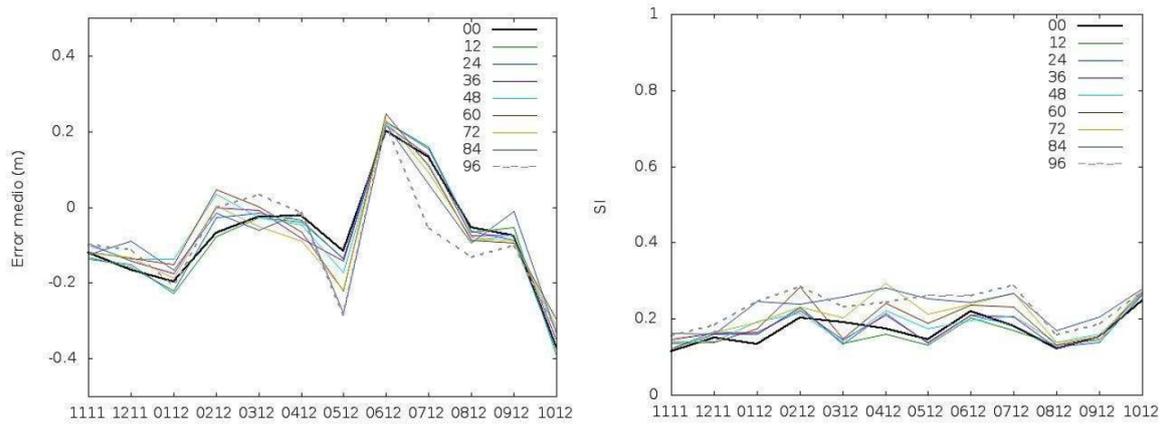


Figura 5: Desvío mensual de la altura significativa de ola (panel izquierdo, en metros) e índice de dispersión normalizado (panel derecho, adimensional) en la boya 31374 (Florianópolis) entre noviembre 2011 y octubre 2012. Las distintas líneas representan plazos de pronóstico. La hora 0 (retroanálisis) en línea negra gruesa y el plazo más extendido (96 hs) en línea punteada.

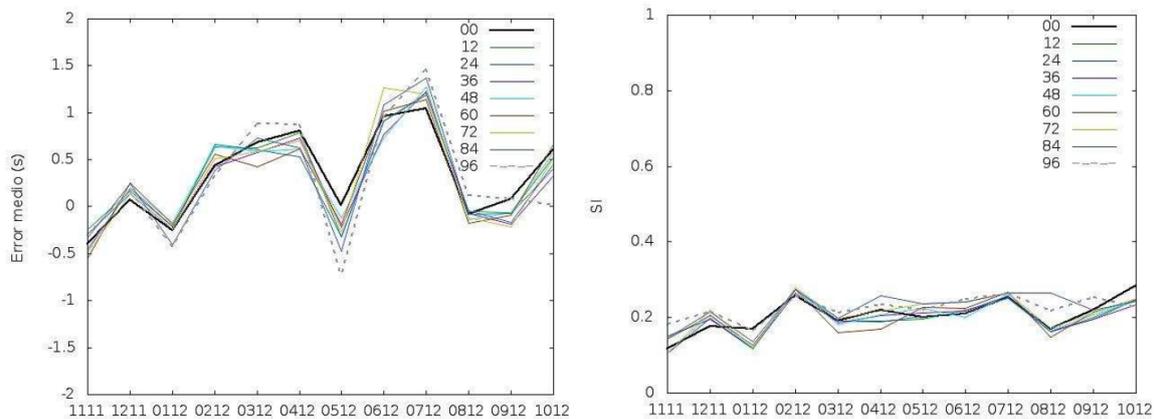


Figura 6: Como la Figura 5, para el periodo del pico de energía. Desvío en segundos.

forecasts/d/charts/medium/verification/wave/intercomparison y sus informes completos en <http://www.jcomm.info/SFSPA>) muestran mes a mes la precisión de este modelo en las costas Este de Australia y Nueva Zelanda. El grupo de boyas del SW de Australia confirma los resultados expresados más arriba en este párrafo acerca de la conveniencia de esta parametrización mejorada del mar de fondo. Cabe señalar que desde mayo de 2012, NCEP también cambió su versión operacional global a este tipo de física de los procesos de crecimiento y dispersión.

parametrizaciones TC y ACC se utilizó la misma versión autónoma en ambas y no solamente en el modelo multigrilla, como se muestra en este artículo. De todas maneras, se deduce de la comparación de la Figura 1 y 3 que la versión autónoma no presenta deficiencias significativas en la altura significativa de olas debidas a la restricción del dominio. Únicamente en la variabilidad de los errores de la Figura 2 se detecta una débil señal en los bordes, ya que en ese caso, el error depende de la dirección de las olas. Esta desaparece en la Figura 4, con el dominio global.

Para comparar directamente las

La calibración de los modelos se llevó a

cabo a partir de la información brindada por los altímetros satelitales, esto es, la altura significativa de olas y adicionalmente, la intensidad del viento para la hora 0 de pronóstico. El error en los distintos plazos de pronóstico no se muestra aquí por brevedad, y está relacionado a los errores en el viento pronosticado. Es más importante en las zonas en donde predomina la generación del mar de viento y se suaviza en mares combinados con mar de fondo o de generación remota. A partir de las series mensuales de error de las Figuras 5 y 6, se observa que la diferencia de performance entre distintos plazos de pronóstico es inferior a la variación mensual del error.

La información sobre periodo se incluyó desde la incorporación al WFVP. El análisis de los resultados en el caso del periodo del pico es más delicado que el de la altura, ya que la naturaleza misma del parámetro hace que algún desbalance entre mar de fondo (ondas largas) y el mar de viento (ondas más cortas) puede resultar en una selección incorrecta del mar dominante, lo que implica grandes errores en el periodo del pico. Esto ocurre con más frecuencia en mares leves, en particular en Brasil en donde predominan los mares combinados, sugiriendo que hay más trabajo por hacer todavía en cuanto al balance del acoplamiento mar-atmósfera y la disipación del mar de fondo de la ecuación (4). También existe alguna parte espuria en estos errores, dada por la selección de un dato cada 6 horas en el conjunto utilizado por WFVP. En las curvas horarias se observan trenes de olas que se adelantan o se atrasan pocas horas, de manera que el modelo en algunos casos puede dar un resultado correcto a cabo de ese lapso, pero es filtrado por el método de validación. Todas estas consideraciones han sido comprobadas en el estudio caso por caso.

6. CONCLUSIONES

La migración de la base del sistema operacional de pronóstico de olas al modelo WAVEWATCH III® es un paso mayor que ubica este sistema en el estado del arte actual. Aun para la

aplicación regional, sólo un dominio global o hemisférico representa suficientemente el campo de olas, incluyendo aquellas de generación remota. Los métodos computacionales en este modelo hacen esto posible, por estar adaptados a la nueva tecnología disponible, incluso con medios limitados. La iniciativa liderada por NOAA/NCEP pone a disposición de la comunidad los más recientes avances científicos en cuanto a procesos físicos y métodos numéricos adecuados a sistemas operacionales. Se discuten en esta nota los resultados propios y no propios que avalan el desempeño del sistema operacional dentro de ciertas medidas de consenso internacional. En este sentido, el Proyecto de Verificación de Pronósticos de olas de JCOMM provee una referencia permanente de calidad del sistema de pronóstico.

La identificación de la física de crecimiento y disipación más adecuada a este sistema de pronóstico, enfocado sobre los océanos extratropicales del Hemisferio Sur, permitió lograr por primera vez un modelo con validez homogénea para toda la región, evitando los errores sistemáticos más significativos. Posteriormente, el nuevo modelo global multiescala permite implementaciones locales más específicas, a la vez que el mejoramiento progresivo es más sustentable en el marco de una iniciativa de desarrollo cooperativo. Por otro lado, los nuevos productos de partición del espectro permiten utilizar mejor el potencial de información del modelo como guía para el pronóstico.

Los datos satelitales son los únicos que permiten conocer la distribución espacial de los errores y son una base fundamental para la validación y mejoramiento de los modelos de olas. La calibración que se llevó a cabo con la altura significativa provista por los altímetros resultó consistente con la información de boyas fijas que se obtuvo más tarde a partir del WFVP. La incorporación de la nueva información de período de las olas a partir de boyas resultó fundamental para analizar mejor la dinámica de las olas en el modelo y permite evaluar ajustes

más finos en los mares combinados.

Agradecimientos: El trabajo que se presenta en este artículo fue financiado por los subsidios PIDDEF 0001/08 y 046/10 del Ministerio de Defensa. Los datos de la misión Jason-1 son obtenidos del Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC) en el NASA Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA. Los datos de Envisat se obtienen mediante el ESA Category-1 Project 7256. La licencia de código abierto del modelo WAVEWATCH III® 3.14 fue otorgada por NOAA/NCEP.

REFERENCIAS

- Ardhuin, F., W. E. Rogers, A. V. Babanin, J. Filipot, R. Magne, A. Roland, A. van der Westhuysen, P. Queffelec, J. Lefevre, L. Aouf y F. Collard, 2010. Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I: Definition, calibration, and validation. *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 1,917–1,941.
- Chawla, A. y H. L. Tolman, 2007. Automated grid generation for WAVEWATCH III. Tech. Note 254, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, 71 págs.
- Bidlot, J. R., D. J. Holmes, P. A. Wittmann, R. Lalbeharry, H. S. Chen, 2002. Intercomparison of the Performance of Operational Ocean Wave Forecasting Systems with Buoy Data. *Wea. Forecasting*, 17, 287–310.
- Bidlot, J. R. y Holt, M. W., 2006. Verification of Operational Global and Regional Wave Forecasting Systems against Measurements from Moored Buoys. WMO/TD-No. 1333, JCOMM Technical Report No. 30, 11 pags.
- Etala M. P., S. M. Alonso y K. López Cristaldo, 2005. Etapa preoperacional de un sistema de pronóstico de olas para el Atlántico sudoccidental y mar argentino, *Anales del CONGREGMET IX*.
- Etala, P., S. M. Alonso, D. Souto, C. Romero y M. Suaya, 2009. Pronóstico Numérico Marino en el SHN / SMN, *Anales del CLIMET XIII* / CONGREGMET X.
- Janssen, P.A.E.M., 1991. Quasi-linear Theory of Wind-Wave Generation Applied to Wave Forecasting. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1631–1642. Janssen, P.A.E.M., 2007. Progress in ocean wave forecasting. ECMWF Technical Memorandum N° 529, 27 págs.
- Komen, G. J., L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann, y P.A.E.M. Janssen, 1994. Dynamics and Modelling of Ocean Waves, Cambridge University Press, Cambridge, 532 págs..
- Tolman, H. L., 2009. User manual and system documentation of WAVEWATCH III™ version 3.14. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 276, 194 págs. y apéndices.
- Tolman, H. L. y D. Chalikov, 1996. Source terms in a third-generation wind-wave model. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2497-2518.
- Tolman H. L., M. L. Banner y J. M. Kaihatu, 2011. The NOPP operational wave model improvement project, 12th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Kohala Coast, Hawaii.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

NOTAS Y CORRESPONDENCIA

LA UTILIZACIÓN DEL MET (MODEL EVALUATION TOOL) PARA LA VERIFICACIÓN DE LOS PRONÓSTICOS DEL MODELO WRF-ARW/SHN-SMN DURANTE LA PRIMAVERA DE 2011

Gisela D. Charó^{1,2,4}, Estela A. Collini^{1,2} y M. Eugenia Dillon^{1,3}¹Servicio Meteorológico Nacional. CABA, Argentina²Servicio de Hidrografía Naval. CABA, Argentina³CONICET. CABA, Argentina⁴Departamento de Matemática. FCEyN. UBA. CABA, Argentina

(Manuscrito recibido el 2 de julio de 2013, en su versión final el 4 de diciembre de 2013)

RESUMEN

En este trabajo se evalúa el desempeño del MET v3.1 (Model Evaluation Tool) para la verificación durante la primavera de 2011, de los pronósticos del modelo WRF-ARW (Weather Research and Forecasting – Advanced Research WRF) v3.1.1 (WRF-ARW/SHN-SMN), cuya configuración y aplicaciones se describen en el presente artículo.

Entre las herramientas del MET v3.1, se implementaron el Point-Stat, el Stat-Analysis y el MODE y se estudiaron las bases matemáticas y capacidades de cada una. Se aplicó a la comparación de resultados del modelo con observaciones de radiosondeo, ya que por sus características lo hacen eficiente para realizar la verificación en forma rápida y completa con este tipo de observaciones. Para el caso de variables de superficie se estudió las capacidades del MODE, que por estar orientado a objetos, ofrece nuevas posibilidades para la verificación de la precipitación.

El Point-Stat se aplicó para verificar pronósticos con observaciones puntuales, y el Stat-Analysis se utilizó para calcular estadísticos para distintos períodos de tiempo. Se compararon los pronósticos con radiosondeos. Las variables verificadas fueron la temperatura y el viento en los niveles estándar.

Se generaron gráficos de dispersión entre las observaciones y los pronósticos. Se calcularon las distribuciones de las frecuencias relativas del error del pronóstico, presentadas en histogramas y diagramas de caja, y se realizó una comparación entre los errores absolutos de los modelos ETA-SMN y WRF-ARW/SHN-SMN. Estos resultados permitieron concluir que la calidad de los pronósticos del WRF-ARW/SHN-SMN varía según: hora de pronóstico, características geográficas de la estación meteorológica, la variable y nivel de presión.

Se estudiaron los resultados de la aplicación del MODE con el fin de estudiar un caso de precipitación intensa. Se utilizaron estimaciones del Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), se comparó la intensidad de la precipitación pronosticada, el área cubierta, la forma y el ángulo de inclinación del área, entre otros atributos.

El MET no sólo abarca los métodos estadísticos tradicionales de verificación de pronóstico, sino también los más modernos desarrollos en lógica difusa. Es por este motivo que constituye una herramienta completa y lo que mostramos en este trabajo es su potencial aplicación a través de un ejemplo.

Palabras clave: VERIFICACIÓN, MET, POINT-STAT, STAT-ANALYSIS, MODE

APPLICATION OF MET (MODEL EVALUATION TOOL) FOR THE VERIFICATION OF THE WRF-ARW/SHN-SMN MODEL FORECASTS DURING THE 2011 SPRING

ABSTRACT

In this article we evaluate the MET v3.1 (Model Evaluation Tool) used for verification of the forecasts of the WRF-ARW (Weather Research and Forecasting – Advanced Research Weather) v 3.1.1 (WRF-ARW/SHN-SMN) during the spring of 2011.

Among MET's tools, we implemented Point-Stat, Stat-Analysis and MODE. We have also studied its mathematical aspects and capabilities. One of the main reasons for the application of the MET is its efficacy in handling upper air data for comparison purposes and precipitation verification object based.

PointStat provides verification statistics for forecasts at observation points, meanwhile Stat-Analysis uses Point-Stat's results to compute statistics in time periods like weeks, months and even years. They were used to compare the WRF-ARW forecasts with the upper air observations made at Córdoba, Resistencia, Mendoza, Ezeiza, and Santa Rosa stations for the spring of 2011. The evaluation was applied to temperature and winds at standard levels.

Scatter plots between observations and forecasts of temperature and winds at standard levels were made. In addition the frequency distributions of the forecasts errors were calculated, which were plotted in histograms and boxplots. Finally, a comparison between the means absolute errors from ETA and WRF-ARW models was made for the same period to show the differences between them.

In addition, the MODE, a verification tool based on objects, was implemented. It was applied to an intense precipitation event that took place on 24 October of 2011 over large part of the northeast of Argentina. This particular comparison using TRMM data was a first approach to understand MODE success and failures.

The MET package includes traditional statistical verification methods, as well as advanced methods using fuzzy logic tools. In this article we show some examples of its usage to evaluate the WRF-ARW SHN-SMN forecasts on experimental basis.

Keywords: VERIFICATION, MET, POINT-STAT, STAT-ANALYSIS, MODE

1. INTRODUCCIÓN

Una de las metas a cumplir, estrechamente ligada al funcionamiento de todo centro de pronóstico operativo, es la verificación de los resultados del modelo con las observaciones. En este trabajo se evalúa el desempeño del MET v3.1 (Model Evaluation Tool) para la verificación de los pronósticos del modelo WRF-ARW (Weather Research and Forecasting – Advanced Research WRF) versión 3.1.1 (Skamarock y otros, 2008), procesado en forma experimental desde el 2010 en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) en el marco de un proyecto conjunto con el Servicio de Hidrografía Naval (SHN) (de aquí en mas WRF-ARW/SHN-SMN). El utilitario MET, desarrollado por el DTC - NCAR (Development Testbed Center – National Corporation for Atmospheric Research) (DTC, 2013), está especialmente diseñado para la verificación de los pronósticos del WRF aunque puede ser aplicado a otros modelos.

La calidad de los pronósticos del WRF-ARW/SHN-SMN ha sido verificada y demostrada en diferentes presentaciones. En Valdivieso y otros (2012) se realizó el análisis de las temperaturas extremas a 2 metros pronosticadas a 24, 48 y 72 horas, durante el año 2011, comparadas con las pronosticadas por el modelo ETA operativo en diferentes estaciones de la red del SMN aplicando la metodología implementada desde el 2003 (Suaya y Valdivieso, 2009) en el Departamento de Procesos Automatizados del SMN, para la verificación del ETA operativo. Se analizaron los porcentajes de acierto, se completó el análisis de los datos con el cálculo de los estadísticos Bias y RMSE y gráficos de dispersión. En la mayoría de las estaciones e independientemente del mes del año, se halló que el WRF-ARW/SHN-SMN tiene un mejor desempeño en el pronóstico de la temperatura mínima.

Una notable y eficiente aplicación de los pronósticos del WRF-ARW/SHN-SMN, fue la utilización de los mismos como condición inicial

y de borde del modelo de dispersión de cenizas volcánicas FALL3D (Costa y otros, 2006; Folch y otros., 2008; Folch y otros, 2009), durante el período de la reciente erupción del complejo volcánico Cordón Caulle (Collini y otros, 2013), así como en los estudios retrospectivos de las erupciones del volcán Chaitén (Osoreo, 2012).

Cabe agregar dentro de los estudios realizados con el WRF-ARW/SHN-SMN, y que continúan en el presente, la investigación del impacto de la condición inicial en el pronóstico numérico del tiempo a corto plazo (Dillon y otros, 2011). Se analizó la sensibilidad de dicho modelo a distintas condiciones iniciales de humedad de suelo en el Sudeste de Sudamérica, y se comprobó que el impacto en variables como la humedad de suelo disponible y la precipitación presenta una componente regional.

El objetivo del desarrollo del MET es incorporar nuevas y avanzadas metodologías para verificar las variables obtenidas por los modelos numéricos del tiempo (Brown y otros, 2009). Este desarrollo fue ideado para cubrir las necesidades operacionales de todo centro de pronóstico. Está compuesto por una serie de herramientas, las principales son Point-Stat, Grid-Stat, Stat-Analysis, MODE, y Wavelet-Stat. En este trabajo nos enfocamos sólo en tres componentes: el Point-Stat, el Stat-Analysis y el MODE.

El Point-Stat hace posible la verificación de dos tipos de variables: continuas y del tipo categórica, también llamadas dicotómicas, que son aquellas que sólo tienen dos valores de verdad. La verificación de las variables continuas se realiza mediante el cálculo de errores, desviaciones estándar, medias, medianas, varianzas, percentiles, cuartiles e intervalos de confianza para todas las medidas anteriormente mencionadas, entre otros estadísticos conocidos. La verificación de las variables categóricas se basa en la construcción de tablas de contingencia, a partir de las cuales se calculan tasas e índices significativos que miden la bondad del pronóstico (Jolliffe y Stephenson,

2012).

Otra forma de analizar la información proporcionada por el Point-Stat, y que fue la usada en la elaboración de los resultados, es mediante el desarrollo de programas en lenguaje R (<http://www.r-project.org/>) los cuales son muy útiles para realizar distintos tipos de gráficos estadísticos. Cabe agregar que la herramienta encargada de resumir los resultados del Point-Stat es el Stat -Analysis, con el cual se realizan estimaciones de estadísticos vinculados a una serie temporal de datos, a diferencia del Point-Stat que sólo los calcula en base a una observación. Por lo tanto, el Stat-Analysis nos permite llegar a conclusiones más globales con respecto al funcionamiento del pronóstico durante distintos períodos de tiempo.

Barbara Brown y otros (2007) exponen que se han desarrollado herramientas específicas para verificar pronósticos espaciales de variables tales como la precipitación, la convección y la nubosidad. Dado que éstas exhiben una significativa variabilidad espacial, su estructura y localización resultan difíciles de pronosticar, por lo que se recurrió a una nueva metodología de verificación, basada en el tratamiento de objetos (donde en este caso los objetos son superficies que contienen cierta información meteorológica). Un ejemplo son las áreas de precipitación que son representadas y comparadas como objetos, además de ser caracterizadas por atributos tales como la localización, tamaño e intensidad, entre otros.

El MODE es una herramienta que permite realizar una verificación utilizando la metodología explicada en el párrafo anterior, comparando el campo pronosticado contra el observado en el caso de que la densidad de datos lo permita. Otro método basado también en el estudio de objetos es el CRA, utilizado por Matsudo y otros (2012) en pronósticos de precipitación generados por el modelo BRAMS (Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System).

La principal diferencia entre las herramientas MODE y Point-Stat, radica en que mientras el Point-Stat verifica en forma puntual en un determinado tiempo fijo, el MODE verifica variables pronosticadas sobre áreas (conjunto de puntos) y que tienen sentido en ciertos períodos de tiempo, como lo son las precipitaciones acumuladas.

Nuestro objetivo es mostrar las aplicaciones de estas tres herramientas a partir de la verificación de los pronósticos del WRF-ARW/ SHN-SMN de Septiembre a Noviembre de 2011, y mediante un ejemplo de comparación con los resultados obtenidos con el modelo ETA. A continuación se presentan los datos y la metodología utilizados, y en la Sección 3 se muestran los resultados obtenidos a través de las tres herramientas mencionadas. Finalmente, en la Sección 4, se exponen las conclusiones del trabajo con posibles aplicaciones al pronóstico operacional.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Se utilizaron para este trabajo los pronósticos a 12, 36 y 60 horas provenientes del procesamiento experimental operativo del WRF-ARW/ SHN-SMN inicializado a las 00 UTC. El mismo posee una resolución espacial de 24 km en la horizontal y 38 niveles en la vertical, hasta 50 hPa. Como condición inicial y de borde se utilizan los pronósticos del modelo GFS (Global Forecasting System) de resolución horizontal $1^\circ \times 1^\circ$ cada 3 horas. La configuración usada es no-hidroestática, y algunas de las parametrizaciones físicas son: esquema de microfísica del Eta, con procesos de diagnóstico de fase mixta; esquema de radiación de onda larga RRTM (Rapid Radiative Transfer Model); esquema de radiación de onda corta de Dudhia; esquema de Monin-Obukhov con la longitud de rugosidad de Zilitinkevich para la capa de superficie; esquema de Mellor-Yamada-Janjic para la capa límite planetaria; esquema de Betts-Miller-Janjic para la parametrización de cúmulos, esquema de suelo Noah.

También se utilizaron los pronósticos del modelo

regional ETA que es procesado operativamente en el SMN a las 12 y a las 00 UTC, en un dominio que comprende el sur de Sudamérica considerando una topografía de 30". Posee una resolución horizontal de 0.25° (aproximadamente 30km) y están definidos 38 niveles verticales en la coordenada eta, hasta los 25 hPa. Como condición inicial y de borde se utilizan los pronósticos del modelo GFS de resolución horizontal $1^\circ \times 1^\circ$ cada 12 horas (Suaya, 2004). Las parametrizaciones más relevantes de la física del modelo son: esquema de Mellor-Yamada 2.5 para la capa límite; de Monin-Obukov para los flujos de superficie; modelo de suelo Noah; esquema de radiación de OC Lacis y Hansen (1974), y de OL de Fels y Schwarzkopf (1975); esquema convectivo de Betts-Miller-Janjic; y de microfísica de 6 especies.

Respecto a los utilitarios del MET, el Point-Stat fue utilizado para verificar pronósticos sobre observaciones puntuales. Sea P (lat, lon, msnm) la ubicación de la estación donde se realizó la observación, en la mayoría de los casos P no se corresponde con un punto del retículo del modelo, por lo cual se necesita interpolar el pronóstico a dicha ubicación. La interpolación se realiza a dos niveles, en la vertical y en la horizontal. Si las observaciones y los pronósticos están al mismo nivel no se necesita interpolación vertical. En caso contrario, los pronósticos son interpolados al nivel de la observación, usando logaritmo natural en las coordenadas de presión. En la horizontal, se pueden seleccionar varios métodos entre los cuales se encuentran: el vecino más cercano, el valor máximo o mínimo, la media de la distancia pesada y no pesada, mínimos cuadrados y la aproximación bilineal. Para utilizar alguno de ellos, lo primero que se necesita es definir un entorno alrededor de P, el cual será medido en número de puntos de retículo.

Al estudiar las bases y capacidades de cada método, y teniendo en cuenta las resoluciones de los modelos WRF-ARW/SHN-SMN y ETA implementados en el SMN (24 km y 30

km, respectivamente) y considerando que la temperatura y las componentes del viento se pueden representar por una variable continua, se decidió utilizar el método de mínimos cuadrados en un retículo constituido por 4 puntos (LS FIT4). Hay que señalar que la resolución espacial de ambos modelos se la considera matemáticamente consistente con una interpolación con puntos cuya distancia es a lo sumo 21.22 km de la ubicación de la observación, sobre todo teniendo en cuenta que las estaciones meteorológicas que lanzan radiosondeos en la Argentina son pocas y están separadas por grandes distancias.

Este método encuentra un plano interpolador $z = ax + by + c$, donde (x, y, z) representan la latitud, la longitud y la variable a interpolar, respectivamente. Las constantes a , b y $c \in \mathbb{R}$ son tales que minimizan, donde z_i es la observación y \tilde{z}_i es la interpolada de la variable pronosticada utilizando el plano de mínimos cuadrados. Cabe señalar que las variables $(x; y)$ deben ser linealmente independientes. Luego, se utilizan todos los puntos de pronóstico para interpolar a dicho plano y éste es usado para asignarle a P un valor de pronóstico (Figura 1).

Se utilizó el Point-Stat para verificar los pronósticos del WRF-ARW/SHN-SMN durante la primavera de 2011 con las observaciones de radiosondeo realizados a las 12 UTC en los aeropuertos de Córdoba ($31^\circ 19'S$ $64^\circ 10'O$, 474 msnm), Resistencia ($27^\circ 27'S$ $59^\circ 00'O$, 52 msnm), Mendoza ($32^\circ 50'S$ $68^\circ 50'O$, 704 msnm), Ezeiza ($34^\circ 49'S$ $58^\circ 30'O$, 20 msnm), y Santa Rosa ($36^\circ 34'S$ $64^\circ 20'O$, 191 msnm), cuya ubicación se muestra en el mapa de la Figura 2. Las variables verificadas fueron la temperatura y el viento en los niveles estándar. Se generaron gráficos de dispersión entre las observaciones y los pronósticos a 12, 36 y 60 horas. A los procesos del Point-Stat se agregó como desarrollo propio, el cálculo de las distribuciones de las frecuencias relativas del error del pronóstico y los diagramas de caja correspondientes al error absoluto en las tres horas de pronóstico (Charó y otros, 2012).

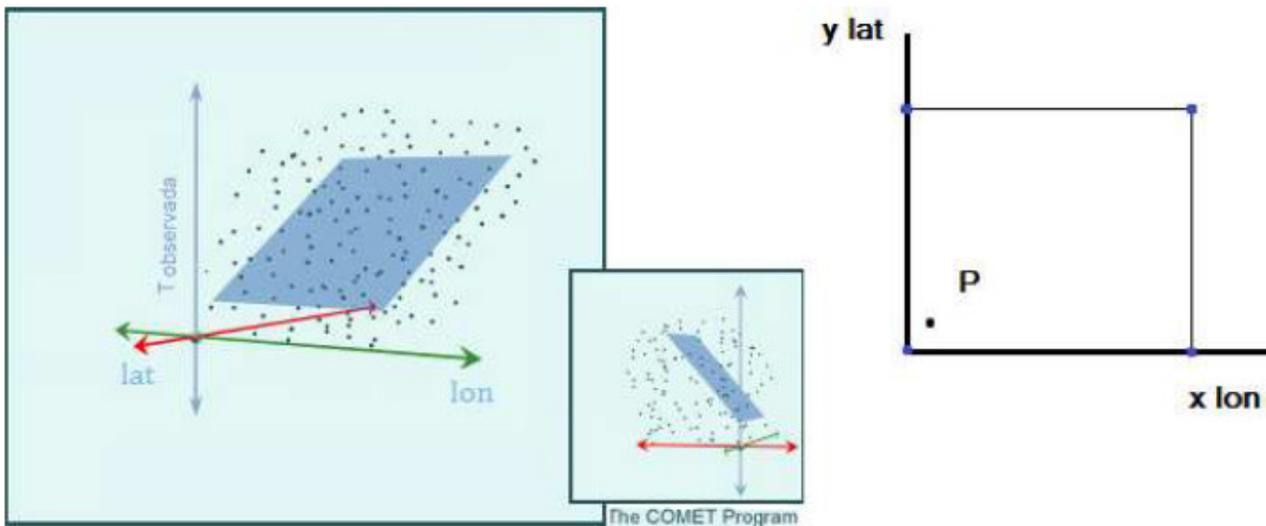


Figura 1: A la izquierda se observa el plano que resulta de aplicar el método de interpolación de mínimos cuadrados (figura extraída del COMET Program) y a la derecha el retículo que utiliza este método.

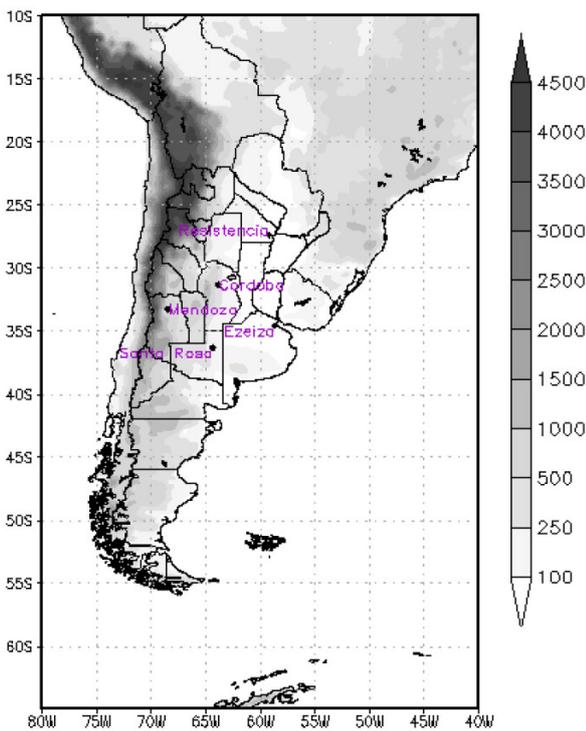


Figura 2: Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas y topografía del terreno en metros (somb).

El procesamiento del Point-Stat requiere (como mínimo) de tres archivos, que contienen los pronósticos, las observaciones y el archivo de configuración. En nuestro caso, para transformar el formato de las observaciones al requerido por el Point-Stat, se programó un código en C++ y luego se usó otra herramienta del MET, denominada ASCII2NC que permite transformar formatos ASCII a NetCDF. Con respecto al archivo de pronóstico, se puede trabajar en formato GRIB o NetCDF. En nuestro caso se realizó el postprocesamiento con el UPP, con lo que finalmente se obtuvo un archivo en formato GRIB.

Otra de las componentes utilizadas en este trabajo es el Stat Analysis que permite un mejor aprovechamiento de los resultados del Point-Stat. Se utilizó una de las funciones del Stat-Analysis que, dado un umbral para la temperatura observada y pronosticada, permite encontrar la probabilidad de que los pronósticos u observaciones se encuentren dentro del rango definido por el umbral, llamadas FR (forecast rate) y OR (observation rate), respectivamente. También calcula la probabilidad de que los pronósticos y observaciones estén dentro de ese

intervalo simultáneamente, la cual se denomina HR (hit rate).

Se utilizaron, como referencia del rango de temperaturas de los niveles estándar, las estadísticas mensuales de las estaciones de radiosondeos de Ezeiza, Córdoba, Santa Rosa y Resistencia, realizadas para los períodos 1958-1971 (Velasco y Necco, 1980). Se calcularon las medias de las temperaturas máxima y mínima para los niveles estándar (100, 150, 200, 500 y 850 hPa) en las estaciones mencionadas durante los meses de primavera (Tabla I) para definir los rangos utilizados en el Stat Analysis. Cabe agregar, que no existen estadísticas actualizadas de observaciones de altura debido a que la realización de dichas observaciones se discontinuó por largos periodos de tiempo, aunque en los últimos años se ha comenzado con la recuperación de la red.

El MODE se aplicó a un caso de precipitación intensa utilizando como datos observados las estimaciones provenientes del NOAA CPC MORPHing Technique (CMORPH) (Joyce y otros, 2004) y del Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) (Kummerow y otros, 1998). El TRMM es una misión conjunta entre la NASA y la agencia de exploración aérea japonesa (JAXA) diseñada para monitorear y estudiar las precipitaciones tropicales y subtropicales (50°N,-50°S). El CMORPH es una técnica que genera un análisis casi global de la precipitación con gran resolución espacial y temporal, su dominio abarca la región comprendida entre 60°N y -60°S. En este trabajo sólo mostramos los resultados que obtuvimos utilizando los datos provenientes del dataset TRMM 3B42 (V7), en un dominio comprendido entre la latitud -50° S y el Ecuador y las longitudes -85° O y -35° O.

El MODE trabaja con los campos de pronóstico y observación, definiendo los objetos en cada campo como áreas del plano delimitadas por la envolvente convexa del conjunto de nodos que comprende ese área. En la manera en la que estos objetos se definen, interviene una herramienta muy usada en el terreno de las

matemáticas, denominada convolución (Evans, 1998). Se define la convolución discreta de φ con f en (1), donde φ es la función definida en (3), f es el campo de observación o pronóstico y G la retícula a la cual pertenecen los puntos (Figura 3 a). Luego de efectuar la convolución, se aplica al campo convolucionado (Figura 3 b) un umbral T que en el caso de precipitaciones se podría definir como el valor mínimo a partir del cual nos interesa comparar la precipitación. Luego, se enmascara la región de interés con la función dada en (3) (Figura 3 c) y los objetos se definen como las regiones conectadas tal que $M = 1$ (Figura 3d).

$$C(x, y) = \sum_{(u,v) \in G} \varphi(u, v) f(x - u, y - v) \quad (1)$$

$$\varphi(x, y) = \begin{cases} H & \text{si } x^2 + y^2 \leq R^2 \\ 0 & \text{si no} \end{cases} \quad (2)$$

$$M(x, y) = \begin{cases} 1 & \text{si } C(x, y) \geq T \\ 0 & \text{si no} \end{cases} \quad (3)$$

donde R es el radio de influencia y H es la altura. Una vez elegido R , H cumple que $\pi R^2 H = 1$.

El objetivo de esta técnica es reducir áreas de observación y pronóstico a regiones de interés, con la ventaja de que ante la presencia de regiones discontinuas o con picos, las suaviza, elimina el ruido y particularmente se independiza de la subjetividad humana en la elección de una región. Para realizar la verificación se definen los atributos de los objetos, ya sea individuales o de a pares. Los atributos individuales son: área, centroide, ángulo eje, envolvente convexa, complejidad, y relación de aspecto, mientras que los atributos para pares de objetos son, entre otros: la diferencia de centroides, la diferencia entre los ángulos ejes, el área total, el área de la intersección, el área de la diferencia simétrica, y la relación de áreas. El MODE utiliza estos atributos para emplear la lógica difusa (Bede, 2012) en la verificación del campo pronosticado, técnica que consiste en dos procesos: el que asocia objetos dentro del mismo campo y el que asocia objetos que provienen

	P100		P150		P200		P500		P850	
	Media T Mín (K)	Media T Máx (K)								
Córdoba	198.33	220.00	204.66	222.00	209.66	227.00	250.33	267.33	267.00	299.00
Ezeiza	199.33	217.33	200.33	232.66	205.66	229.66	245.66	268.66	269.66	293.33
Resistencia	191.33	217.33	198.66	220.00	208.33	229.33	253.33	271.00	275.00	299.66
Santa Rosa	201.33	219.00	205.33	224.00	208.00	228.00	245.33	264.66	270.33	293.33

Tabla I: Medias de las temperaturas máximas (Media T Máx) y mínimas (Media T Mín), expresadas en K, durante los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre de los años 1958-1971, para los niveles de presión 100, 150, 200, 500 y 850 hPa.

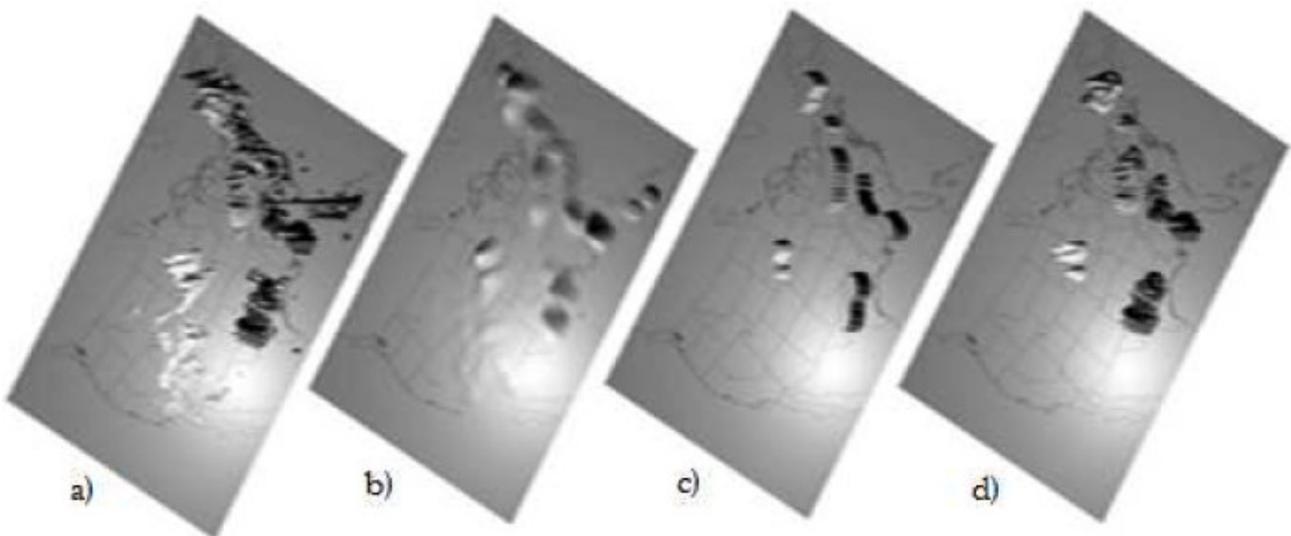


Figura 3: Las diferentes etapas obtenidas durante la creación de los objetos (Brown y otros, 2007).

de distintos campos. El primero permite combinar objetos que naturalmente estarían juntos, es decir, aquellos que parecen provenir del mismo sistema, mientras el segundo permite asociar objetos pronosticados con los objetos observados. Estos procesos son realizados por una máquina de lógica difusa, que requiere que los pronósticos y las observaciones tengan las mismas características espaciales, temporales, y de escala, entre otras.

La verificación utiliza los atributos de los objetos α_i , a los cuales se les atribuye un mapa de interés $I_i(\alpha_i)$, un mapa de confianza $C_i(\alpha)$ y un peso escalar w_i . La función $I_i(\alpha_i)$ refleja la importancia de cada valor del atributo para ser usado en la verificación. Sea $\alpha = (\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_N)$ el vector que contiene los N atributos del objeto, un mapa de confianza $C_i(\alpha)$ refleja cuánta confianza se le tiene al cálculo del atributo α_i , el cual a su vez podría depender de los otros atributos, mientras que los pesos escalares w_i reflejan la importancia relativa de cada atributo frente a los otros (Bullock, 2011).

Luego, se define el interés total $\Gamma(\alpha)$ (4) para cada objeto o pares de objetos, que es la herramienta fundamental utilizada a la hora de decidir cuáles objetos se asocian

$$\Gamma(\alpha) = \frac{\sum_{i=1}^n w_i C_i(\alpha) I_i(\alpha_i)}{\sum_{i=1}^n w_i C_i(\alpha)} \quad (4)$$

Se define un umbral $U \in \mathbb{R}$, y se calcula $\Gamma(\alpha)$ para pares de objetos o para un solo objeto. Si $\Gamma(\alpha) > U$ entonces se asocian pares de objetos de diferentes campos, o se agrupan objetos si están en el mismo campo. Finalmente, pares de objetos (o varios) son agrupados si ambos (o todos) son asociados a los mismos objetos del otro campo, formándose así los clústeres de objetos.

Como ya se mencionó en la Sección 1, los métodos descritos aquí son sólo algunos ejemplos de aquellos disponibles en el utilitario MET. Se recomienda la lectura

de la documentación disponible en http://www.dtcenter.org/met/users/docs/users_guide/MET_Users_Guide_v2.0_rev2.pdf, para hallar el método más adecuado a cada caso. A continuación se muestran los resultados obtenidos con algunas de las aplicaciones.

3. RESULTADOS

3.1. PointStat

Se aplicó esta herramienta del MET a todas las estaciones mencionadas en la Sección 2, aunque se muestran los resultados de las distintas componentes a estaciones seleccionadas. En la Figura 4 se observan los diagramas de dispersión correspondientes a las temperaturas observadas versus las pronosticadas durante la primavera de 2011, en la estación Resistencia con los pronósticos producidos por el WRF-ARW/SHN-SMN a 60 horas, mientras que las observaciones corresponden a los radiosondeos en los niveles estándar. Se observa que la dispersión en los niveles hasta 700 hPa y en los niveles superiores a 200 hPa es mayor que entre 500 y 250 hPa. Comparando con los pronósticos a 12 y 36 horas (no se muestra) se observa que la dispersión en los niveles por debajo de 700 hPa aumenta con las horas de pronóstico, se mantiene en un rango similar entre 500 y 250 hPa, y vuelve a aumentar en los niveles superiores a 200 hPa.

Se realizó un desarrollo propio en lenguaje R, para calcular las distribuciones de los errores del pronóstico de la intensidad del viento en los niveles estándar para las distintas horas de pronóstico para todas las estaciones. En particular mostramos los resultados para la estación Mendoza en la Figura 5. La estadística descriptiva nos ayuda a verificar la normalidad de las variables. El histograma de la Figura 5 nos permite ver la distribución de los datos, donde se puede apreciar la forma de campana característica de una distribución normal. Una prueba de normalidad más formal, no paramétrica es la prueba de Kolmogorov-Smirnov (Lehmann y Romano,

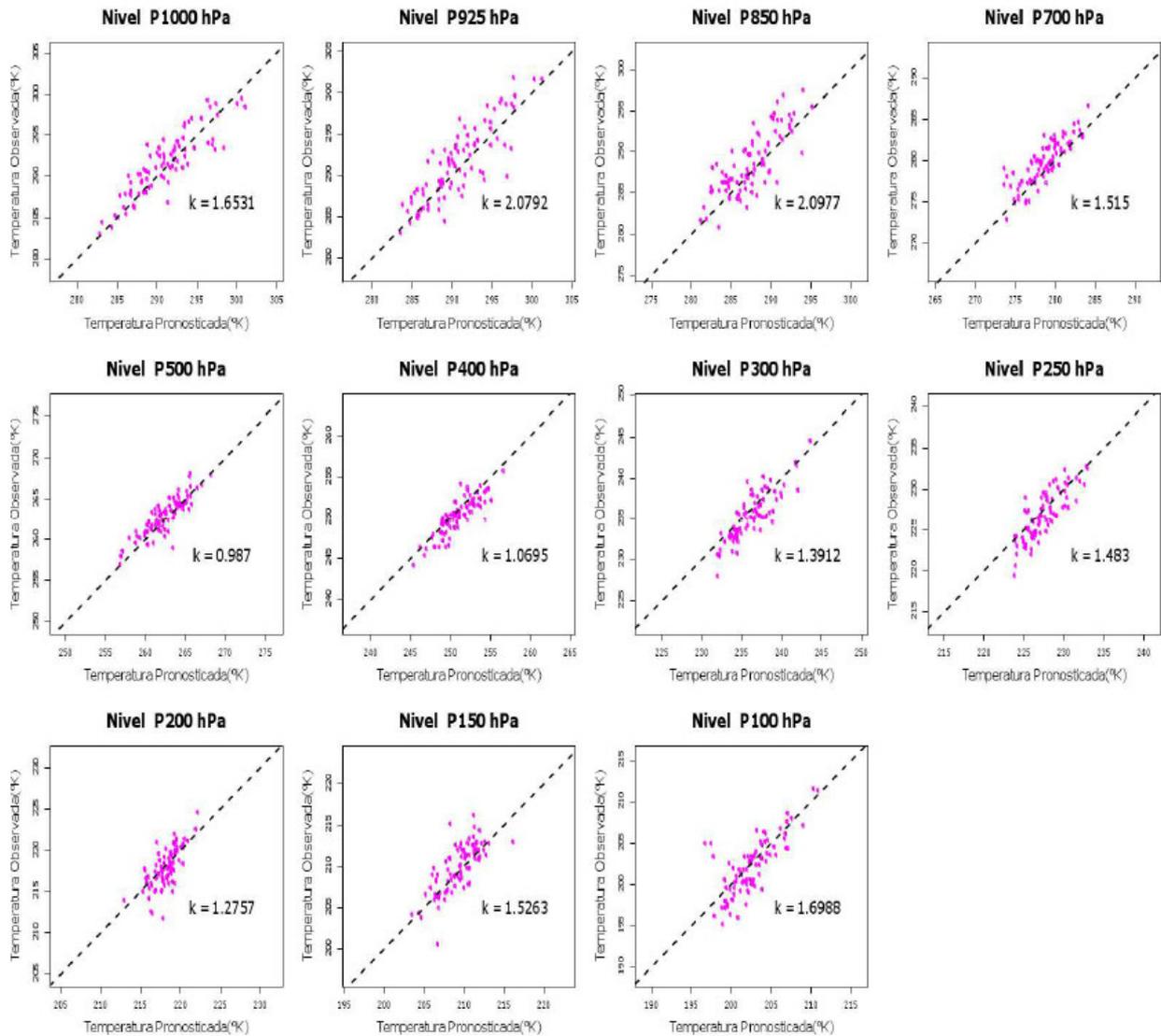


Figura 4: Gráficos de dispersión correspondientes a la temperatura pronosticada versus la observada en los niveles estándar a las 60 horas de pronóstico en la estación Resistencia. En estos gráficos k (promedio de los errores absolutos) representa una medida de la dispersión respecto de la recta identidad (marcada con una línea punteada).

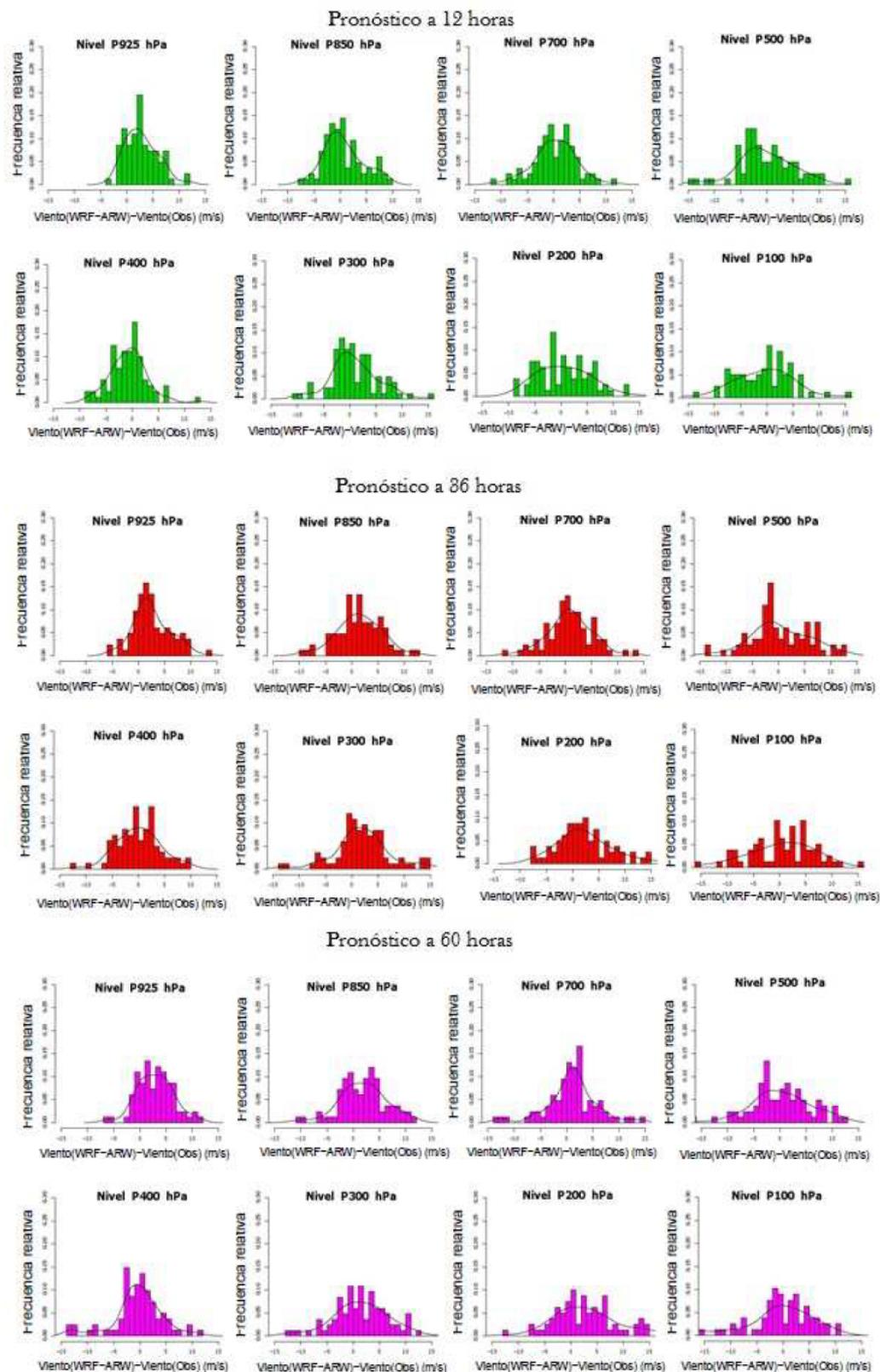


Figura 5: Gráficos correspondientes a la distribución del error del pronóstico de la velocidad del viento en los niveles estándar a las 12 (verde), 36 (rojo) y 60 (magenta) horas de pronóstico en la estación Mendoza. La línea llena indica la distribución empírica.

2005), que es un test utilizado en muestras de tamaño mayor a 50, en el cual se comprueba si el conjunto de datos sigue una distribución normal (hipótesis nula). Este test se basa en evaluar el estadístico D (5), donde F_n (6) es la distribución muestral, n es la cantidad de observaciones, I es la función indicadora y F es la función de distribución teórica, en este caso la función de distribución normal.

$$D = \sup_x |F_n(x) - F(x)| \quad (5)$$

$$F_n(x) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n I(x_i \leq x) \quad (6)$$

Si el p-valor es menor que α (nivel de significación del test) la H_0 es rechazada. En este caso consideramos $\alpha = 0,05$. Se calcularon los valores del estadístico D y el p-valor, para cada nivel de la estación Mendoza, a las 12, 36 y 60 horas de pronóstico. Sólo observamos dos situaciones en las que la H_0 es rechazada para el pronóstico a 60 horas (no mostrado). Cabe destacar que en los test estadísticos una H_0 no se acepta: cuando la evidencia empírica no es suficiente para rechazarla se mantiene cierta. Por lo tanto podemos decir que no hay prueba suficiente para rechazar la normalidad de la distribución de los errores del pronóstico de la intensidad del viento.

Se observa en la Figura 5 que desde 925 hasta 700 hPa, los errores en el rango $[-5, 5]$ m/s presentan las mayores frecuencias relativas. En general, en el nivel de 500 hPa el WRF-ARW/SHN-SMN subestima la intensidad del viento, tal como lo muestra el sesgo a izquierda de la distribución. A partir de los 400 hPa, aumenta la varianza, en concordancia con el aumento de la frecuencia relativa de los errores de módulo mayor que 5 m/s.

En la Figura 6 se observan los diagramas de caja correspondientes al valor absoluto del error (MAE) de la variable intensidad de viento en los niveles estándar para las distintas horas de pronóstico (12, 36 y 60) en la Estación Santa Rosa. El segmento horizontal que divide a cada caja indica la ubicación de la mediana de los

datos, la parte inferior el primer cuartil Q_1 y la superior el tercer cuartil Q_3 .

Se observa que en las distintas horas de pronóstico la concentración mayor de datos (75%), tiene errores absolutos menores que 5 m/s. Esto nos indica que en general nuestro error al pronosticar oscila en un rango ± 5 m/s. También podemos ver que en los niveles 925, 700 y 850 hPa los pronósticos a 60 horas son mejores que a las 36 horas. Asimismo, a partir de 500 hPa hasta 200 hPa el error va creciendo a medida que aumentan las horas de pronóstico. La ventaja de los diagramas de caja es que éstos ofrecen la posibilidad de comparar las distribuciones de las tres horas de pronóstico en un mismo gráfico. Notemos además que la información contenida en un diagrama de caja es similar a la provista por un histograma.

Se demostró la flexibilidad del MET para ser aplicado a distintos modelos de pronóstico, ya que se procesaron además los resultados del modelo ETA operativo en el SMN para la primavera de 2011. Mostramos en la Figura 7 la comparación entre el promedio del MAE de dicho modelo con los del WRF-ARW/SHN-SMN, de los pronósticos de temperatura a 12, 36 y 60 horas, en la estación Ezeiza. Se observa que si bien los perfiles del promedio del MAE de ambos modelos poco difieren a las 12 horas, se va acentuando la diferencia entre ellos a medida que aumenta el tiempo de pronóstico. La mayor diferencia entre los promedios del error absoluto se halla por debajo de los 850 hPa y por encima de los 400 hPa, donde el WRF-ARW/SHN-SMN se comporta mejor que el ETA.

Cabe señalar que las diferencias provienen en parte de la configuración de los modelos, ya que utilizan distintas parametrizaciones de los procesos físicos además de presentar núcleos dinámicos diversos. Asimismo, los intervalos de actualización de las condiciones de borde en cada sistema de procesamiento son diferentes, aunque se trata de los mismos campos globales de GFS, como se especificó en la sección 2.

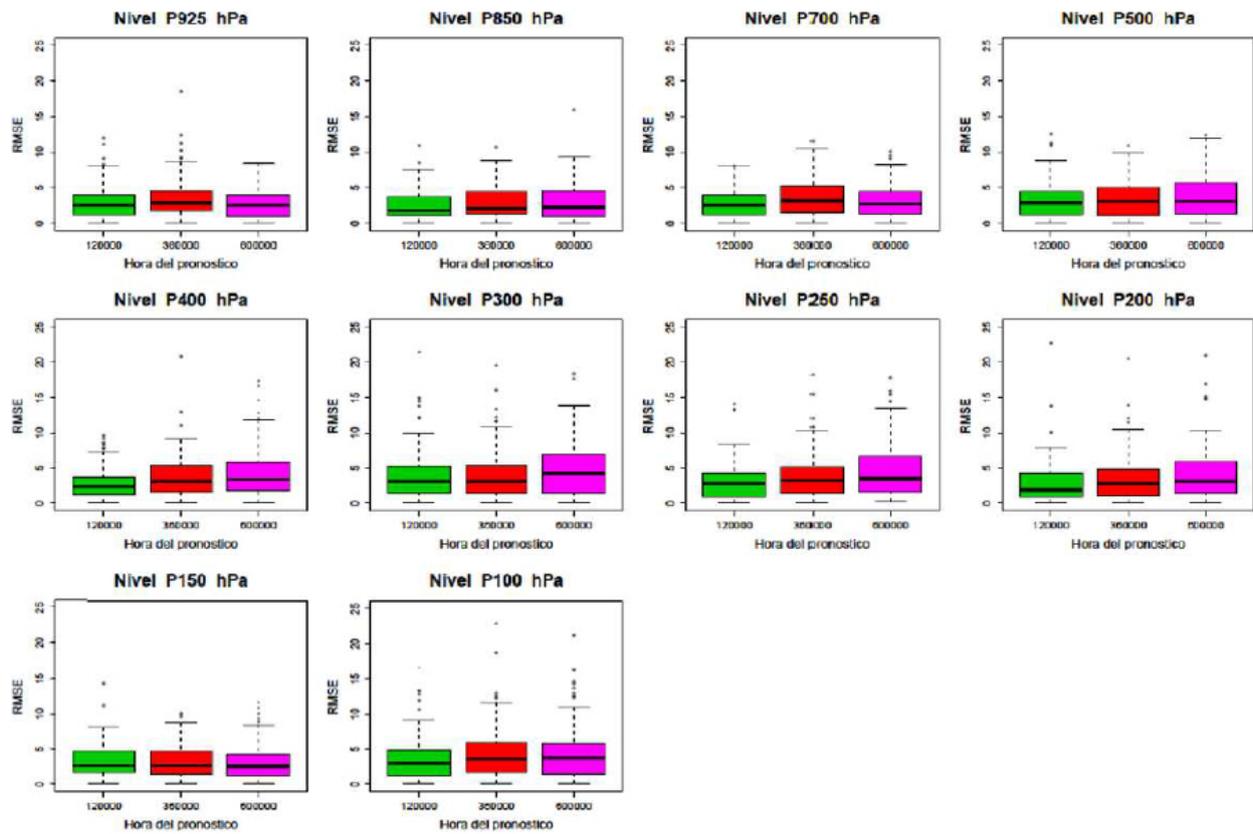


Figura 6: Diagramas de caja correspondientes al Error Absoluto Medio (MAE) de la variable intensidad del viento en los niveles estándar, durante la primavera de 2011 para las distintas horas de pronóstico (12 (verde), 36 (rojo) y 60 (magenta)) en la estación Santa Rosa.

3.2. STAT-ANALYSIS

Se aplicó el Stat-Analysis para sintetizar los resultados obtenidos por el Point-Stat y se estudiaron, entre otras medidas de probabilidad, los índices FR, HR y OR de la variable temperatura en los niveles 100, 150, 200, 500 y 850 hPa (Tabla II), observando que las temperaturas tanto pronosticadas como observadas (HR) en la primavera de 2011 se encuentran con mayor probabilidad (casi 1), en los límites establecidos por las estadísticas elaboradas en el período 1951-1978 (Velasco y Necco, 1980). También se puede observar que los pronósticos siempre se encuentran (probabilidad=1) dentro de esos límites. En el caso de las observaciones a veces son inferiores a los límites establecidos para la mínima, pero esta probabilidad (0.01 o 0.02) es despreciable.

3.3. MODE

El MODE identifica a la precipitación como un objeto capaz no sólo de estar asociado a otro en diferentes campos (observado/pronosticado), sino también capaz de interactuar con otro objeto dentro del mismo campo. Tal es el caso de áreas de precipitación asociadas al mismo sistema de tormenta. Además, el MODE garantiza la verificación espacial no sólo cuantitativa sino también cualitativa.

Se realizó la verificación de la precipitación pronosticada acumulada en 24 horas para el día 24 de Octubre de 2011 (00UTC del 24 a 00UTC del 25). En este día se observó la presencia de un sistema que aportó abundante precipitación sobre el noreste de la Argentina, en particular en la provincia de Corrientes, el sur de Brasil y

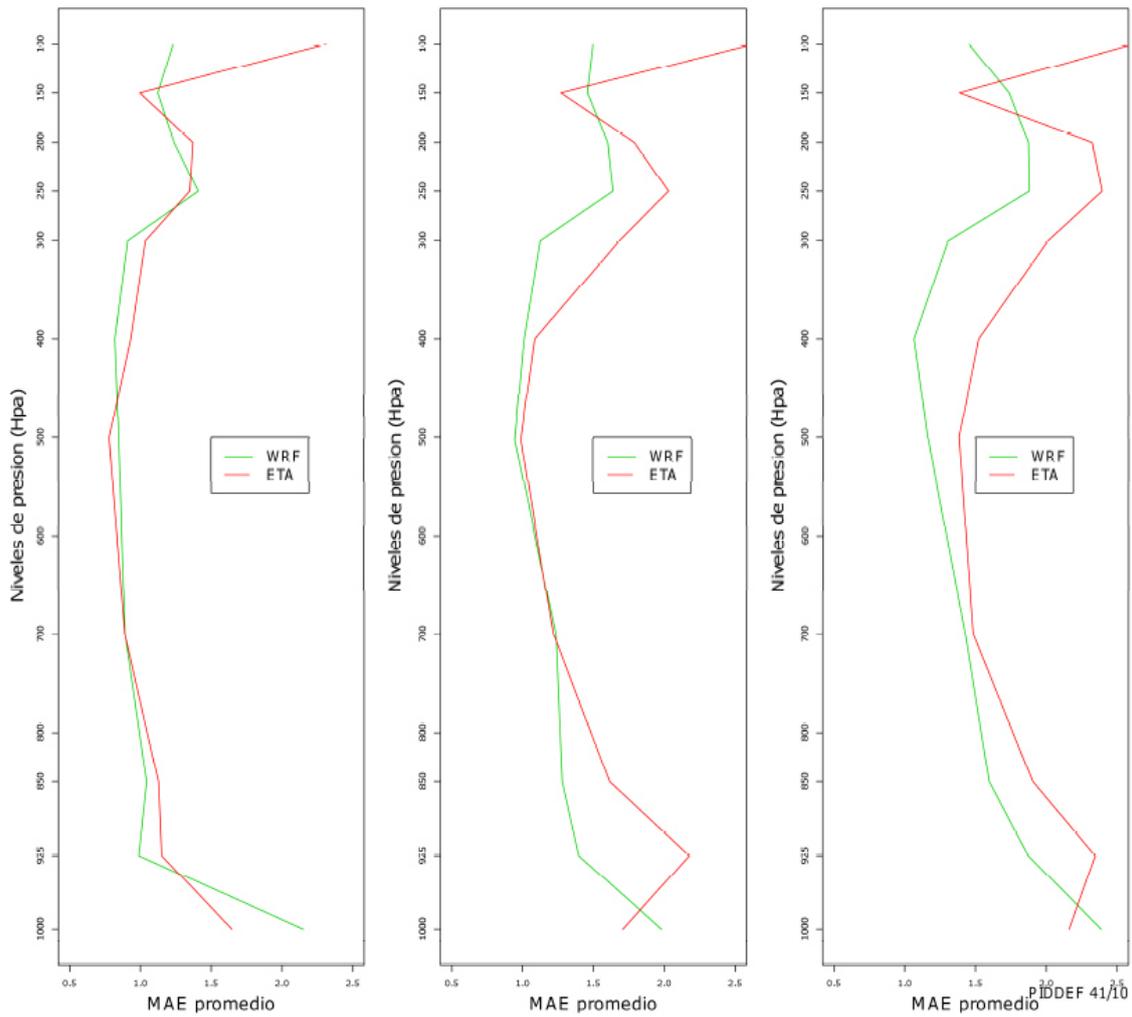


Figura 7: Comparación entre el promedio del MAE del modelo ETA (línea roja) con los del WRF-ARW/SHN-SMN (línea verde), de los pronósticos de temperatura a 12, 36 y 60 horas, en la estación Ezeiza.

	P100						P150						P200						P500						P850								
	Media T Mín			Media T Máx			Media T Mín			Media T Máx			Media T Mín			Media T Máx			Media T Mín			Media T Máx			Media T Mín			Media T Máx					
	FR	HR	OR	FR	HR	OR	FR	HR	OR	FR	HR	OR	FR	HR	OR	FR	HR	OR	FR	HR	OR	FR	HR	OR	FR	HR	OR	FR	HR	OR			
Córdoba	1	1	1	1	1	1	1	0.978	0.978	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0.989	0.989	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ezeiza	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Resistencia	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Santa Rosa	1	0.988	0.988	1	1	1	1	0.988	0.988	1	1	1	1	0.988	0.988	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Tabla II: Resultados del Stat-Analysis usando la variable temperatura en los niveles 100, 150 y 200 hPa. FR= forecast rate, HR= hit rate, OR= observation rate.

el norte de Uruguay. El mismo se desarrolló a partir de la convergencia de humedad existente en niveles bajos en dicha región, alimentada por advección cálida y húmeda desde el norte. Como mecanismo de ascenso se identificó un débil gradiente de temperatura potencial equivalente en 850 hPa, que se desplazaba en dirección noreste (no mostrado). Se definió como campo observado la precipitación acumulada a 24 horas proveniente de las estimaciones de precipitación acumulada cada 3 horas del TRMM. Para ello se utilizó un programa en lenguaje R incluido en el MET, el cual también fue adaptado para el CMORPH, aunque el resultado con esta estimación no se muestra en el presente artículo.

El MODE crea un archivo PostScript que resume las características basadas en la definición de los objetos utilizados como aproximación en la verificación. Como primer resultado, se obtiene la información resumida acerca de los objetos y sus propiedades: las imágenes de los campos observado y pronosticado, y de los objetos asociados y/o agrupados y los índices.

En la Figura 8 se observa cómo se asociaron los objetos de diferentes campos y cómo se agruparon en un mismo campo, utilizando los atributos definidos en a) de la Tabla III. Los contornos negros indican los objetos agrupados en un mismo campo; mientras que los colores sombreados corresponden a los objetos que pertenecen a distintos campos pero están asociados entre sí, es decir aquellos objetos definidos en el campo de pronóstico que están relacionados con objetos definidos en el campo de observación. En particular, los coloreados en azul son objetos que no encontraron su correspondencia con objetos del otro campo. Por lo tanto, en el caso del campo pronosticado el color azul representa las falsas alarmas.

Se puede observar que el modelo representó los sistemas más importantes observados, aunque subestimó su intensidad en todos los casos. Respecto al objeto color turquesa del campo de pronóstico, se puede inferir que debería haberse

	Peso de la razón entre las áreas de los objetos	Peso de la diferencia entre los ángulos	Doble umbral
a)	1	1	-
b)	10	1	-
c)	1	10	-
d)	1	1	2.5

Tabla III: Características de las configuraciones utilizadas cuyos resultados se muestran en la Figura 7.

agrupado con el objeto color magenta, ya que se trata de un mismo sistema frontal.

En la Sección 2 se explicaron los conceptos básicos sobre objetos, atributos e intereses que constituyen las componentes del MODE. Los intereses son funciones lineales a trozos definidas por sus puntos significativos, que dependen en algunos casos de la resolución espacial de la malla del modelo de pronóstico, como por ejemplo la distancia entre centroides o la distancia entre los bordes de los objetos; o son independientes y definidos por el usuario, como por ejemplo la diferencia entre ángulos o la proporción entre las áreas.

De esta manera, el cálculo del interés total varía según los pesos asignados a los intereses de los atributos, por lo cual los resultados son dependientes de las prioridades del usuario del MET. Por ejemplo, si se le da más importancia al tamaño del área geográfica en común, las regiones que abarca o la intensidad de la precipitación, se le otorgarán pesos más altos a los intereses relacionados a estos atributos, y por lo tanto el interés total resultante será diferente según sea el caso, y en consecuencia los objetos agrupados y asociados también van a diferir. En particular la técnica llamada “doble umbral” se basa en aplicar una nueva convolución con un umbral de menor valor al utilizado en la etapa de definición de objetos, y hace posible refinar el agrupamiento de objetos para lograr una mejor asociación entre el objeto pronosticado y observado.

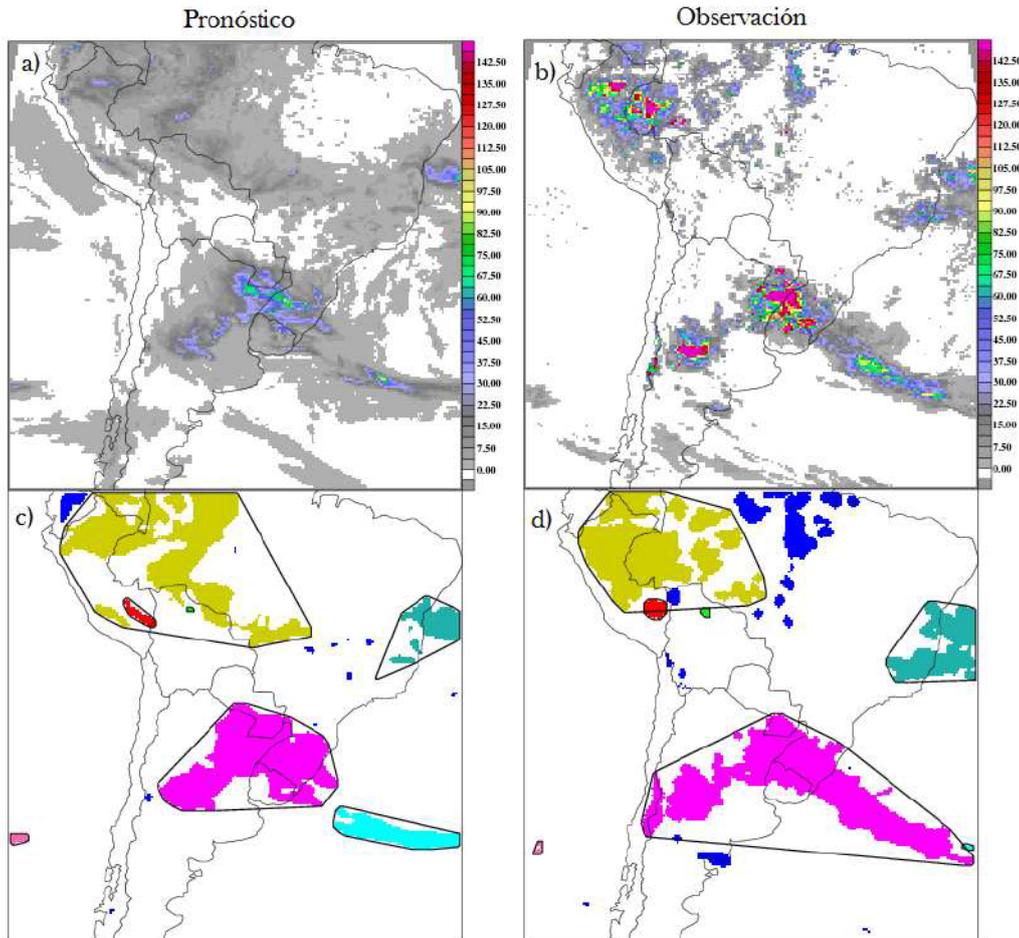


Figura 8: a) Campo pronosticado, b) Campo observado, c) Objetos definidos por el MODE en el campo pronosticado y d) Ídem c) para el campo observado. Los objetos que presentan el mismo color son los asociados entre los campos a) y b), con excepción del color azul (ver el texto). Los contornos en negro definen los objetos agrupados dentro del mismo campo.

Con el fin de evaluar la sensibilidad de los resultados a la selección de algunos atributos, se realizaron distintos experimentos variando la configuración del MODE (Tabla III), para el mismo caso de estudio. En los cuatro experimentos se mantuvo constante el umbral utilizado para la convolución (5 mm), el percentil de la intensidad definido como la media de las intensidades dentro de cada objeto y todos los demás pesos e intereses, exceptuando el peso de la razón entre las áreas de los objetos, el peso de la diferencia entre los ángulos y el doble umbral.

En la Figura 9 se observa que se van

conformando distintos conjuntos de objetos en ambos campos, y por lo tanto distintas asociaciones entre los mismos, a medida que va cambiando el valor de los pesos de algunos de los atributos (Tabla III). En particular, utilizando el doble umbral (Figura 9 d)), se logró agrupar los objetos que estaban separados en la Figura 9 a) (magenta y turquesa) que correspondían al mismo sistema frontal.

4. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

La aplicación del MET permitió establecer límites de confiabilidad, en este caso a

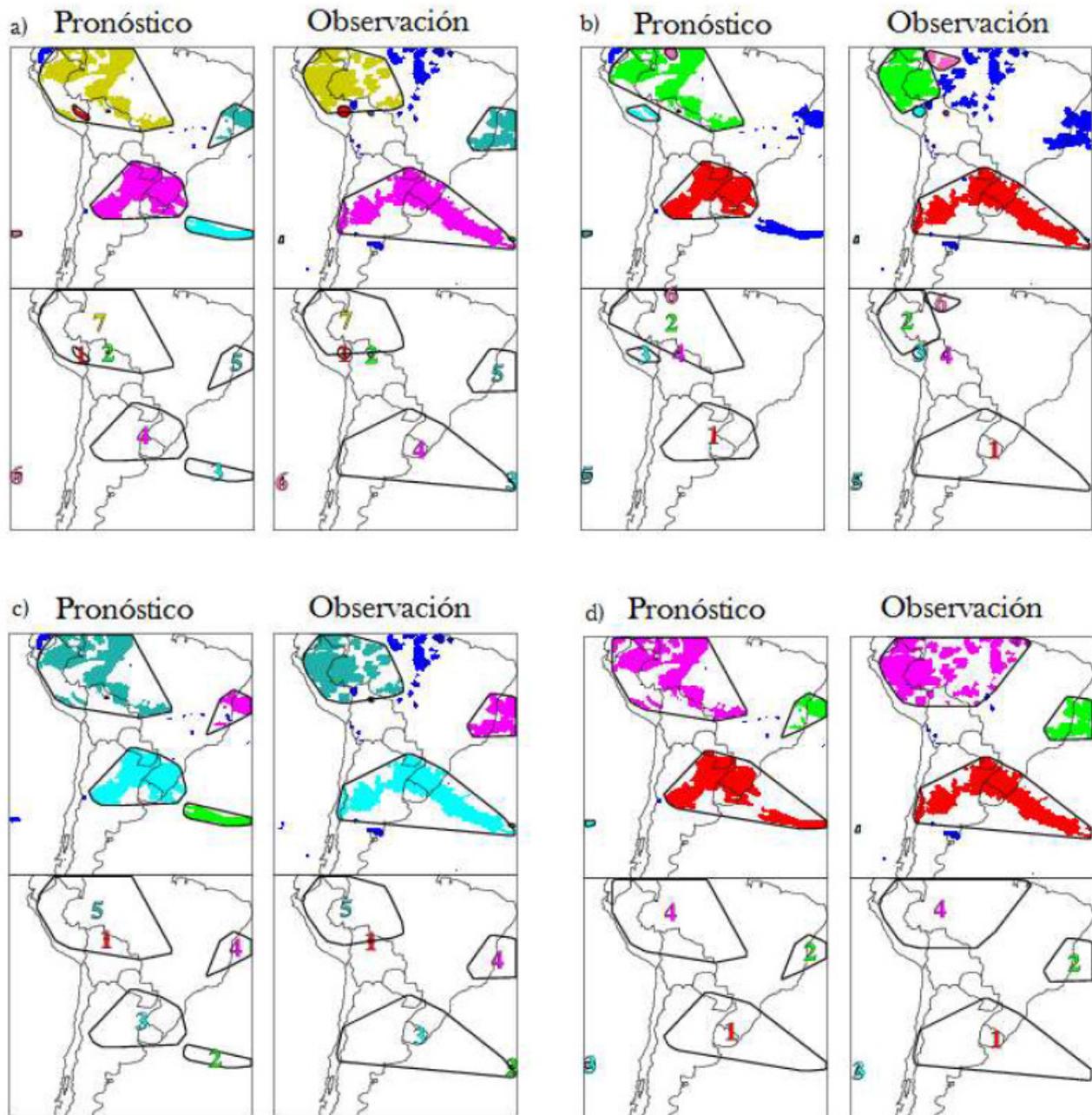


Figura 9: Asociaciones entre los objetos para los experimentos a), b), c) y d) de la Tabla III. En cada caso los paneles superiores se interpretan como la Figura 7. Los números de los paneles inferiores representan los objetos asociados entre el campo pronóstico y el observado.

los pronósticos del WRF-ARW/SHN-SMN. El Point-Stat resultó una herramienta eficiente de verificación de los resultados del modelo con las observaciones de radiosondeo. Se estudiaron los métodos de interpolación de puntos de retículo a la ubicación de la observación y se eligió el de Mínimos Cuadrados con 4 puntos (LS_FIT4), ya que el WRF-ARW/SHN-SMN tiene una resolución de 24 km, por lo que es razonable interpolar con puntos cuya distancia es a lo sumo de 21,22 km de la observación. Este método, al usar un plano de temperatura, nos garantiza que los pronósticos obtenidos en los puntos de observación respetan la continuidad de la variable.

El Stat Analysis sintetiza la información que nos brinda el Point Stat, facilitando así la interpretación de los resultados por parte del usuario. En este trabajo, se aplicaron algunas de las funciones del mismo, en particular las que calculan FR, HR y OR de la variable temperatura en los niveles estándar entre los pronósticos y las observaciones.

La verificación de los campos pronosticados resultantes del WRF-ARW/SHN-SMN para el trimestre de primavera de 2011 de las variables temperatura y viento en los niveles estándar muestran que la calidad del pronóstico varía según: la hora de pronóstico, las características geográficas de la estación meteorológica, la variable y el nivel de la atmósfera.

Los gráficos de dispersión de la temperatura correspondientes a la estación Resistencia, muestran que ésta aumenta con la hora de pronóstico, y es menor en los niveles medios de la atmósfera. Se puede concluir que las temperaturas pronosticadas se encuentran en mayor proporción dentro del rango definido por las estadísticas realizadas a partir de las observaciones (Velasco y Necco, 1980).

En cuanto a los vientos pronosticados se observa que en las distintas horas de pronóstico, alrededor del 75 % tienen errores absolutos menores que 5 m/s en estaciones de superficie,

como Santa Rosa. En el caso de Mendoza, una estación de altura, los valores absolutos de los errores aumentan con los niveles. En cuanto al plazo de pronóstico, se puede afirmar que los pronósticos a 60 horas son mejores que a las 36 horas en los niveles 925, 700 y 850 hPa, mientras que desde los 500 hPa hasta 200 hPa el error va creciendo a medida que aumentan las horas de pronóstico.

Es importante señalar que esta es una verificación preliminar, ya que se trata sólo de un análisis de 3 meses. Se necesitaría del estudio de un periodo más extenso para llegar a conclusiones más generales sobre el comportamiento del modelo. También hay que considerar como otra dificultad la escasez y las grandes distancias que separan las actuales estaciones de radiosondeo, las cuales están situadas en regiones geográficas y climáticas diferentes.

El MODE se empleó en un caso de precipitación intensa para comparar el pronóstico numérico del WRF-ARW/SHN-SMN con la estimación del TRMM, y se observó que aplicando distintas configuraciones se lograron identificar diferentes sistemas con características comunes entre un campo y el otro. El MODE es una herramienta novedosa que plantea el desafío de caracterizar a la precipitación por sus atributos e intereses asociados a los mismos. De esta forma es posible analizar desde otros puntos de vista la bondad de nuestro modelo, al comparar no sólo la intensidad de la precipitación pronosticada, sino también el área cubierta, la forma y el ángulo de inclinación del área, entre otros. Podemos afirmar, entonces, que esta herramienta demostró su versatilidad para la verificación de la precipitación.

Sin embargo, desde el punto de vista práctico, el uso de las componentes del MET no es inmediato, ya que se necesita de desarrollos que las complementen, como por ejemplo programas que transformen las observaciones en el formato requerido por cada herramienta. Otro requerimiento es el conocimiento del lenguaje

R para la interpretación de los resultados y para la manipulación de los scripts preexistentes incluidos en el paquete original del MET. Por otro lado, nos encontramos con dificultades en la comprensión de algunas de las capacidades del MODE ya que la documentación existente es insuficiente y tampoco hay experiencia sobre el tema dentro de la comunidad. Por esta razón, se debería considerar un entrenamiento intensivo con los desarrolladores del software antes de aplicarlo operativamente.

Consideramos necesario el procesamiento de una serie más larga de pronósticos y observaciones para lograr mayor experiencia en el uso y la interpretación de la aplicación del MET. Dentro de los planes futuros se continuará con la verificación estacional de pronósticos del WRF-ARW/SHN-SMN con las observaciones de radiosondeo y con el uso del Stat-Analysis, herramienta muy eficaz para hacer estadísticas en períodos de tiempo extensos utilizando los resultados obtenidos por el Point-Stat. Asimismo se planea realizar la verificación de la precipitación con las observaciones de superficie registradas por las estaciones meteorológicas de la red del SMN.

Agradecimientos: PIDDEF 41/10, SHN-SMN, Ministerio de Defensa, “Aplicaciones de modelos numéricos de última generación, en el ámbito del Servicio Meteorológico Nacional para el pronóstico del tiempo. Estudios de vulnerabilidad del medio ambiente e impacto socioeconómico”. Los pronósticos del modelo ETA, las observaciones SYNOP y radiosondeos fueron proporcionados por el Departamento de Procesos Automatizados (DPA), SMN. Asimismo se agradece el soporte técnico brindado por el `met_help@ucar.edu`.

REFERENCIAS

- Bede B., 2012. *Mathematics of Fuzzy Sets and Fuzzy Logic*. Springer. 280 págs.
- Brown, B. G., Bullock, R., Gotway, J. H., Ahijevych, D., Davis, C., Gilleland, E., Holland, L., 2007. Application of the MODE object-based verification tool for the evaluation of model precipitation fields. Preprints 22nd Conf. on Weather Analysis and Forecasting and 18th Conf. on Numerical Weather Prediction, Park City, Utah, Amer. Meteor. Soc. A (Vol. 10).
- Brown, B. G., Gotway, J. H., Bullock, R., Gilleland, E., Fowler, T., Ahijevych, D., & Jensen, T., 2009. The Model Evaluation Tools (MET): Community tools for forecast evaluation. Preprints, 25th Conf. on International Interactive Information and Processing Systems (IIPS) for Meteorology, Oceanography, and Hydrology, Phoenix, AZ, Amer. Meteor. Soc. A (Vol. 9).
- Bullock, R., 2011. Introduction to spatial verification. MET tutorial presentation. June 27-29. UCAR, USA.
- Charó G., Collini E., Dillon M. E., 2012. Verificación de los pronósticos del modelo WRF-ARW/ SHN-SMN utilizando el MET para la primavera de 2011. XXI Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas 2012. 7 al 9 de noviembre de 2012. Tucumán. Argentina.
- Collini E., Osoro M.S., Folch A., Viramonte J. G., Villarosa G., Salmuni G., 2013. Volcanic ash forecast during the June 2011 Cordón Caulle eruption, *Natural Hazards*, online publication, DOI:10.1007/s11069-012-0492-y, págs. 389-412.
- Costa A., Macedonio G., Folch A., 2006. A three-dimensional Eulerian model for transport and deposition of volcanic ashes. *Earth Planet Sci Lett* 241:634-647.
- Developmental Tested Center, 2013. MET users guide v3.1, [12/09/2013] disponible en http://www.dtcenter.org/met/users/docs/users_guide/MET_Users_Guide_v3.1.pdf
- Dillon M. E., Ferreira L., Collini E., Pujol G., 2011. Estudio de la sensibilidad del modelo WRF-ARW versión SMN/SHN usando campos de humedad del suelo del GLDAS. Reunión de la International Geographical Union (IUG) 2011, Santiago, Chile, noviembre de 2011.

- Evans, L., 1998. *Partial Differential Equations*. AMS Press. 662 págs.
- Fels, S. y Schwarzkopf, M.D., 1975. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32, 1475-1488
- Folch A., Jorba O., Viramonte J.G., 2008. Volcanic ash forecast—application to the May 2008 Chaitén eruption. *Natl Hazards Earth Syst Sci* 8:927–940.
- Folch A., Costa A., Macedonio G., 2009. FALL3D: a computational model for volcanic ash transport and deposition. *Comput Geosci* 35(6):1334–1342
- Jolliffe I. T., Stephenson D. B., 2012. *Forecast verification: A practitioner's guide in atmospheric science*, Wiley & sons. 240 págs.
- 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, págs. 487-503.
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., & Simpson, J., 1998. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(3), págs. 809-817.
- Lacis, A., y Hansen, J., 1974. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 31, No. 1, 118–133.
- Lehmann E.L., Romano J.P., 2005. *Testing Statistical Hypotheses*. Springer Texts in Statistics. 767 págs.
- Matsudo C., García Skabar Y., Ferreira L., Salio P., 2012. Aplicación de una técnica especial de verificación en pronósticos de precipitación en alta resolución. CONGREGMET XI, Mayo 2012, Mendoza, Argentina. Proceedings, 13 págs., <http://www.congremet.prmarg.org/upload/matsudocynthia.pdf>.
- Osores M.S., 2012. Análisis y validación del modelo de dispersión y deposición de ceniza volcánica FALL3D mediante el uso de imágenes satelitales y datos de campo - Casos de estudio: Chaitén, Hudson y Cordón Caulle". Tesis de Licenciatura. Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. FCEyN. Universidad de Buenos Aires. 151 págs.
- Skamarock, W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D. O., Barker D. M., Duda M. G., Huang X., Wang W., Powers, J.G., 2008. A description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR/TN-468+ STR, NCAR TECHNICAL NOTE, 88. 125 págs.
- 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
- Suaya M., Valdivieso R., 2009. Modelo ETA SMN 2003-2008: usos, experiencias y resultados. CONGREGMET X/CLIMET XIII, 5-9/10/2009, Buenos Aires, Argentina. Versión en CD. 13pp. Presentación tipo poster
- Valdivieso R., Dillon M. E., Collini E. A., Suaya M. 2012. Verificación del pronóstico de temperaturas extremas de los modelos WRF/SHN-SMN y ETA/SMN, durante el año 2011. CONGREGMET XI. "La meteorología y su contribución al desarrollo humano, social y económico de las regiones". Mendoza, Argentina; 28 de Mayo al 1 de Junio de 2012. Modo Poster. Resumen publicado en <http://www.congremet.prmarg.org/paginas/index/trabajos>.
- Velasco I., Necco G.V., 1980. Valores medio, extremos y desviaciones estándar de datos aerológicos de la República Argentina. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. 275 págs.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

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
TESORERO:	Cristian Waimann
PROTESORERO:	Alejandro Aníbal Godoy
VOCALES TITULARES:	Vanesa Pántano Matías Bertolotti Lorena Ferreira
SUPLENTES:	Ricardo Vidal María Soledad Osoreo María Eugenia Dillon

TRIBUNAL DE HONOR

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

COMISIÓN REVISORA DE CUENTAS

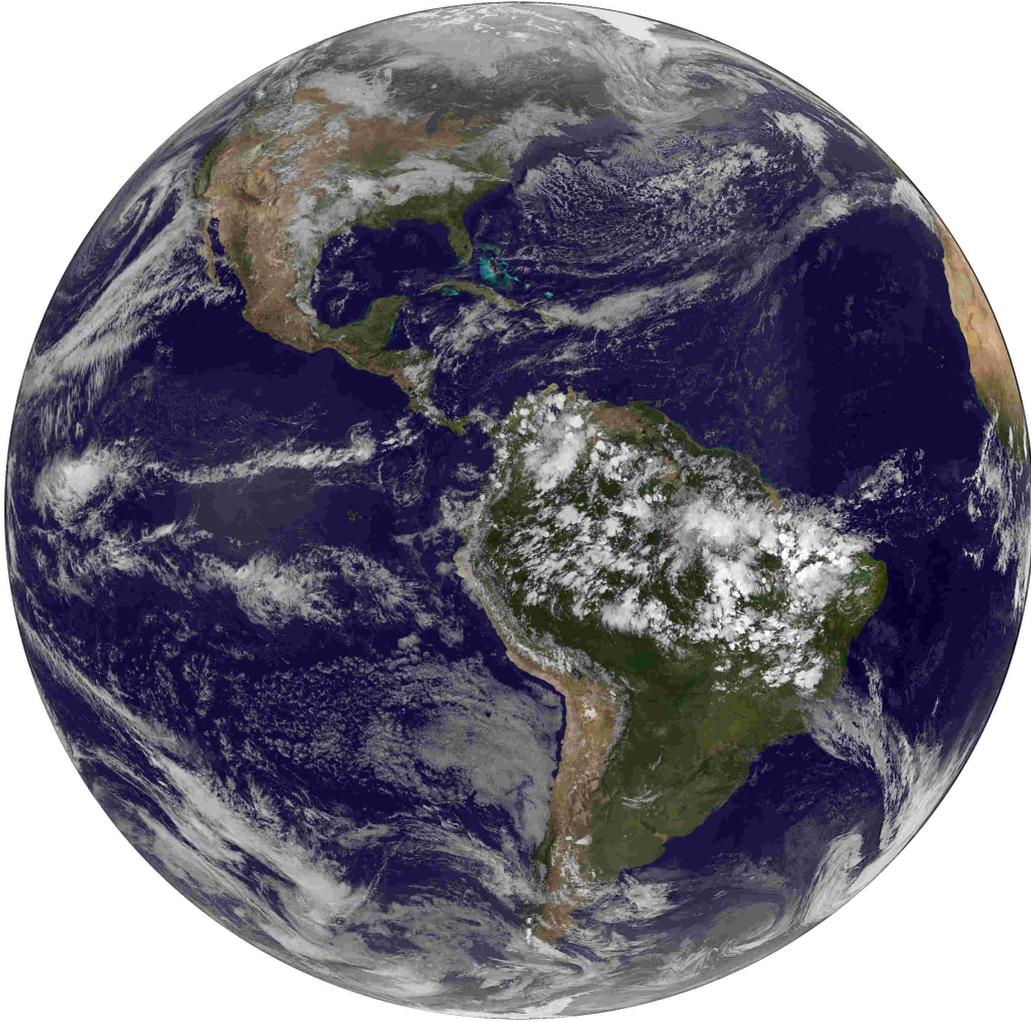
Norma Possía
María Isabel Gassmann

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 1850-468X
ISSN 2347-0364



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