

# Meteoro logica

PUBLICACIÓN ESPECIALIZADA  
EN TEMAS METEOROLÓGICOS

Versión en línea

ISSN 1850-460X

Volumen 38

Número 1

Año 2013

## CONTENIDO:

- Natalia B. Montroull, Ramiro I. Saurral, Inés A. Camilloni, Anna Sörensson, Claudio Menendez y Romina Ruscica*  
ESCENARIOS HIDROLÓGICOS FUTUROS EN LA REGIÓN DE LOS ESTEROS DEL  
IBERÁ EN EL CONTEXTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO 3
- Cristóbal Mulleady y Daniel Barrera*  
ESTIMACIÓN DE LA TASA DE EVAPOTRANSPIRACIÓN A PARTIR DE DATOS  
SATELITALES MODIS 21
- Alfredo J. Costa, Marcela H. González y Mario N. Núñez*  
CAMBIOS ESPERADOS EN LA DISPONIBILIDAD HÍDRICA DEL SUELO EN AR-  
GENTINA 41
- Notas y Correspondencia
- Cynthia Matsudo, Yanina García Skabar, Lorena Ferreira, Juan Ruiz, Paola Salio, Lu-  
ciano Vidal, Matilde Nicolini*  
SISTEMA DE PRONÓSTICO EXPERIMENTAL EN ALTA RESOLUCIÓN CON EL  
MODELO BRAMS 53

# Meteoro logica

PUBLICACIÓN SEMESTRAL DEL CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

DIRECTORA  
YANINA GARCÍA SKABAR

EDITORES EJECUTIVOS  
ANDREA FABIANA CARRIL  
MARIANA BARRUCAND

## CONSEJO EDITORIAL

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

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



Forma parte del Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas

©2013 Centro Argentino de Meteorólogos. Propietario

Intendente Güiraldes 2160

Ciudad Universitaria, Pabellón II, 2ºPiso

C1428EHA Buenos Aires, Argentina

Queda hecho el depósito legal que marca la ley 11723.

Registro de la Propiedad Intelectual en trámite

ISSN: Versión en línea 1850-468X

## ***Editorial***

*Estimados lectores, tenemos el agrado de presentar un nuevo volumen de la revista Meteorologica, el cual incluye seis artículos y dos notas en temáticas de particular interés para la comunidad científica del cono sur de Sudamérica.*

*Seguimos trabajando con el fin de jerarquizar nuestra revista y a la vez darle una mayor visibilidad. Incorporamos en la página web de Meteorologica ([www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica](http://www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica)) una pestaña donde se puede acceder a los artículos en prensa que serán publicados en próximos números. De este modo, una vez que un trabajo es aceptado puede ser referenciado, citando el link correspondiente. En el 2012 hemos firmado el acuerdo con “EBSCO Publishing” para que los contenidos de Meteorologica formen parte de dicha base de datos. EBSCO Publishing es el proveedor de EBSCOhost, un recurso electrónico utilizado por bibliotecas a nivel mundial y en particular, el administrador de la Biblioteca Electrónica de Ciencia y Tecnología del MINCYT. Próximamente, los contenidos de los volúmenes 34 a 37 de Meteorologica estarán incluidos en EBSCO. Asimismo, recordamos que también se puede acceder a Meteorologica a través de Scielo Argentina (Scientific Electronic Library Online; <http://www.Scielo.org.ar>), portal que cuenta con la posibilidad de búsquedas y manejo de citas, y de la Biblioteca Digital de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires ([www.fcen.bl.uba.ar](http://www.fcen.bl.uba.ar)).*

*Además, estamos implementando un nuevo sistema para la edición de la revista, el cual nos permitirá unificar el formato final de los artículos. Por ese motivo hemos modificado levemente las normas detalladas en la página web de la revista y al final de este volumen. A partir del próximo número, una vez que los manuscritos sean aceptados para su publicación, las tablas y figuras serán requeridas en formatos específicos.*

*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*



## ESCENARIOS HIDROLÓGICOS FUTUROS EN LA REGIÓN DE LOS ESTEROS DEL IBERÁ EN EL CONTEXTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Natalia B. Montroull<sup>1</sup>, Ramiro I. Saurral<sup>1,2</sup>, Inés A. Camilloni<sup>1,2</sup>, Anna Sörensson<sup>1</sup>, Claudio Menendez<sup>1,2</sup> y Romina Ruscica<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CONICET-UBA), UMI IFAECI/CNRS, Buenos Aires, Argentina

<sup>2</sup>Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (FCEN, UBA), Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 27 de septiembre de 2011, en su versión final el 22 de febrero de 2012)

### RESUMEN

Los esteros del Iberá son el segundo humedal más grande del mundo y en él habitan cientos de especies vegetales y animales. La disponibilidad hídrica de la región es consecuencia del balance entre precipitación, evapotranspiración y escurrimiento siendo esta área altamente sensible a modificaciones en dicho balance. En este trabajo se presenta la calibración del modelo hidrológico distribuido VIC a la región de los esteros del Iberá en base a observaciones de temperatura, precipitación y viento en superficie. Asimismo se analiza la habilidad del modelo climático regional RCA3-E para simular el clima presente de la región y la capacidad del modelo VIC para representar el ciclo hidrológico del humedal cuando es forzado con los resultados de las simulaciones de RCA3-E. Se encontró que existen errores en el modelo climático que deterioran notablemente las simulaciones hidrológicas y que estas últimas pueden ser mejoradas si se aplica previamente al modelo regional un esquema de corrección de errores sistemáticos. Por último, y con el fin de determinar un potencial escenario futuro de disponibilidad hídrica en la región del Iberá, se forzó al modelo hidrológico con las simulaciones provistas por RCA3-E para finales del siglo XXI luego de aplicar el esquema de corrección y considerando un escenario intermedio de emisiones de gases de efecto invernadero. Los resultados obtenidos si bien constituyen una primera aproximación en la generación de escenarios hidrológicos futuros para la región muestran que no es de esperarse un déficit hídrico a pesar del aumento de las temperaturas proyectadas en la región, probablemente debido a que el incremento de precipitación compensaría la mayor evapotranspiración y esto daría lugar a un aumento en el caudal del principal río de la región del Iberá.

### FUTURE HYDROLOGICAL SCENARIOS IN THE IBERÁ REGION IN THE CONTEXT OF CLIMATE CHANGE

#### ABSTRACT

The Iberá region is the second largest wetland in the world and hosts hundreds of plants and animal species. Water availability in the region is the result of the balance between precipitation, evapotranspiration and runoff, and the region is highly sensitive to changes in this balance. In this paper the VIC hydrologic distributed

model is calibrated over the Iberá region using observed temperature, precipitation and surface wind data. This study also examines the ability of the RCA3-E regional climate model to simulate the present climate and the skill of VIC to represent the hydrologic cycle of the wetland when forced by RCA3-E output data. It was found that errors in the climate model significantly affect hydrological simulations and this can be improved if a correction scheme for systematic errors is applied. Finally, in order to determine a potential future scenario of water availability in the Iberá region, the hydrologic model is forced with simulations provided by the RCA3-E by the end of the present century for an intermediate greenhouse gases emissions scenario after correcting the identified systematic errors. The results show that, although the regional climate model projects an increase in both precipitation and mean temperature, rainfall changes could compensate the rise in evapotranspiration given the increase in temperatures and this would lead to larger streamflows of the Iberá region's main river.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los esteros del Iberá constituyen uno de los humedales de agua dulce más importantes de Argentina y el segundo más grande del mundo, sólo superado en extensión por el Pantanal. Se ubican en la provincia de Corrientes dentro de la cuenca del río Corriente, al noreste del país aproximadamente entre  $56^{\circ}\text{W}$ - $58^{\circ}\text{W}$  y  $27^{\circ}\text{S}$ - $29^{\circ}\text{S}$  (Figura 1) cubriendo una extensión que fluctúa entre 7.800 y 12.000 km<sup>2</sup> de acuerdo con el balance entre precipitación y evapotranspiración (Neiff 1997). Cientos de especies animales y vegetales habitan en esta área y su distribución y abundancia dependen fuertemente de su comportamiento hidrológico (Neiff y otros, 1994). Forman parte de una región de particular interés científico debido a que se encuentran en el sudeste de Sudamérica y más precisamente en la cuenca del Plata, una de las áreas donde se han observado tendencias significativas en la precipitación de los últimos 40 años. Castañeda y Barros (1994) encontraron que entre 1916 y 1991 se dieron tendencias positivas significativas en la precipitación sobre la región sur de Sudamérica al este de los Andes, mostrando los mayores incrementos a partir de fines de los '50 con un aumento promedio del 10 % y algunas regiones alcanzando incluso el 30 %. García y Vargas (1998) vincularon estos incrementos en la precipitación con aumentos en los caudales

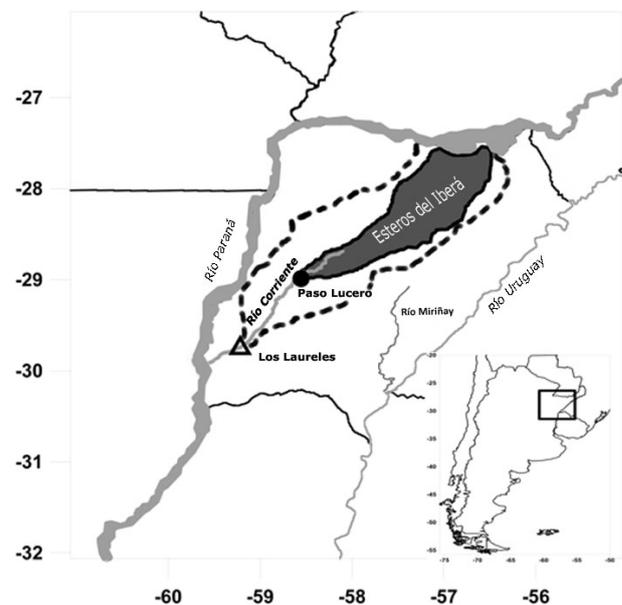


Figura 1: Ubicación geográfica de los esteros del Iberá en la provincia de Corrientes, del río Corriente y de los dos puntos de cierre considerados: Paso Lucero y Los Laureles. En línea punteada se muestra la cuenca del río Corriente.

de los principales ríos de la cuenca del Plata, en tanto que otros trabajos hallaron cambios también en variables relacionadas con la circulación como la presión al nivel del mar (por ejemplo, Di Luca y otros, 2006). Camilloni y Barros (2003) mostraron que 12 de los 16 caudales mensuales más altos del río Paraná durante todo el siglo XX ocurrieron después de 1970 y características

similares se encontraron sobre el río Paraguay (Barros y otros, 2004) y el Uruguay (Camilloni, 2005). Asimismo, Doyle y otros (2011) mostraron que las tendencias crecientes en la precipitación del sudeste de Sudamérica se explican principalmente por un incremento en la frecuencia e intensidad de las precipitaciones extremadamente altas (por encima del percentil 90).

En el contexto de los cambios observados en las condiciones climáticas a nivel regional -y considerando que los mismos podrían mantenerse e incluso acentuarse en décadas futuras-, resulta de especial interés estimar las modificaciones en el ciclo hidrológico que tendrían lugar sobre la región de los esteros del Iberá debido a que alteraciones en los regímenes futuros de precipitación y/o en la temperatura y por lo tanto en la evaporación pueden inducir cambios en los caudales y en los patrones de biodiversidad y el funcionamiento ecológico del humedal. En consecuencia, el objetivo principal de este trabajo consiste en cuantificar los posibles cambios en el comportamiento hídrico de la región de los esteros del Iberá en el contexto del cambio climático asociado al incremento en la concentración atmosférica de gases de efecto invernadero. Con esta finalidad se calibró el modelo hidrológico distribuido VIC (por sus siglas en inglés Variable Infiltration Capacity, o Capacidad de Infiltración Variable en castellano) sobre la región de estudio en base a datos de temperatura y precipitación observados y simulados por el modelo climático regional RCA3-E (CIMA-Rossby Center/SMHI). Asimismo, se elaboró un escenario hidrológico futuro para el río Corriente para finales del siglo XXI utilizando las simulaciones provistas por el modelo climático.

El trabajo se organiza del siguiente modo: en la sección 2 se presenta una descripción hidroclimática de la región de estudio, del modelo hidrológico empleado y algunas generalidades del modelo climático regional. La sección 3 muestra los resultados de la calibración y validación del modelo hidrológico a partir de la comparación de los caudales medios mensuales simulados para el río Corriente utilizando información

meteorológica observada y provista por el modelo climático RCA3-E. Debido a la presencia de los errores sistemáticos asociados al modelo climático, se presenta además una metodología de corrección de los mismos y se comparan los resultados obtenidos con el modelo hidrológico al utilizar las simulaciones climáticas corregidas. Finalmente, la sección 4 incluye una discusión de resultados y conclusiones.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍAS

### 2.1. Características hídricas y climáticas de la región de estudio

El Iberá se alimenta fundamentalmente por aportes pluviales de la región que son del orden de 1500 mm anuales. La cuarta parte de la precipitación recibida en el humedal drena en forma permanente en el río Corriente para finalmente desaguar en el Paraná y, transitoriamente y en casos de inundación, por el río Miriñay, que desemboca en el Uruguay (Figura 1). La mayor parte de la precipitación restante es evaporada (Ferrati y otros, 2003). El relieve de la región es de llanura, con altura sobre el nivel del mar de aproximadamente 60 metros. La escasa pendiente del terreno y los obstáculos naturales que dificultan el drenaje de las aguas hacia su única salida por el río Corriente hacen que la dinámica hídrica sea predominantemente vertical, es decir que las principales transferencias de agua se realizan a través de los procesos de precipitación y evapotranspiración, siendo muy importantes el almacenamiento y la memoria del sistema (Ferrati y otros, 2003).

La región que comprende los esteros del Iberá posee un clima subtropical, con una temperatura media de verano que varía entre 25°C en el sur y 27°C en el norte y con inviernos en los que las temperaturas medias oscilan entre 14°C y 17°C en ambos extremos de la región. En la Figura 2 se presenta la distribución media mensual de caudales del río Corriente en la estación Los Laureles, cuya ubicación se indica en la Figura 1, para el período 1990-2007 junto con el ciclo anual de la precipitación media pa-

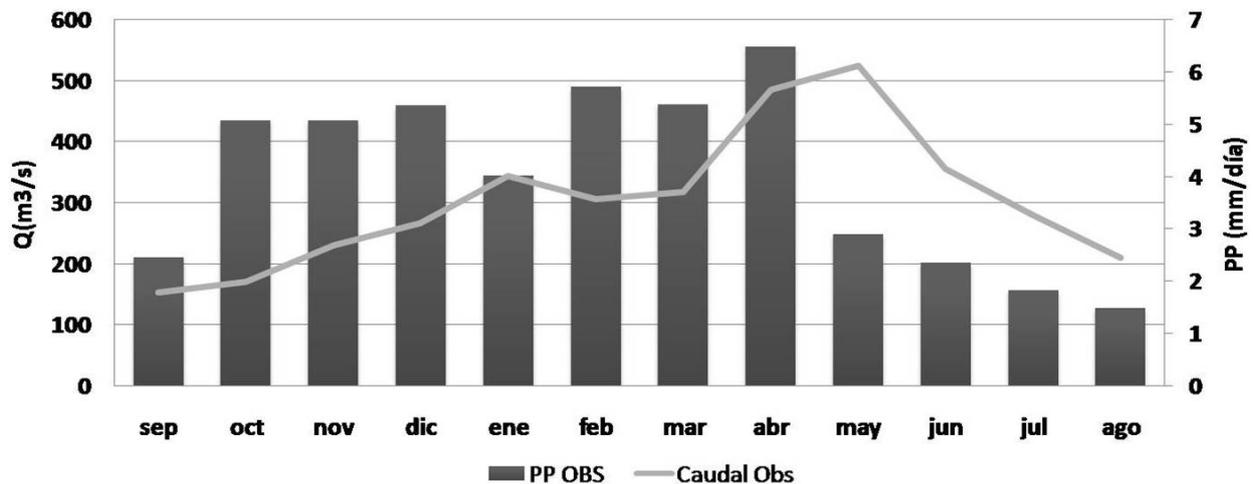


Figura 2: Régimen de precipitación media mensual para la cuenca del río Corriente en barras, y caudal medio mensual para Los Laureles en línea llena gris en el período 1990-2007. Las unidades son  $\text{mm mes}^{-1}$  y  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ , respectivamente.

ra toda la cuenca y para el mismo período. El caudal medio es de  $332,5 \text{ m}^3/\text{s}$  con un máximo absoluto en mayo de  $461,1 \text{ m}^3/\text{s}$  y un máximo relativo en enero. El mínimo absoluto en el caudal ocurre en el mes de septiembre con un valor de  $189 \text{ m}^3/\text{s}$  mientras que en los meses de febrero y marzo se puede observar mínimos relativos. Por su parte, la precipitación tiene máximos en las estaciones de transición (otoño y primavera), con un mínimo absoluto en invierno y uno relativo en verano. Los máximos de precipitación anticipan a los máximos en los caudales y de la misma forma se observa que los mínimos en la precipitación anteceden a los mínimos en el caudal, con un desfase de aproximadamente un mes.

## 2.2. El modelo hidrológico

El modelo hidrológico VIC (Liang y otros, 1994, 1996; Nijssen y otros, 1997) fue desarrollado en la Universidad de Washington, Estados Unidos. Es conceptual, distribuido y de gran escala y resuelve los balances de energía y de agua en una redícula utilizando información meteorológica y de tipos de suelo y cubierta vegetal. Su eficiencia en estudios de variabilidad hídrica ya fue proba-

da en una gran cantidad de cuencas alrededor del mundo (Mattheussen y otros, 2000; Cherkauer y Lettenmaier, 1999; Leung y otros, 1999) y particularmente sobre Sudamérica fue empleado para estudios hidrológicos sobre la cuenca del Plata tanto a nivel regional (Su y otros, 2008, 2009, 2011) como así también sobre cuencas específicas, como la del río Uruguay (Saurral y otros, 2008). El modelo VIC requiere información diaria o subdiaria de cuatro variables meteorológicas que pueden ser elegidas por el usuario en función de su disponibilidad. En este trabajo se emplearon datos diarios de temperatura mínima, temperatura máxima, precipitación y velocidad del viento en el período comprendido entre el 1/1/1990 y el 30/11/2007. El área de trabajo considerada para realizar las simulaciones es la comprendida entre  $26^\circ\text{S}$  y  $32^\circ\text{S}$  y  $61^\circ\text{W}$  y  $55^\circ\text{W}$  (Figura 1). Esta región incluye los esteros del Iberá y la cuenca del río Corriente. La razón por la cual se tomó esta área bastante más extensa que la zona específica de estudio es que permite incluir una mayor cantidad de datos de temperatura y precipitación y de esta forma obtener una redícula con información más precisa y más representativa de la región de interés. En total se contó con informa-

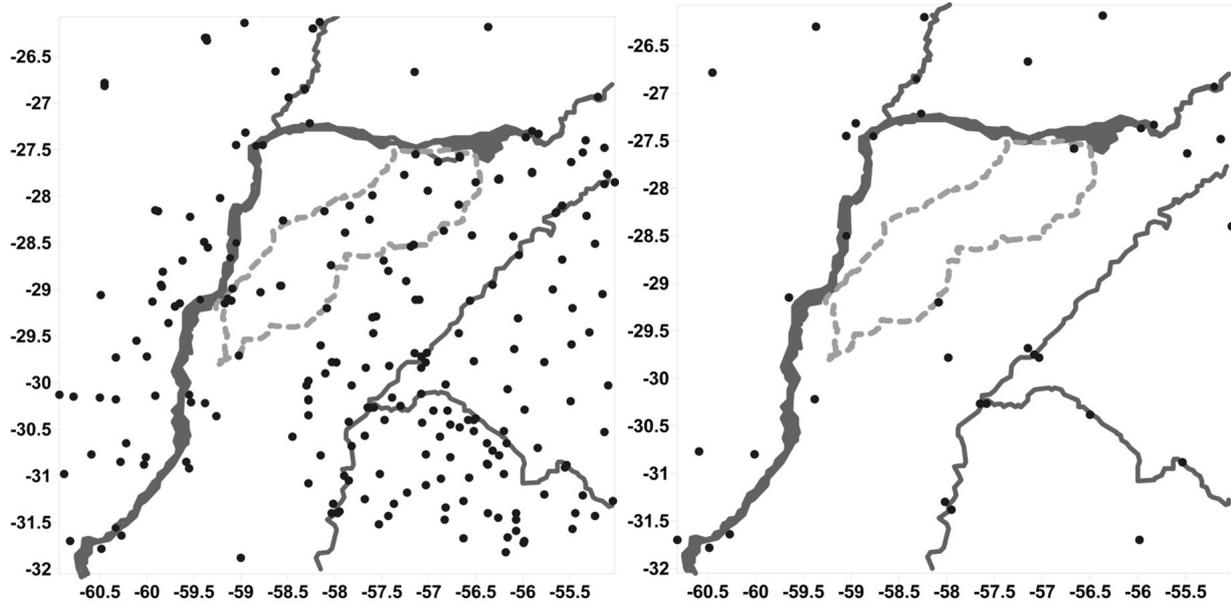


Figura 3: Distribución espacial de las estaciones pluviométricas (a) y de temperatura (b). En línea punteada se muestra la cuenca del Río Corriente.

ción proveniente de 239 estaciones pluviométricas obtenidas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina, de la base de datos mantenida por el National Climate Data Center de la NOAA (NCDC/NOAA), del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria argentino (INTA), de la empresa EVARSA (Evaluación de Recursos S.A.), de la Dirección de Meteorología e Hidrología de Paraguay y de la Entidad Binacional Yacyretá (EBY). En cuanto a la temperatura, los datos se obtuvieron del NCDC/NOAA, del INTA y de Subsecretaría de Recursos Hídricos de Argentina, disponiéndose de un total de 37 estaciones. Los datos de velocidad de viento en superficie se obtuvieron de los reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay y otros, 1996) en su resolución original de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ .

Las Figuras 3a y 3b muestran la ubicación de las estaciones de precipitación y temperatura consideradas, respectivamente. Las estaciones pluviométricas presentan una distribución homogénea a través de la cuenca del río Corriente, en tanto que las de temperatura -menos abundantes- se ubican mayormente fuera de ella y en los alrededores. De todos modos, y teniendo en cuenta que en esta región del noreste ar-

gentino la topografía es escasa y el terreno es mayormente plano, no son esperables variaciones espaciales significativas de la temperatura a diferencia de lo que podría ocurrir con la precipitación. La información de tipos de suelo se obtuvo de la FAO (Food and Agriculture Organization) a través del Mapa de Suelos del Mundo elaborado por la UNESCO, en tanto que los datos de cubierta vegetal se tomaron de la clasificación llevada a cabo por la Universidad de Maryland en base a información satelital disponible en una retícula de  $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$  (Hansen y otros, 2000).

Las simulaciones con el modelo VIC se realizaron considerando una resolución horizontal de  $0,125^\circ \times 0,125^\circ$  (la más alta permitida por el modelo) y tres niveles verticales. De esta forma se obtuvieron 2401 puntos de retícula en todo el dominio a los que fueron referenciados los datos meteorológicos por medio del método Kriging. Por cada punto, el modelo VIC calcula diferentes variables en escala diaria, entre las cuales se encuentra la escorrentía, la evaporación y el flujo base. Para poder evaluar la habilidad del modelo VIC para simular los caudales en puntos de cierre de la cuenca del río Corriente se aplicó a las

salidas un esquema de ruteo (Lohmann y otros, 1996) que integra el escurrimiento generado en todos los puntos corriente arriba de los puntos de cierre considerados en este estudio: Paso Lucero y Los Laureles (Figura 1). De esta forma los caudales simulados pueden ser comparados con los observados. Si bien el modelo hidrológico provee caudales en diferentes escalas temporales (diaria y mensual), el análisis se realizó sólo a nivel mensual.

Para calibrar el modelo hidrológico se consideró el período 1991-1998, en tanto que la validación se llevó a cabo empleando los datos del período 1999-2005. La calibración se realizó ajustando parámetros específicos del modelo VIC asociados especialmente con la capacidad de infiltración y con el espesor de las capas de suelo. La habilidad del modelo para representar los caudales medios derivados de las observaciones se determina calculando parámetros estadísticos, entre los cuales para este trabajo se consideró el índice  $E$  propuesto por Nash y Sutcliffe (1970) definido en la Ecuación 1.

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - Q_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - \overline{Q_o})^2} \quad (1)$$

donde  $Q_o$  representa los caudales mensuales observados y  $Q_m$ , los obtenidos mediante las simulaciones. Santhi y otros (2001) determinaron que el ajuste es aceptable en los casos en que  $E$  supera 0,5.

### 2.3. El modelo climático regional RCA3-E

RCA es un modelo climático regional hidrostático y en puntos de retícula desarrollado en el Rossby Centre. En este trabajo se emplea la versión más reciente del modelo (RCA3-E), la cual incluye mejoras en el tratamiento de la superficie al incluir la base de datos ECOCLIMAP (Champeaux y otros, 2005) y cambios en algunas parametrizaciones físicas de modo de mejorar la representación del clima en regiones tropicales y subtropicales (Sörensson 2010). El modelo para-

metriza los procesos asociados a la convección siguiendo el esquema de Kain y Fritsch (1993) con modificaciones propuestas por Jones y Sánchez (2002) y la microfísica en base al esquema de Rasch y Kristjánsson (1998). Los procesos radiativos son resueltos mediante los esquemas de Savijärvi (1990), Sass y otros (1994) y Räisänen y otros (2000), en tanto que el esquema de suelo empleado es el propuesto por Samuelsson y otros (2006) y por Champeaux y otros (2005). El modelo resuelve las ecuaciones primitivas en un dominio limitado con una resolución horizontal de  $0,5^\circ$  y empleando 24 niveles verticales. Estudios climáticos previos sobre Sudamérica han empleado RCA3-E: Sörensson y otros (2010a) y Sörensson y Menéndez (2011) analizaron los procesos de retroalimentación y acople entre el suelo y la precipitación durante la época activa del monzón sudamericano. Sörensson y otros (2010b) estudiaron la respuesta de promedios estacionales y extremos diarios de precipitación en Sudamérica en un escenario de cambio climático. Menéndez y otros (2010a y 2010b) emplearon este modelo en diferentes ensambles de modelos climáticos regionales.

Para este trabajo se utilizaron las salidas diarias del modelo RCA3-E de las variables precipitación, temperatura mínima y máxima y velocidad del viento sobre la región de los esteros del Iberá en dos períodos: 1980-1999 y 2080-2099. En ambos casos, las simulaciones climáticas fueron llevadas a cabo forzando al modelo RCA3-E con condiciones de borde obtenidas de las salidas del modelo climático global ECHAM5-MPI/OM. Para el clima futuro se consideró el escenario de emisiones intermedio A1B (ver más detalles en Solomon y otros, 2007).

Con el fin de remover los errores sistemáticos del modelo climático, se aplicó un esquema de corrección a las variables precipitación y temperatura máxima y mínima. Para la velocidad del viento en superficie no se aplicó ninguna corrección dado que la diferencia anual entre las simulaciones del modelo RCA3-E y los reanálisis NCEP son inferiores al 10% para el período 1990-1999 (Figura no mostrada).

El esquema utilizado para precipitación y temperatura remueve los errores sistemáticos de estas variables meteorológicas con un paso de tiempo mensual y fue utilizado en varios trabajos hidrológicos previos (por ejemplo, Saurral, 2010). El mismo consiste en calcular primero las medias mensuales de los datos observados y modelados en el período 1980-1999 para cada punto de retícula en la región de estudio. Los datos de temperatura máxima y mínima son corregidos sumando a estos datos diarios la diferencia entre las medias mensuales observadas y modeladas. Este procedimiento se resume de la siguiente forma:

$$T_{corr}(i, j) = T_{mod}(i, j) + \bar{T}_{obs}(j) - \bar{T}_{mod}(j) \\ i = 1, 2, \dots, 31; j = 1, 2, \dots, 12 \quad (2)$$

donde  $T_{corr}$  es la temperatura diaria corregida para el período 1980-1999,  $T_{mod}$  es la temperatura diaria provista por el modelo regional para el mismo período,  $\bar{T}_{obs}$  es la temperatura media mensual observada para el período 1980-1999 y  $\bar{T}_{mod}$  es la temperatura media mensual modelada para el mismo período.

El esquema de corrección para la precipitación puede ser descrito por la siguiente fórmula:

$$P_{corr}(i, j) = P_{mod}(i, j) \frac{\bar{P}_{obs}(j)}{\bar{P}_{mod}(j)} \\ i = 1, 2, \dots, 31; j = 1, 2, \dots, 12 \quad (3)$$

donde  $P_{corr}$  es la precipitación diaria corregida para el período 1980-1999,  $P_{mod}$  es la precipitación diaria provista por el modelo regional para el mismo período,  $\bar{P}_{obs}$  es la precipitación media mensual observada para el período 1980-1999 y  $\bar{P}_{mod}$  es la precipitación media mensual modelada para el mismo período.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Calibración y validación del modelo hidrológico

La calibración y validación del modelo hidrológico se llevó a cabo en los puntos de cierre Paso Lucero y Los Laureles, los cuales determinan subcuencas que incluyen un total de 89 y 144

puntos de retícula, respectivamente. Para la calibración del modelo se ajustaron los siguientes parámetros: la fracción de la velocidad máxima del flujo base donde comienza el flujo no lineal ( $D_s$ ), la capacidad de infiltración ( $b$ ) y el espesor de cada capa de suelo. Se llevaron a cabo simulaciones variando, de a uno por vez, el parámetro  $D_s$  (asignándole valores de  $10^{-3}$ ,  $10^{-4}$  y  $10^{-5}$ ), el  $b$  (igual a  $10^{-4}$ ,  $10^{-3}$ ,  $10^{-2}$ ,  $10^{-1}$  y  $2 \cdot 10^{-1}$ ) y el espesor de cada una de las tres capas de suelo consideradas por el modelo VIC. A medida que aumenta el valor de  $D_s$ , el flujo base será mayor para un contenido menor de agua en la capa inferior del modelo. El parámetro  $b$  define la forma de la curva de la Capacidad de Infiltración Variable. Un valor alto de  $b$  se traduce en infiltraciones bajas y en consecuencia en escorrentías superficiales mayores. Las variaciones de  $D_s$  y  $b$  se consideraron siguiendo valores sugeridos obtenidos previamente en la calibración del VIC en cuencas de latitudes medias y altas del hemisferio norte (ver por ejemplo Liang et al., 1994).

Por defecto, la capa superficial tiene un espesor vertical de 10 cm, la capa intermedia de 30 cm y la inferior, de 100 cm, por lo que se llevaron a cabo pruebas aumentando en 10 cm el espesor de cada una de las mismas. Los resultados de la etapa de calibración mostraron que el mejor ajuste para el caso de Paso Lucero se obtiene considerando un valor de  $b=0,01$  y un valor de  $D_s=0,001$ , en tanto que para el caso de Los Laureles estos valores son  $b=0,1$  y  $D_s=0,001$ . En ambos casos, los valores más altos del estadístico E se obtuvieron al incrementar en 10 cm el espesor de cada una de las tres capas de suelo (llevando los espesores de cada una de las tres capas a 20, 40 y 110 cm respectivamente) y fueron de 0,703 en el caso de Paso Lucero y de 0,672 para Los Laureles. En la Figura 4 se muestran los caudales mensuales observados y simulados durante la etapa de calibración para ambos puntos de cierre donde puede observarse que el modelo es capaz de representar adecuadamente la variabilidad intermensual de los caudales del río Corriente. Se identifican algunas sobreestimaciones por parte del modelo, como

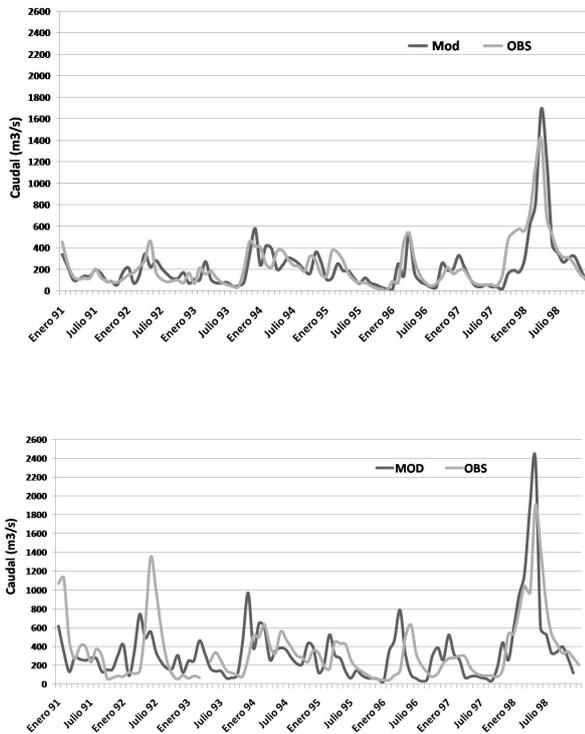


Figura 4: Caudales medios mensuales simulados (en línea gris oscura) y observados (en línea gris clara) en a) Paso Lucero, y b) Los Laureles en el período de calibración (1991-1998). Las unidades son  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ .

en el caso del invierno de 1998 en ambos puntos de cierre, y subestimaciones de caudales como el registrado a mediados de 1992, en especial en la estación Paso Lucero. Al validar la calibración con el período 1999-2005 se observa que el modelo hidrológico representa en forma adecuada la variabilidad de los caudales en ambos puntos de cierre (Figura 5). En esta etapa nuevamente se encuentra que los valores del estadístico E están por encima del umbral de 0,5, sugiriendo así que la calibración efectuada es aceptable ya que E alcanza un valor de 0,605 en Paso Lucero e igual a 0,675 en Los Laureles. Al considerar el período completo (1991-2005), se encuentra que la onda anual de caudal del río Corriente es bien representada en ambos puntos. En la Figura 6 se muestran la distribución media mensual del

caudal observado y simulado del río Corriente en Paso Lucero y Los Laureles, donde se encuentra que el modelo VIC representa adecuadamente el momento y la magnitud del mínimo de caudal observado a finales del invierno en ambas estaciones. Se representa también en forma adecuada el posterior aumento de caudales acompañando el comienzo de la temporada en que se incrementan las precipitaciones, salvo en la estación Los Laureles donde se observa un desfase de un mes en la representación del pico de caudal. Para el caso de la estación Paso Lucero, el caudal medio anual observado para este período es de  $204,5 \text{ m}^3/\text{s}$ , mientras que el modelado es de  $196,4 \text{ m}^3/\text{s}$ . La diferencia en el caudal medio anual es aún menor si se considera la estación Los Laureles, donde el caudal medio observado para el período 1990-2005 es de  $302,8 \text{ m}^3/\text{s}$  y el modelado de  $309,8 \text{ m}^3/\text{s}$ .

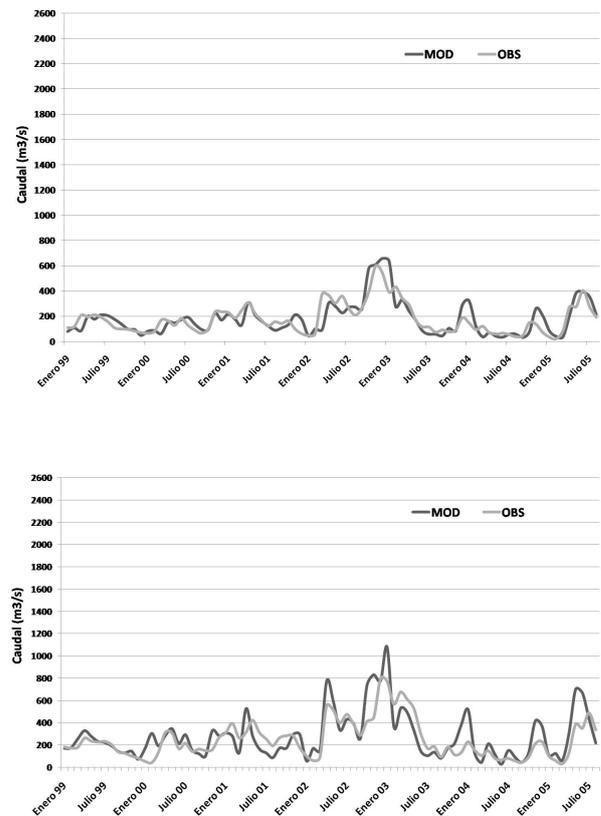


Figura 5: Como en la Figura 4 pero para la etapa de validación (1999-2005).

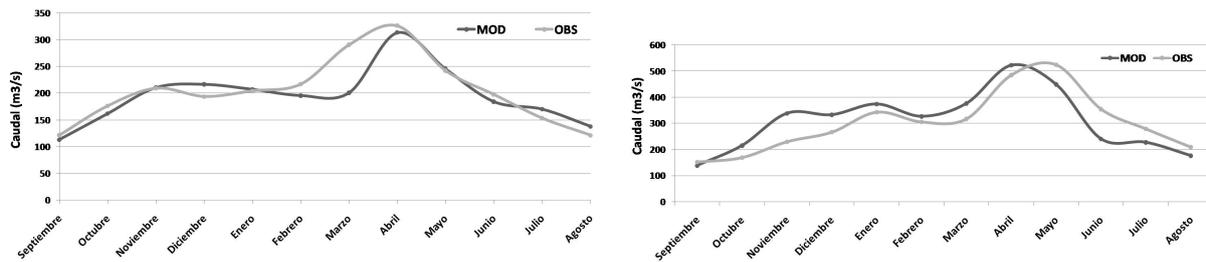


Figura 6: Caudales medios mensuales simulados (en línea gris oscura) y observados (en línea gris clara) en a) Paso Lucero, y b) Los Laureles considerando el período completo (1991-2005). Las unidades son  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ .

### 3.2. Climatología de la temperatura y la precipitación en los esteros del Iberá en el modelo RCA3-E

Como paso previo a la realización de las simulaciones hidrológicas forzadas con las salidas provistas por el modelo climático regional RCA3-E, se llevó a cabo una comparación entre las climatologías derivadas de las observaciones y del modelo regional. Con esta finalidad, se empleó el período 1991-1999 dado que en él se dispone de la mayor cantidad de observaciones de temperatura y precipitación (dando lugar así a una climatología más confiable). En la Figura 7 se muestran las diferencias porcentuales entre la precipitación simulada por RCA3-E y la observada, para los trimestres diciembre-enero-febrero (DEF) y junio-julio-agosto (JJA). En ambos casos puede apreciarse que sobre la región de los esteros el modelo subestima la precipitación observada en un rango que oscila entre el 30 y el 50%. Sobre esa área en particular no se observan diferencias notorias entre DEF y JJA, siendo la magnitud de la subestimación muy similar para ambas estaciones. Este error es similar al representado por el modelo global ECHAM5-MPI/OM (Vera y otros, 2006; Saurral, 2010) del cual el RCA3-E obtiene las condiciones de borde. Saurral (2010) realizó una comparación entre las climatologías observada y derivadas de un conjunto con 5 modelos climáticos globales y encontró que el ECHAM5-MPI/OM simula condiciones ligeramente más cálidas que las observadas (aunque con diferencias, a nivel anual, no superiores a los  $2^\circ\text{C}$ ) y más secas, con

diferencias porcentuales en la lluvia anual de la región de los esteros del orden del 20%. Esto sugiere que: (i) errores en el forzante sinóptico (dado por el modelo global) podrían afectar la calidad de la simulación regional, y/o (ii) ambos modelos no logran capturar adecuadamente ciertos procesos o interacciones importantes necesarias para simular la precipitación en el sudeste de Sudamérica. Más aún, la subestimación de la precipitación en la región es común a varios modelos globales y regionales (Christensen y otros 2007). En términos de temperatura, en la Figura 8 se muestran las diferencias del campo de temperatura media máxima en DEF y JJA entre el modelo RCA3-E y las observaciones mientras que en la Figura 9 se presenta el mismo campo pero para la temperatura media mínima. En ambas estaciones y variables se encuentra que RCA3-E presenta sobreestimaciones importantes de las temperaturas sobre la región de estudio del orden de los  $4^\circ\text{C}$ . Al igual que para la precipitación, no se identifica una marcada estacionalidad en el campo de diferencias como así tampoco entre ambas variables. A nivel regional se observa una migración del núcleo de máximas diferencias desde el sudoeste de la región en verano hacia el noroeste de la misma durante el invierno.

### 3.3. Escenario futuro de temperatura y precipitación en los esteros del Iberá en el modelo RCA3-E

En la Figura 10 se muestran los campos de variaciones porcentuales de la precipitación en el

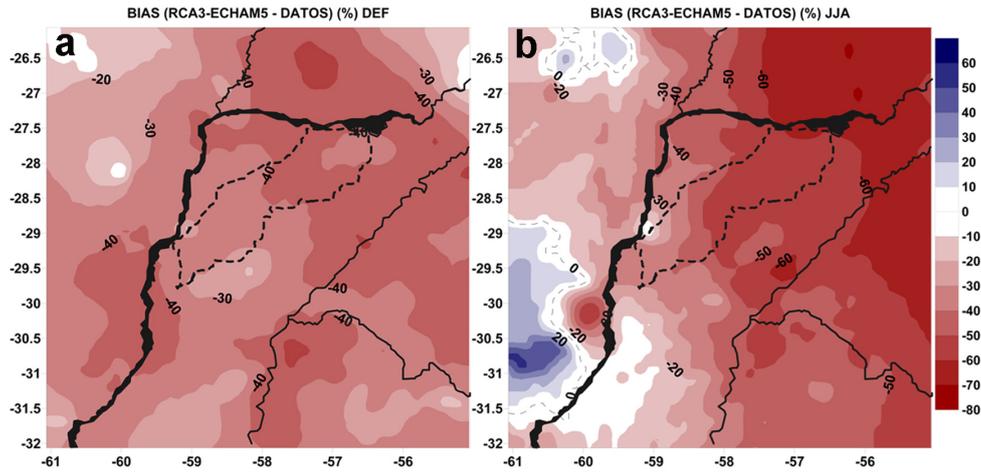


Figura 7: Diferencia porcentual de la precipitación simulada por el modelo RCA respecto de la observada en DEF (izq.) y JJA (der.) en el período 1991-1999.

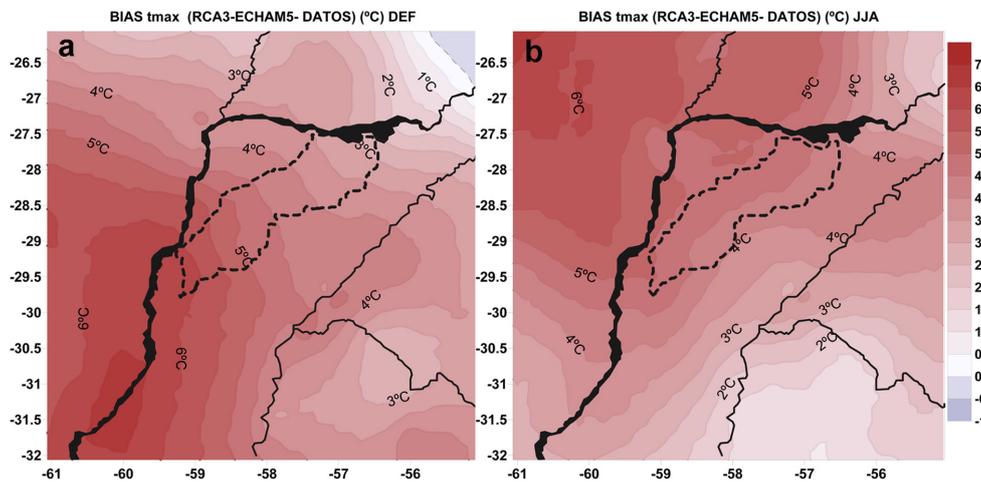


Figura 8: Diferencias en la temperatura media máxima en el modelo RCA respecto de la observada en DEF (izq.) y JJA (der.) en el período 1991-1999. Las unidades son °C.

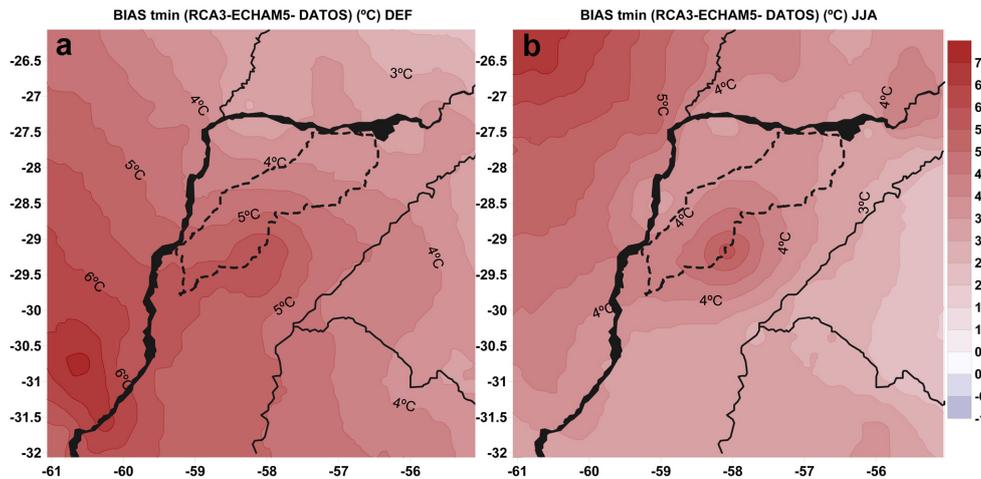


Figura 9: Como en la Figura 8 pero para la temperatura mínima.

período 2080-2099 respecto al clima simulado para el período 1980-1999 a nivel anual y considerando por separado los trimestres de verano (DEF) e invierno (JJA). A nivel anual el modelo RCA3-E forzado con ECHAM5-MPI/OM y considerando el escenario A1B simula un incremento de precipitación de entre el 20 y el 30 % sobre la región de los esteros, con un marcado gradiente este-oeste que determina variaciones inferiores al 10 % sobre el oeste del dominio y cambios superiores al 40 % al este, sobre la región del sur de Brasil. A nivel estacional, los cambios más marcados se observan durante la estación invernal, con aumentos de la precipitación del orden del 50-60 % sobre la región de estudio y variaciones superiores al 70 % al este de la región. En tanto, durante la época estival, se pueden apreciar aumentos simulados cercanos al 20-25 % sobre los esteros del Iberá. En materia de temperaturas, el modelo RCA3-E simula para finales del siglo XXI incrementos tanto en la mínima media como en la máxima. Estos resultados sugieren aumentos de la máxima de entre 1 y 2°C, mientras que en el caso de la mínima los incrementos son algo mayores, entre 2,5 y 3,5°C (Figura no mostrada). Estos patrones de cambio presentan algunas variaciones entre estaciones: por ejemplo las temperaturas máximas aumentan tanto en verano como en invierno, pero los cambios son mayores durante el trimestre cálido con diferencias de entre 2 y 3°C respecto del período de referencia. En la época invernal, las simulaciones con el modelo RCA3-E para el período futuro muestran variaciones positivas de entre 0,5 y 1°C (Figura no mostrada). En el caso de las temperaturas mínimas, también se estiman incrementos mayores en la época de verano (de entre 2,5 y 4°C sobre la región del Iberá) que en la de invierno, donde los cambios serían del orden de 2 a 3,5°C. Por otro lado, los patrones de cambio de velocidad del viento en la región muestran diferencias muy pequeñas entre el presente y el futuro sobre la cuenca del río Corriente (Figura no mostrada), lo que no representaría un impacto significativo sobre el caudal. Por ende, los cambios futuros de temperatura y precipitación serían los más relevantes para la región de los esteros del Iberá en cuanto

a su impacto hidrológico mostrando dos patrones contrapuestos: por un lado el incremento en las precipitaciones daría lugar a un aumento en los caudales del río Corriente, pero por el otro lado, la mayor temperatura podría incrementar la evapotranspiración sobre la región en el caso de una atmósfera no saturada, lo cual redundaría en una reducción de los caudales. Para analizar el peso relativo de las distintas variaciones en el campo hidrológico, a continuación se presentan los resultados de las simulaciones con el modelo VIC forzado con el clima presente y con el posible estado futuro.

### 3.4. Simulaciones hidrológicas forzadas con el modelo RCA3-E

En la Figura 11 se presenta la distribución media mensual del caudal observado del río Corriente en Los Laureles en el período 1991-1999 junto con la simulada por el modelo VIC forzado con las salidas diarias con y sin corrección de errores sistemáticos, en el mismo período, provistas por el modelo climático regional RCA3-E. Como puede verse en el caso de las simulaciones realizadas sin las correcciones de errores sistemáticos, el hecho que el modelo climático representa menor precipitación y mayor temperatura media de las observadas determina simulaciones hidrológicas muy pobres. Se observa que prácticamente no existe variabilidad intermensual, con valores de caudales medios mensuales en Los Laureles que varían entre 20 y 100 m<sup>3</sup>/s y observándose un máximo absoluto en el mes de diciembre y un mínimo en el mes de agosto. Como puede verse en la figura, esto difiere notablemente de las observaciones en las cuales el máximo se registra en el mes de mayo. El mínimo observado en el mes de septiembre, en tanto, es algo más acorde con los resultados de las simulaciones forzadas por el modelo RCA3-E. Sin embargo las diferencias entre el valor del caudal medio anual observado y simulado sin correcciones es grande: 323,81 m<sup>3</sup>/s y 57,02 m<sup>3</sup>/s respectivamente. Al aplicar el esquema de remoción de errores, en tanto, los resultados de los caudales mensuales corregidos para el período 1991-1999 en el punto de cierre Los Laureles muestran una

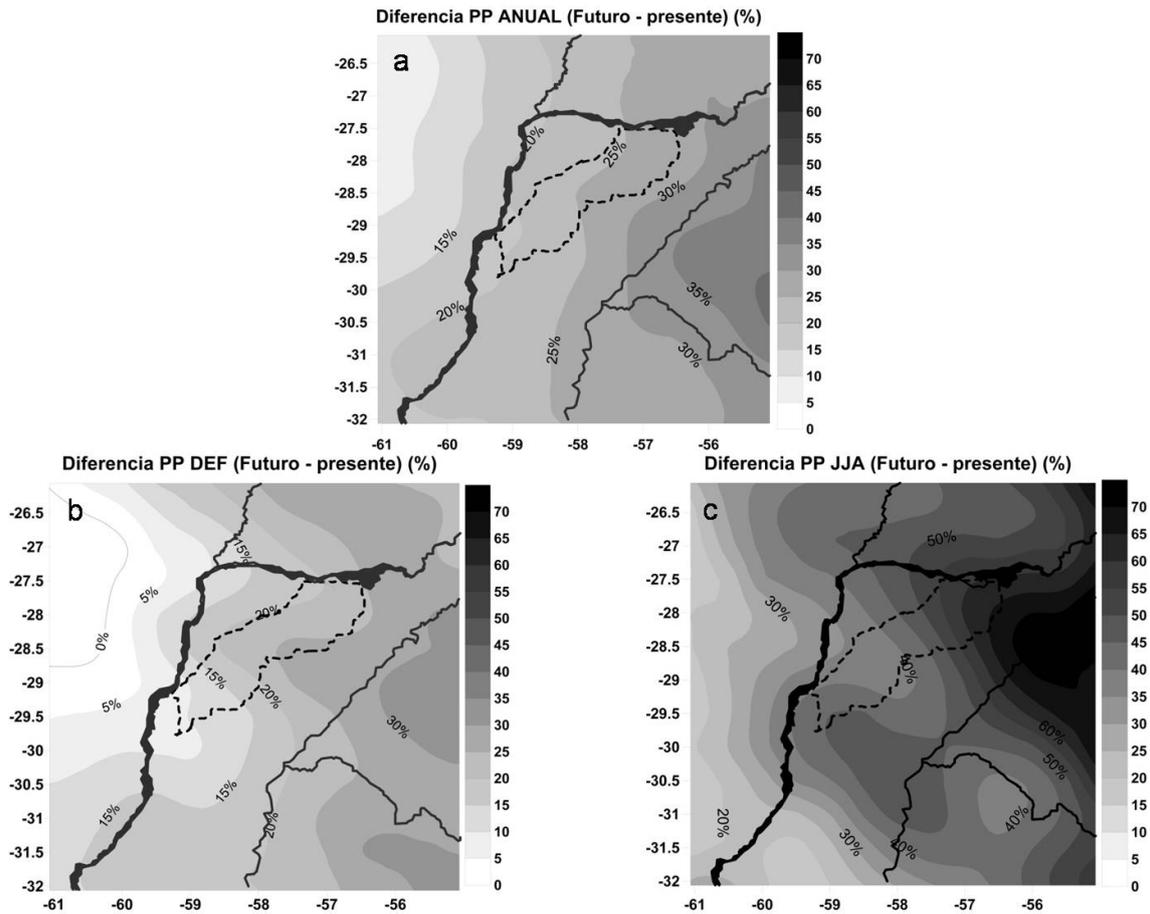


Figura 10: Cambios porcentuales en la precipitación media en el período 2080-2099 respecto del período de referencia 1980-1999 a) a nivel medio anual; b) en el trimestre DEF; y c) en el trimestre JJA.

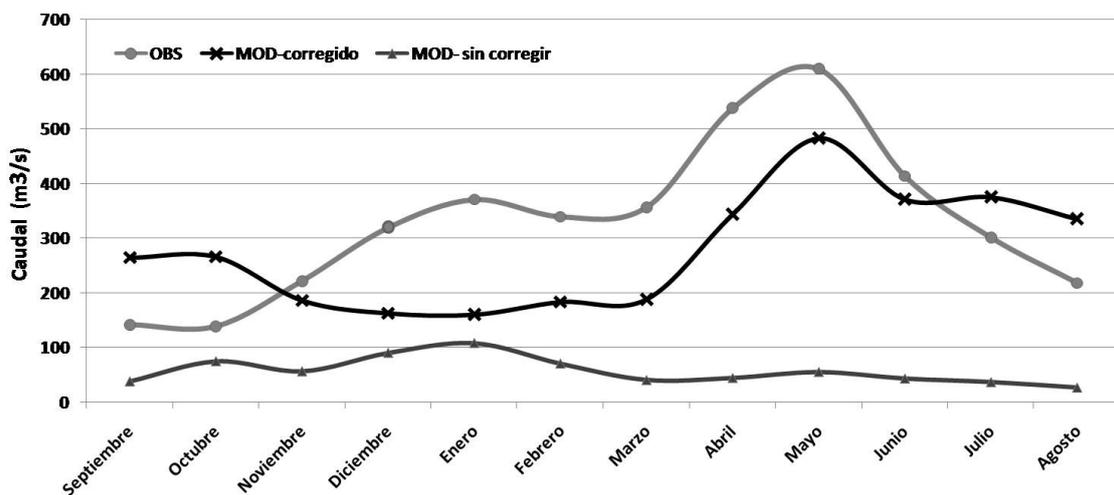


Figura 11: Distribución media mensual del caudal observado (línea gris clara) y simulado por el modelo VIC forzado con las salidas diarias del modelo climático RCA3 corregidos (línea negra) y sin corregir (línea gris oscura) para el clima presente (1991-1999) en el punto de cierre Los Laureles. Las unidades son  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ .

mejora considerablemente. A diferencia de las simulaciones realizadas sin las correcciones, el modelo logra representar el pico en el caudal en el mes de mayo y aunque todavía no se logra un buen ajuste para el mínimo en septiembre y el máximo secundario en enero, la mejora es notable. La diferencia entre el caudal medio anual observado y modelado para el caso corregido es de 28,8 %, mientras que para el caso sin realizar una corrección previa es de 82,4 %.

Debido a que las simulaciones hidrológicas forzadas con el modelo climático regional sin realizar correcciones son deficientes para el clima presente, las posibles inferencias que pudieran hacerse al llevar a cabo simulaciones forzadas directamente con las salidas del clima futuro del modelo regional serían, como mínimo, de dudosa calidad. Por ende, para llevar adelante un análisis del potencial cambio futuro en el comportamiento del río Corriente y de la disponibilidad hídrica en la región de los esteros del Iberá, y como paso previo al forzamiento del modelo hidrológico, se llevó a cabo la corrección de los errores sistemáticos de los datos diarios del modelo regional RCA para el clima futuro (período 2080-2099) considerando las diferencias entre el clima del modelo en el presente y el clima real observado (período 1980-1999). La Figura 12 muestra las variaciones mensuales porcentuales en los caudales medios en el período 2080-2099 respecto de la simulación hecha con datos del período de referencia para la estación Los Laureles. Como puede observarse, el incremento en los caudales se registra en todos los meses del año, con un máximo durante el mes de abril del orden del 120 %. La variación mínima, en cambio, se aprecia durante el mes de junio y es del orden del 30 %.

#### 4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se implementó el modelo hidrológico distribuido VIC sobre la región de los esteros del Iberá. Los resultados obtenidos a partir de la calibración y validación realizadas sugieren que el modelo puede aplicarse a una cuenca de área limitada como la del río Corriente

y obtener simulaciones aceptables. Asimismo, la validación de la climatología del modelo climático RCA3-E para el clima presente (1980-1999) sobre la región de los esteros mostró que el modelo tiende a simular condiciones más secas y más cálidas que las observadas sobre el noreste de Argentina lo cual es cualitativamente similar a lo que presentan las simulaciones correspondientes al modelo climático global ECHAM5-MPI/OM, del cual RCA3-E obtiene las condiciones de borde. Esto indicaría que tanto errores en el forzante sinóptico del modelo global, como la inadecuada representación de distintos procesos importantes para la generación de precipitación en ambos modelos, afectan la calidad de las simulaciones. Por otra parte, la combinación entre la sobreestimación en las temperaturas -con la consiguiente posible sobreestimación en la evapotranspiración- y la subestimación en los montos de precipitación determina que las simulaciones hidrológicas realizadas forzando el modelo VIC con las salidas diarias del modelo regional RCA3-E (sin aplicar la corrección de los errores sistemáticos) presenten grandes diferencias respecto a los caudales observados. De manera de reproducir el ciclo anual medio del río Corriente en forma más realista, se aplicó un método de corrección de errores sistemáticos a las simulaciones de precipitación y temperatura máxima y mínima. Las simulaciones realizadas con estos nuevos conjuntos de datos lograron representar más adecuadamente la onda media anual en Los Laureles. Estos resultados ponen de manifiesto la sensibilidad del modelo VIC a los errores sistemáticos en estas variables y la necesidad de aplicación de esquemas de corrección de los mismos para mejorar la calidad de las simulaciones provistas por modelos climáticos regionales para su utilización en modelos hidrológicos.

El patrón de cambio en las condiciones medias mostrado por el modelo RCA3-E para finales del siglo XXI considerando el escenario A1B, se caracteriza por un aumento en las temperaturas medias y en las precipitaciones anuales. Para estimar los potenciales cambios futuros en el caudal del río Corriente se llevó a cabo una simula-

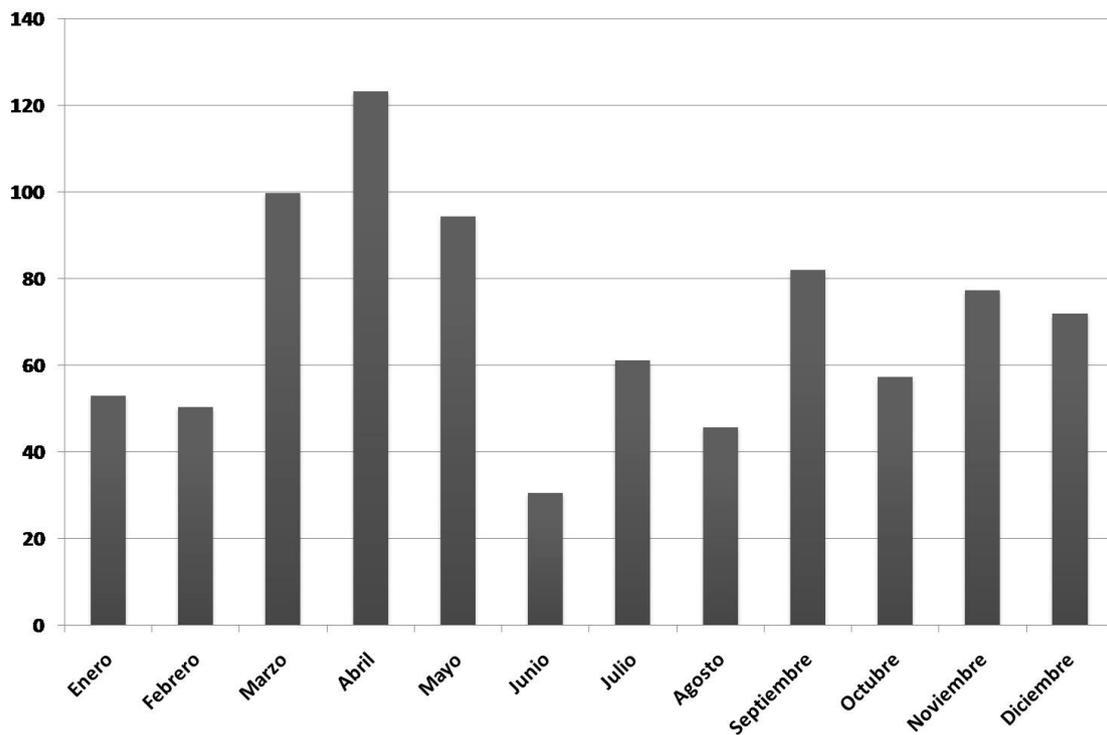


Figura 12: Diferencias porcentuales mensuales en el caudal del río Corriente en Los Laureles en el período 2080-2099 respecto al período de referencia 1980-1999.

ción con el modelo VIC forzado con los escenarios futuros del RCA3-E luego de que se le removieran los errores sistemáticos en los campos de precipitación y temperatura. La simulación efectuada con los datos “corregidos” mostró que podría tener lugar un aumento en el caudal del río hacia finales del presente siglo debido a que el incremento en las precipitaciones compensaría el aumento en la evapotranspiración asociado al aumento en las temperaturas en el caso de una atmósfera no saturada.

El cambio climático es reconocido como uno de los problemas ambientales globales más complejos y que mayores desafíos presenta a la sociedad, a la comunidad científica y técnica y a las autoridades políticas. En particular, la cuantificación de los posibles impactos sobre sistemas naturales constituye un insumo necesario para evaluar su vulnerabilidad y establecer medidas de adaptación adecuadas. Los humedales son ecosistemas muy sensibles a cambios hidrológicos ya que las lagunas de poca profundidad que

los conforman responden muy rápidamente a cambios climáticos locales. En este trabajo se demuestra que la generación de escenarios hidrológicos futuros para los esteros del Iberá tiene incertidumbres asociadas al modelo hidrológico y a los modelos climáticos considerados. No obstante ello y en el marco de las mencionadas incertidumbres, los resultados obtenidos indican que no habría un déficit hídrico significativo en la región de los esteros del Iberá hacia finales del presente siglo, y que por el contrario podría tener lugar un incremento del caudal río Corriente mostrando un impacto positivo en las comunidades que dependen de la disponibilidad hídrica de la región para su subsistencia. Finalmente, es importante señalar que este trabajo constituye una primera aproximación a la generación de escenarios hidrológicos para los esteros del Iberá en el contexto del cambio climático. Es de esperar que en el futuro tanto las simulaciones con el modelo hidrológico como las provistas por los modelos climáticos puedan ser más precisas a partir de mejores bases de datos observaciona-

les y parametrizaciones de procesos no resueltos en forma explícita por los modelos climáticos así como también a través de la utilización de diferentes esquemas de remoción de errores sistemáticos que contribuyan a mejorar los ajustes.

**Agradecimientos:** El presente trabajo fue financiado por los siguientes proyectos: UBACYT-X033, UBACYT- 20020100100803, ANPCYT-PICT07-00400, CONICET-PIP444, PIP-CONICET 112-200801-01788, European Community's Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) under Grant Agreement N° 212492: CLARIS LPB "A Europe-South America Network for Climate Change Assessment and Impact Studies in La Plata Basin..". A.A. Sörensson posee una beca postdoctoral del proyecto CRN-II (2008-2011) del Inter-American Institute for Global Change Research (IAI). Los autores agradecen a Ángel Menéndez y a un revisor anónimo por sus valiosas sugerencias que contribuyeron a mejorar el manuscrito.

## REFERENCIAS

- Barros, V., Chamorro, L., Coronel, G. y Baez, J., 2004. The major discharge events in the Paraguay River: magnitudes, source regions, and climate forcings. *J. Hydrometeor.*, 5, 1161-1170.
- Camilloni, I. 2005. Extreme flood events in the Uruguay River of South America. *VAMOS Newsletter*, 2, 23-25.
- Camilloni, I. y Barros, V., 2003. Extreme discharge events in the Paraná River. *J. Hydrology*, 278, 94-106.
- Castañeda, M.E. y Barros, V., 1994. Las tendencias de la precipitación en el Cono Sur de América al este de los Andes. *Meteorológica*, 19, 23-32.
- Champeaux, J. L., Masson, V. y Chauvin, F., 2005: ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution. *Meteorol. Appl.*, 12, 29-32.
- Cherkauer, K. A. y Lettenmaier, D. P., 1999. Hydrologic effects of frozen soils in the Upper Mississippi basin. *J. Geophys. Res.*, 104 (16), 15599-15610.
- Christensen, J.H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W.-T., Laprise, R., Magaña Rueda, V., Mearns, L., Menéndez, C.G., Räisänen, J., Rinke, A., Sarr, A. y Whetton, P., 2007: Regional climate projections. In: *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. S. Solomon; D. Qin; M. Manning; Z. Chen; M. Marquis; K.B. Averyt; M. Tignor; H.L. Miller, Ed., Cambridge, UK, and New York, NY: Cambridge University Press, 847-940.
- Di Luca, A., Camilloni, I. y Barros, V., 2006. Sea-level pressure patterns in South America and the adjacent oceans in the IPCC AR4 Models. Preprints 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology & Oceanography. Foz do Iguassu, Brasil.
- Doyle, M., Saurral, R. y Barros, V., 2011. Trends in the distributions of aggregated monthly precipitation over the La Plata Basin. *International Journal of Climatology* (en prensa).
- Ferrati, R., Canziani, G. y Ruiz Moreno, D., 2003: Caracterización hidrométrica e hidrológica del sistema Iberá, en: *El manejo Sustentable de Humedales del Mercosur*. Canziani, G., C. Rossi, S. Loiselle y R. Ferrati (Eds), Los Esteros del Iberá, Informe del Proyecto, Buenos Aires, Fundación Vida Silvestre Argentina, 83-102.
- García, N. y Vargas, W. M., 1998. The temporal climatic variability in the 'Río de la Plata' basin displayed by the river discharges. *Clim. Change*, 38, 359-379.
- Hansen, M., R. DeFries, J. R. G. Townshend y P. Sohlberg, 2000. Global land cover classification at 1 km resolution using a decision tree classifier. *Int. J. Remote Sensing*, 21, 1331-1364.
- Jones, C. G. y Sanchez, E., 2002. The representation of shallow cumulus convection and associated cloud fields in the Rossby Centre Atmospheric Model. *HIRLAM newsletter* 41, SMHI, SE-60176. Norrköping, Suecia, 91-106.

- Kain J. y Fritsch, J., 1993. Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme. En: Emanuel, K. A. y Raymond, D. J. (Eds): The representation of cumulus convection in numerical models. American Meteorological Society, Boston, 165–170.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Leung, L. R., Hamlet, A. F., Lettenmaier, D. P. y Kumar, A., 1999: Simulations of the ENSO hydroclimate signals in the Pacific Northwest Columbia River basin. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80 (11), 2313-2329.
- Leung, L. R., Hamlet, A. F., Lettenmaier, D. P. y Burges, S. J., 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for GSMs. *J. Geophys. Res.*, 99 (D7), 14415-14428.
- Liang, X., Lettenmaier, D. P. y Wood, E. F., 1996. One-dimensional statistical dynamic representation of subgrid spatial variability of precipitation in the two-layer Variable Infiltration Capacity model. *J. Geophys. Res.*, 101 (D16), 21403-21422.
- Lohmann, D., R. Nolte-Holube, and E. Raschke, 1996: A large-scale horizontal routing model to be coupled to land surface parametrization schemes. *Tellus*, 48A, 708-721.
- Mattheussen, B., Kirschbaum, R. L., Goodman, I. A., O'Donnell, G. M. y Lettenmaier, D. P., 2000. Effects of land cover change on streamflow in the interior Columbia River Basin (USA and Canada). *Hydrol. Process.*, 14, 867-885.
- Menéndez C. G., de Castro, M., Sörensson, A. y Boulanger, J.-P., 2010a. CLARIS Project: towards climate downscaling in South America using RCA3. *Meteor. Z.*, 19, 357-362.
- Menéndez, C.G, M. de Castro, A.A. Sörensson, y J.-P., Boulanger, 2010b, CLARIS Project: towards climate downscaling in South America, *Meteor. Z.*, 19, No. 4, 357-362.
- Nash, J. E. y Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I: A discussion of principles. *J. Hydrology*, 10(3), 282-290.
- Neiff, J.J. y Poi de Neiff, A., 1997. El régimen de pulsos en ríos y grandes humedales de Sudamérica. En: Tópicos sobre grandes humedales sudamericanos. Malvárez, A.I., y Kandus, P. (eds.), ORCYT-MAB (UNESCO), Montevideo, Uruguay. 106 p.
- Neiff, J.J., Iriondo, M.H. y Carignan, R., 1994. Large Tropical South American Wetlands: An Overview. Proceedings of the International Workshop on The Ecology and Management of Aquatic-Terrestrial: Ecotones: MAB-UNESCO-IHP Center for Streamside Studies. Seattle, 56-165
- Nijssen, B. N., Lettenmaier, D. P., Liang, X., Wetzel, S. W. y Wood, E. F., 1997. Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resour. Res.*, 33, 711-724.
- Räisänen, P., Rummukainen, M. y Räisänen, J., 2000. Modification of the HIRLAM radiation scheme for use in the Rossby Centre regional atmospheric climate model. Department of Meteorology, Report No 49, University of Helsinki, 71 pp.
- Rasch, P. J. y Kristjánsson, J. E., 1998. A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations. *J. Climate*, 11, 1587–1614
- Samuelsson P., Gollvik, S. y Ullerstig, A., 2006. The land-surface scheme of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA3). Report in meteorology 122, SMHI SE-601 76. Norrköping, Suecia.
- Santhi, C., Arnold, J.G., Williams, J.R., Dugas, W.A., Srinivasan, R. y Hauck, L.M., 2001. Validation of the SWAT Model on a Large River Basin with Point and Nonpoint Sources. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 37, 1169-1188.
- Sass, B. H., Rontu, L., Savijärvi, H. y Räisänen, P., 1994. HIRLAM-2 Radiation scheme: documentation and tests. Hirlam technical report no 16, SMHI. SE-601 76 Norrköping, Suecia, 43 pp.

- Saurral, R. I., Barros, V. R. y Lettenmaier, D. P., 2008. Land use impact on the Uruguay River discharge. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L12401, doi: 10.1029/2008GL033707.
- Saurral, R. I., 2010: The hydrologic cycle of the La Plata Basin in the WCRP-CMIP3 multimodel dataset. *J. Hydrometeor.*, 11, 1083-1102.
- Savijärvi, H., 1990: A fast radiation scheme for mesoscale model and short-range forecast models. *J. Appl. Met.*, 29, 437-447.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M. M. B., Miller Jr., H. L. y Chen, Z., 2007. *Climate Change 2007: The Physical Sciences Basis*. Cambridge University Press, 996 pp.
- Sörensson, A. A. 2010. Análisis de retroalimentaciones suelo-atmósfera en América del Sur empleando un nuevo modelo climático regional, tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires.
- Sörensson, A. A. y Menéndez, C.G., 2011. Summer soil-precipitation coupling in South America, *Tellus A*, doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00468.x
- Sörensson, A. A., Menéndez, C.G., Ruscica R., Alexander P., Samuelsson P. y Willén U., 2010b. Projected precipitation changes in South America: a dynamical downscaling within CLARIS, *Meteor. Z.*, 19, No. 4, 347-355.
- Sörensson, A. A., Menéndez, C. G., Samuelsson, P., Willén, U., y Hansson, U., 2010a. Soil-precipitation feedbacks during the South American Monsoon as simulated by a regional climate model. *Climatic Change*, 98, 429-447.
- Su, F., Gao, H., Huffman, G. J. y Lettenmaier, D. P., 2011. Potential utility of the real-time TMPA-RT precipitation estimates in streamflow prediction. *J. Hydrometeor.*, 12, 444-455.
- Su, F., Hong, Y. y Lettenmaier, D. P., 2008. Evaluation of TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) and its utility in hydrologic prediction in the La Plata Basin. *J. Hydrometeor.*, 9, 622-640.
- Su, F., y Lettenmaier, D. P., 2009. Estimation of surface water budget of La Plata Basin. *J. Hydrometeor.*, 10, 981-998.
- Vera, C., Silvestri, G., Liebmann, B. y González, P., 2006. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2006GL025759.



## ESTIMACIÓN DE LA TASA DE EVAPOTRANSPIRACIÓN A PARTIR DE DATOS SATELITALES MODIS

Cristóbal Mulleady<sup>1</sup> y Daniel Barrera<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Centro Atómico Bariloche. Comisión Nacional de Energía Atómica. San Carlos de Bariloche, Argentina.

<sup>2</sup>CONICET / Departamento de Ingeniería Agrícola y Uso de la Tierra –UBA-. Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 25 de noviembre de 2011, en su versión final el 5 de septiembre de 2012)

### RESUMEN

Se propuso una variante en la técnica de Venturini y otros para la estimación de la densidad de flujo instantáneo de calor latente *ET* en escala regional basada únicamente en percepción remota, introduciendo una nueva expresión para el cálculo de la evapotranspiración relativa. Se efectuó una discusión del significado físico de las variables intervinientes y la validez de las expresiones propuestas para su cálculo. Se estimaron por primera vez mapas de *ET* en la Provincia de Buenos Aires, en varios días de verano. Se comprobó que las variaciones espaciales obtenidas de dicha variable presentan una relación adecuada con los valores de temperatura de superficie y NDVI obtenidos de los productos MODIS. Se comprobó estadísticamente que al reemplazar los valores de temperaturas del aire y de punto de rocío en superficie por datos en 1000hPa del producto MODIS se introducen errores significativos. Los valores obtenidos de albedo, radiación entrante de onda corta, radiación entrante y saliente de onda larga, flujo de calor en el suelo, y flujo instantáneo de calor latente de vaporización, están en los rangos esperados de acuerdo con mediciones y estimaciones hechas por otros autores en localidades de la región de estudio y en otras regiones.

Palabras claves: Evapotranspiración relativa, tasa instantánea de evapotranspiración, Teledetección.

### ESTIMATION OF THE EVAPOTRANSPIRATION RATE FROM MODIS SATELLITE DATA

#### ABSTRACT

A variant was proposed in the technique of Venturini and others for the estimation of the density of instantaneous latent heat flux in regional scale based only on remote sensing, by introducing a new expression for the calculation of the relative evapotranspiration. A discussion of the physical meaning of the variables involved and the validity of expressions proposed for its calculation was carried out. Maps of *ET* in the province of Buenos Aires were estimated for the first time, in several days of summer. It was found that obtained spatial variations of *ET* present a proper relationship with the surface temperature and NDVI values obtained from MODIS

products. It was proved as per statistics that, on having replaced the values of air and dew point temperatures at the surface by information in 1000hPa of the MODIS products, significant errors interfere. The obtained values of albedo, incoming shortwave radiation, incoming and outgoing long-wave radiation, and instantaneous flux of latent heat of vaporization, are within the range expected in accordance with measurements and estimates made by other authors in locations interior to the study region and in other regions.

Key words: relative evapotranspiration, instantaneous evapotranspiration rate, Remote sensing.

## 1. INTRODUCCIÓN

La tasa de evapotranspiración ( $ET$ ) es una de las componentes más importantes del ciclo hidrológico. Representa la transferencia de vapor de agua hacia la atmósfera mediante la transpiración de las plantas y la evaporación desde el suelo desnudo. La estimación de  $ET$  es esencial en el estudio de los procesos hidrológicos.

La relación existente entre temperatura de superficie, humedad de suelo, densidad de vegetación, y balance de energía, es compleja y ha sido estudiada por meteorólogos, hidrólogos, ecólogos y físicos ambientales. En las últimas décadas se han desarrollado modelos para estimar la evapotranspiración en distintas escalas de espacio y tiempo, para diferentes condiciones de cobertura vegetal y humedad de suelo, a partir de mediciones in situ que incluyen variables meteorológicas y en ciertos casos variables en el suelo. La mayoría de estos modelos parten de la ecuación de Penman (1948). Uno de ellos es el de Priestley y Taylor (1972), quienes simplificaron la ecuación de Penman reemplazando el término aerodinámico por una fracción constante del término radiativo; este modelo ha sido ampliamente aceptado.

Otra aproximación es la de estimar la evapotranspiración como residuo a partir de la ecuación de conservación de energía en la superficie evapotranspirante. La ecuación de densidad de flujo de energía que gobierna el balance viene dada por la forma en que se distribuye la radiación neta ( $R_n$ ) a nivel de superficie, por medio del flujo de calor en el suelo ( $G$ ) y los flujos at-

mosféricos de calor sensible ( $H$ ) y de calor latente ( $\lambda\rho_w ET$ ) (Brutsaert, 1984):

$$R_n = G + H + \lambda\rho_w ET \quad (1)$$

donde  $\rho_w$  es la densidad del agua,  $\lambda$  es el calor latente de vaporización y  $ET$  es la tasa de evapotranspiración en unidades de velocidad (por ejemplo, mm/día). En esta ecuación falta el término correspondiente a la advección de aire con distinto estado energético, la cual se considera despreciable. Todos los estudios realizados bajo este enfoque usan modelos unidimensionales para describir la radiación, la conducción y los mecanismos de transporte que influyen la temperatura de superficie y el balance de energía.

La mayor parte de los estudios basados en teledetección que utilizan la ecuación de balance de energía, hacen uso de la información remota para estimar la radiación neta y el flujo de calor en el suelo. Los dos términos restantes, ( $H$ ) y ( $\lambda\rho_w ET$ ), son flujos verticales causados principalmente por transporte turbulento y son difíciles de estimar. En general estos términos son obtenidos por medio de modelos de flujo unidimensionales elaborados en analogía con la ley de Ohm (Friedl, 2002). Una de las variables necesarias para estimar  $H$  es la resistencia del aire al transporte vertical de propiedades, relacionada con la difusividad turbulenta, la cual necesita de mediciones in situ para su determinación (Boegh y otros., 2002; Friedl, 2002).

## 2. MODELOS UTILIZADOS COMO BASE EN EL PRESENTE TRABAJO

A fin de no depender de complejas parametrizaciones espaciales en el cálculo de  $r_a$  para tener en cuenta la heterogeneidad de superficies, algunos investigadores han partido de la relación empírica de Bouchet (1963), quien postula que a medida que el suelo pierde su humedad, la consiguiente disminución en la evapotranspiración real es compensada exactamente por un aumento en la evapotranspiración potencial correspondiente a las nuevas condiciones ambientales; lo expresó mediante una ecuación que denominó "relación complementaria". Granger (1989) retomó esta idea y derivó una relación similar a la de Bouchet pero con base teórico-física. Postuló que la evapotranspiración potencial  $ET_{pot}$ , en cualquiera de sus posibles definiciones, puede expresarse según la ecuación de Dalton:

$$ET_{pot} = f_u (e_s^* - e_a) \quad (2)$$

donde

$f_u$  = Función de la velocidad del viento y la rugosidad de la superficie (m seg-1)

$e_a$  = Presión de vapor del aire (hPa)

$e_s^*$  = Presión de vapor de saturación de la superficie (hPa); el supraíndice \* indica saturación, mientras que el subíndice s se refiere a la superficie.

Luego, asumiendo que en el proceso de secado del suelo se mantienen constantes, por un lado, la energía disponible para el intercambio entre superficie y atmósfera, o sea, la diferencia ( $R_n - G$ ) en la ecuación (1); y, por otro lado, el poder evaporante de la atmósfera  $EA = f_u (e_a^* - e_a)$ , Granger partió de la ecuación (1) y derivó una nueva expresión para la relación complementaria. Las hipótesis de trabajo de Granger implican que la disminución del transporte de calor latente hacia la atmósfera al secarse el suelo se compensa exactamente con un aumento de igual magnitud en el transporte de calor sensible H. La validez de la relación complementaria de Granger ha sido evaluada por varios autores, que usaron datos experimentales en pro-

cesos de secado en distintas escalas de tiempo y en áreas con vegetación diversa (Crago y Crowley 2005; Crago y otros 2005; Xu y Singh 2005; Xu y Chen 2005; Han y otros 2011; Huntington y otros 2011).

Granger y Gray (1989) definieron, apoyándose en la relación complementaria, el concepto de evapotranspiración relativa como  $F = \frac{ET}{ET_{pot}}$ . Bajo estrés hídrico, la evapotranspiración actual  $ET$  es menor que  $E_{pot}$ . Supusieron que la ley de Dalton es válida también en este caso:  $ET = f(u)(e_s - e_a)$ , asumiendo que la presión de vapor sobre la superficie evaporante es menor que su valor máximo posible a saturación, o sea  $e_s < e_s^*$ . Por otra parte, debe ser  $e_s > e_a$  pues de lo contrario no habría evaporación sino condensación. Bajo estas suposiciones propusieron la relación:

$$F = \frac{ET}{ET_{pot}} = \frac{f_u (e_s - e_a)}{f_u (e_s^* - e_a)} \quad (3)$$

donde es  $e_s$  la presión de vapor en la película de aire contigua a la superficie evaporante (hPa). En el caso de una superficie totalmente vegetada, la ecuación (3) está en armonía con la fisiología de la planta: Si el suelo está al menos a capacidad de campo y por ende la transpiración se realiza en condiciones óptimas, los estomas están abiertos y existe acoplamiento perfecto entre las hojas y el aire (Boegh y otros 2002); las presiones actuales de vapor dentro de la cavidad estomática y en la película de aire contigua a la hoja son iguales y corresponden a la saturación ( $e_s^*$ ). Por el contrario, bajo estrés hídrico hay cierto grado de desacople causado por el cerramiento estomático y en consecuencia la presión de vapor en la película de aire contigua a la hoja es  $e_s < e_s^*$ , lo que causa que  $ET < ET_{pot}$  (Boegh y otros 2002).

Granger y Gray también razonaron de la siguiente manera: Cuando  $ET$  disminuye por estrés hídrico, como consecuencia aumenta  $e_s^*$  pues la cubierta vegetal aumenta su temperatura al transpirar menos; esto hace que aumente  $E_{pot}$  para las nuevas condiciones ambientales. En síntesis, relacionaron la evapotranspiración relativa con la disponibilidad de agua en el suelo y con el déficit de saturación en el aire.

Venturini y otros (2006, 2007, 2008, 2011, 2012) retomaron el trabajo de Granger y Gray. Como  $(e_s - e_a)$  es muy difícil de estimar y requiere de mediciones in situ, recurrieron a una expresión en función de las temperaturas asociadas a las presiones de vapor a saturación mediante la curva de Clausius-Clapeyron (en adelante curva PVS-T). Y propusieron estimar dichas temperaturas a partir de información satelital exclusivamente. Para estimar  $F$  partieron de la ecuación (3) y asumieron que la función  $f_u$  es igual en numerador y denominador. Basaron esta suposición en la afirmación de Granger (1989) de que es razonable esperar que  $f_u$  afecte a  $ET$  y  $ET_{pot}$  de manera similar, y argumentaron, al igual que Granger (1989), que  $f_u$  es independiente del contenido de humedad del suelo. Este razonamiento implica que el cambio en el gradiente térmico vertical al pasar a condiciones más secas no influye en la difusividad turbulenta ni en el perfil de viento, algo que no es estrictamente cierto pero que puede aceptarse en una primera aproximación.

Para la estimación de la evapotranspiración real, Venturini y otros (2006, 2007, 2008, 2011, 2012) siguieron un camino paralelo al de Granger y Gray, pero usando para evaluar  $ET_{pot}$ , en lugar de la ecuación de Penman, la de Priestley-Taylor, y arribaron a la expresión:

$$\lambda \rho w ET = \alpha_{PT} \left( \frac{F \Delta}{F \Delta + \gamma} (R_n - G) \right) \quad (4)$$

donde  $\alpha_{PT}$  es la constante de Priestley-Taylor (igual a 1.26),  $\Delta$  es la pendiente de la curva PVS-T y  $\gamma$  es la constante psicrométrica –que en realidad varía levemente con la presión atmosférica–.

En las siguientes secciones se describe la metodología propuesta, basada en la desarrollada por Venturini y otros (2006, 2007, 2008, 2011) pero con distinta expresión de la evapotranspiración relativa y caminos independientes para estimar ciertos parámetros necesarios para la determinación de los componentes de la ecuación (4). Se detallan los pasos seguidos para implementar la técnica propuesta y obtener un mapa de tasa instantánea de  $ET$  en la provincia de Buenos

Aires.

### 3. MATERIAL Y METODOLOGÍA

#### 3.1. Área de estudio, productos y datos utilizados

Se tomó como área de estudio una gran porción de la provincia de Buenos Aires que se extiende en longitud desde 58.0 W hasta 63.0 W y en latitud desde 34.0 S hasta 39.0 S (ver Figura 1). La metodología para la estimación de  $ET$  utilizada en este trabajo sólo es aplicable para imágenes obtenidas durante días claros. Como es muy difícil hallar condiciones de cielo libre de nubosidad se consideró como condición de cielo despejado una contaminación nubosa de las imágenes del 30 % como máximo. Además las imágenes deben estar preferentemente libres de bruma, de lo contrario es necesario emplear métodos para corregir sus efectos, los cuales son complejos y requieren información auxiliar y datos de modelos de transferencia radiativa, aerosoles y turbidez (Tasumi y otros., 2008). Para determinar la visibilidad horizontal se utilizaron datos de las estaciones meteorológicas de la red del Servicio Meteorológico Nacional y se consideró que la imagen se encuentra libre de bruma para valores de visibilidad horizontal mayores a 12 km.

Se realizó una búsqueda de imágenes MODIS en el período enero-marzo de 2009, y como consecuencia de aplicar el criterio antes mencionado se eligieron seis imágenes (ver Tabla I).

Se usó información obtenida por el sensor MODIS a bordo de los satélites Terra y Aqua de la agencia espacial NASA (EEUU), con una frecuencia temporal variable de una a tres visitas por día en la región de estudio. Dicho instrumento posee una gran resolución espectral (36 bandas radiométricas) y espacial (píxeles de 250 m, 500 m y 1 km). La información es procesada en forma automática y pocas horas después de la captura están disponibles en Internet, en el sitio WEB de la NASA, muchos productos con acceso libre y gratuito. Los productos usados en este trabajo poseen resoluciones espaciales de

250 m, 500 m, 1 km y 5 km según el parámetro estimado, por lo cual las estimaciones de evapotranspiración instantánea tienen 5 km de resolución. Dichas estimaciones requieren que el cielo esté despejado. Se utilizaron los productos MOD03, MOD07, MOD11, MOD35, MOD09 y MOD13. El producto MOD03 cuenta con la información referida a latitud, longitud y ángulo cenital solar con una resolución de 1km.

Se utilizaron además, para contraste, mediciones de 17 estaciones meteorológicas de superficie, que incluyeron datos observados horarios de presión y temperaturas del aire y de punto de rocío (ver Figura 1 y Tabla 1).

### 3.2. Tratamiento de las imágenes y productos MODIS

Antes de cuantificar los parámetros requeridos es necesario analizar y procesar la información contenida en los productos MODIS. Para ello se recurrió al uso de diversas herramientas. En la Figura 2 se puede ver un recuadro en línea de trazos asociado a tres ítems que hacen referencia a las consideraciones tomadas para el procesamiento previo de la información satelital:

i) Primero cada imagen fue geo-referenciada utilizando la información de geolocalización (latitud y longitud de cada píxel) contenida en el producto MOD03. Para la geo-referenciación de las imágenes en proyección tipo swath (MOD03, MOD07, MOD11 y MOD35) se utilizó el código ENVI® 4.3. Para el caso de las imágenes en formato tile (MOD09 y MOD13) se utilizó la herramienta MODIS Reprojection Tool (MRT) distribuida por el Land Processes DAAC EROS Data Center.

ii) En el siguiente paso se obtuvieron los coeficientes necesarios para convertir los números digitales (ND) en valores con sentido físico. Para ello se utilizó un explorador de archivos tipo HDF, ya que la información para la mencionada conversión está incluida en cada uno de los archivos.

ESTACIÓN	LAT.	LON.
PEHUAJO AERO	35°52'	61°54'
JUNIN AERO	34°33'	60°55'
LAS FLORES AERO	36°02'	59°08'
SAN MIGUEL	34°33'	58°44'
EL PALOMAR AERO	34°36'	58°36'
CASTELAR INTA	34°40'	58°39'
EZEIZA AERO	34°49'	58°32'
AEROPARQUE AERO	34°34'	58°25'
BUENOS AIRES	34°35'	58°29'
CORONEL SUAREZ AERO	37°26'	61°53'
BOLIVAR AERO	36°12'	61°04'
AZUL AERO	36°50'	59°53'
OLAVARRIA AERO	36°53'	60°13'
BARROW INTA	38°19'	60°15'
TRES ARROYOS	38°20'	60°15'
TANDIL AERO	37°14'	59°15'
TRENQUE LAUQUEN	35°58'	62°44'

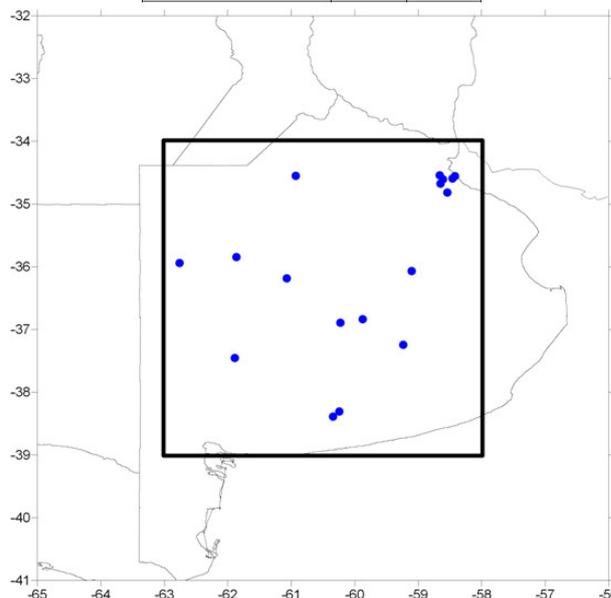


Figura 1: Se presenta la región de estudio en un dominio definido por las coordenadas 34°-39°S y 58°-63°O. A la derecha se encuentra la lista de las estaciones meteorológicas consultadas y su ubicación dentro de la región de estudio. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

iii) Por último, se eliminaron los píxeles asociados a cuerpos de agua superficial (ríos, lagos y océano) y aquellos contaminados con nubosidad utilizando los productos land/sea mask y cloud mask, respectivamente. El producto land/sea mask se encuentra incluido en el producto de calibración y geolocalización MOD03, y el producto cloudmask se encuentra disponible con una resolución espacial de 1km en el MOD35.

Una vez realizada la georreferenciación, la obtención de los coeficientes de calibrado o conversión de ND y el filtrado de los píxeles no deseados, se seleccionaron de los productos MODIS las variables meteorológicas y de superficie necesarias. En la Figura 2 este paso está representado por los casilleros circulares.

### 3.3. Metodología

#### 3.3.1. Estimación de la evapotranspiración relativa y real

Venturini y otros (2006, 2007, 2008, 2011, 2012) partieron de la expresión de la evapotranspiración relativa definida por Granger y Gray (1989) (ecuación 3), y combinándola con la curva PVS-T usaron para el cálculo de  $F$  (a la cual llamaron fracción evaporativa) la siguiente relación:

$$F = \frac{ET}{ET_{pot}} = \frac{(T_u - T_d)}{(T_s - T_d)} \quad (5)$$

donde  $T_s$  es la temperatura en la superficie bajo estrés hídrico,  $T_d$  es el punto de rocío correspondiente a la presión de vapor en el aire  $e_a$ , y  $T_u$  es la temperatura que tendría la superficie si se enfriara isobáricamente, llevando el aire a la saturación sin modificar la presión de vapor en la superficie  $e_s$ . Ahora bien,  $e_s$  es lo mismo que  $e_u^*$ , la presión de vapor saturante que corresponde a la temperatura  $T_u$ . Esto significa que  $T_u$  es la temperatura que debería tener la superficie evaporante bajo condiciones óptimas de humedad y al comienzo del proceso de secado del suelo, para que la tasa de evapotranspiración real fuera igual a su valor potencial  $ET_w$  en la superficie vegetada que luego llega a estar bajo estrés siguiendo el proceso condicionado por las hipótesis de Granger (1989).  $T_u$  es la temperatura de

comienzo necesaria para que se cumpla la ecuación (3). Al comparar las ecuaciones (3) y (5) vemos que esta última debería incluir las pendientes correspondientes al pasaje de presión de vapor a temperatura, lo cual se esquematiza en la Figura 3. Es decir:

$$F = \frac{ET}{ET_{pot}} = \frac{(e_s - e_a)}{(e_s^* - e_a)} \\ = \frac{(T_u - T_d) (\Delta T_u T_d)}{(T_s - T_d) (\Delta T_s T_d)} \quad (6)$$

Venturini y otros (2008) argumentaron, según la ecuación (4) de dicho trabajo y el respectivo gráfico explicativo, que las pendientes en la ecuación (6) deberían evaluarse en  $T_s$  -en el numerador- y  $T_d$  -en el denominador-, lo cual carece de toda lógica (ver Figura 3). La ecuación (4) mencionada es:

$$F = \frac{(f_u)}{(f_u)} \cdot \frac{(T_u - T_d) (\Delta T_s)}{(T_s - T_d) (\Delta T_d)} \quad (7)$$

Una lectura cuidadosa del texto sugiere que se trataría de errores involuntarios en la ecuación y en el gráfico explicativo, y que lo que quisieron proponer es que las pendientes mencionadas se evalúen en  $T_d$  en el numerador y en  $T_s$  en el denominador. Sea como fuere, la expresión para  $F$  es errónea. Y a continuación decidieron cancelar dichas pendientes por considerarlas aproximadamente iguales, arribando así a la ecuación (5) luego de cancelar las funciones del viento con el argumento ya explicado. Esta misma ecuación la usaron en otros trabajos (Venturini y otros 2006, 2007, 2011) en los que no hay una explicación detallada del razonamiento. Venturini y otros (2011) exploraron la hipótesis de que  $ET$  es una función lineal de  $EA$  y propusieron en la ecuación (11) de su trabajo la siguiente relación empírica similar a  $F$ :

$$F_a \approx \frac{(T_a - T_d)}{(T_s - T_d)} \quad (8)$$

En realidad, una vez evaluada  $T_u$  como veremos más adelante, las pendientes de la ecuación (8) pueden calcularse así:

$$\Delta T_u T_d = \frac{(e_u^* - e_a)}{(T_u - T_d)} \\ \Delta T_s T_d = \frac{(e_s^* - e_u^*)}{(T_s - T_d)} \quad (9)$$

Nosotros proponemos esta forma de cálculo de las pendientes y consecuentemente usar la ecuación (6) en lugar de la (5).

Por otra parte, Venturini y otros (2006, 2007, 2008, 2011) utilizaron en sus cálculos la aproximación de Buck (1981) en lugar de la ecuación de Clausius-Clapeyron. Nosotros hemos preferido utilizar esta última y su primera derivada a fin de no añadir errores en los cálculos. Además, tanto en la curva PVS-T como en su primera derivada hemos usado la expresión del calor latente de vaporización  $L_v$  como función de la temperatura, en lugar de considerarlo constante. También hemos usado  $\gamma$  como función de la presión atmosférica y de  $L_v$ , y no como una constante.

Para la determinación de  $T_s$  y  $T_d$  hemos recurrido, al igual que Venturini y otros (2006, 2007, 2008, 2011, 2012), a productos MODIS disponibles en Internet.

Los valores de  $T_s$  están disponibles en el producto MOD11. La NASA estima  $T_s$  a partir de imágenes satelitales en infrarrojo térmico (canales 31 y 32) mediante la conocida técnica “split-window”. Se obtiene un valor único de  $T_s$  para cada píxel, el cual es de 1 km de lado en el nadir. El píxel refleja la integración de las respuestas de diferentes superficies interiores al mismo (suelo más vegetación); por lo tanto, la evaporación desde el suelo y la transpiración de las plantas no se pueden estimar separadamente, sino como un valor único de  $ET$ .

A partir del perfil vertical de temperatura de rocío del aire que se obtiene con datos MODIS, se provee el producto con el valor  $T_d$  del aire en distintos niveles de la atmósfera. Utilizamos el valor en el nivel de 1000 hPa en nuestros cálculos. La presión atmosférica en superficie en los diferentes píxeles del área de estudio se desvía muy poco de 1000 hPa, por lo cual consideramos que el error introducido en este paso es pequeño.

Resta entonces por estimar el valor  $T_u$ , sabiendo que se cumple la relación  $T_d < T_u < T_s$ .

Determinamos la temperatura  $T_u$  a partir de los

datos de  $T_s$  y  $T_d$  y la curva PVS-T siguiendo el método empleado por Venturini y otros (2006, 2008). Si  $\Delta_1$  y  $\Delta_2$  son las pendientes de dicha curva evaluadas en  $(T_s, e_s^*)$  y  $(T_d, e_a)$  respectivamente, una primera aproximación para obtener  $T_u$  se obtiene asumiendo variaciones lineales para rangos de  $T$  pequeños mediante la expresión (ver Figura 3):

$$(e_s^* - e_a) = \Delta_1 (T_s - T_u) + \Delta_2 (T_u - T_d)$$

Despejando  $T_u$  queda:

$$T_u = \frac{\Delta_1 T_s - \Delta_2 T_d - (e_s^* - e_a)}{\Delta_1 - \Delta_2} \quad (10)$$

Se obtiene así una estimación preliminar de  $T_u$ . Mediante una técnica iterativa se puede obtener un valor de  $T_u$  tan ajustado como se desee. Se comienza el proceso iterativo recalculando  $\Delta_1$  y  $\Delta_2$  mediante la derivada de  $e_s = f(T)$  en  $\frac{(T_s + T_u)}{2}$  y  $\frac{(T_u + T_d)}{2}$  respectivamente. Una descripción detallada del cálculo de  $T_u$  se puede hallar en Venturini y otros (2008).

Para la estimación de la densidad de flujo de calor latente  $\lambda \rho_w ET$  (evapotranspiración real instantánea) se adoptó la ecuación (4) que ya hemos comentado. En la Figura 2 se muestra el diagrama con los pasos efectuados para obtener mapas de  $\lambda \rho_w ET$ .

Se considera a continuación la determinación de los restantes componentes de la ecuación (4).

### 3.3.2. Parámetro de Priestley–Taylor

El concepto de evapotranspiración potencial de equilibrio relaciona en forma directa la magnitud del parámetro  $\alpha_{PT}$  con el término aerodinámico de la ecuación de Penman (1948). El parámetro  $\alpha_{PT}$  a veces es llamado también coeficiente de advección. Representa principalmente la contribución del viento (efectos advectivos) y del poder evaporante de la atmósfera a la tasa de evapotranspiración. En la práctica se lo ingresa a los cálculos tanto como una constante o como una variable. En el caso de la formulación original de Priestley y Taylor (1972), el parámetro  $\alpha_{PT}$  toma el valor promedio de 1.26,

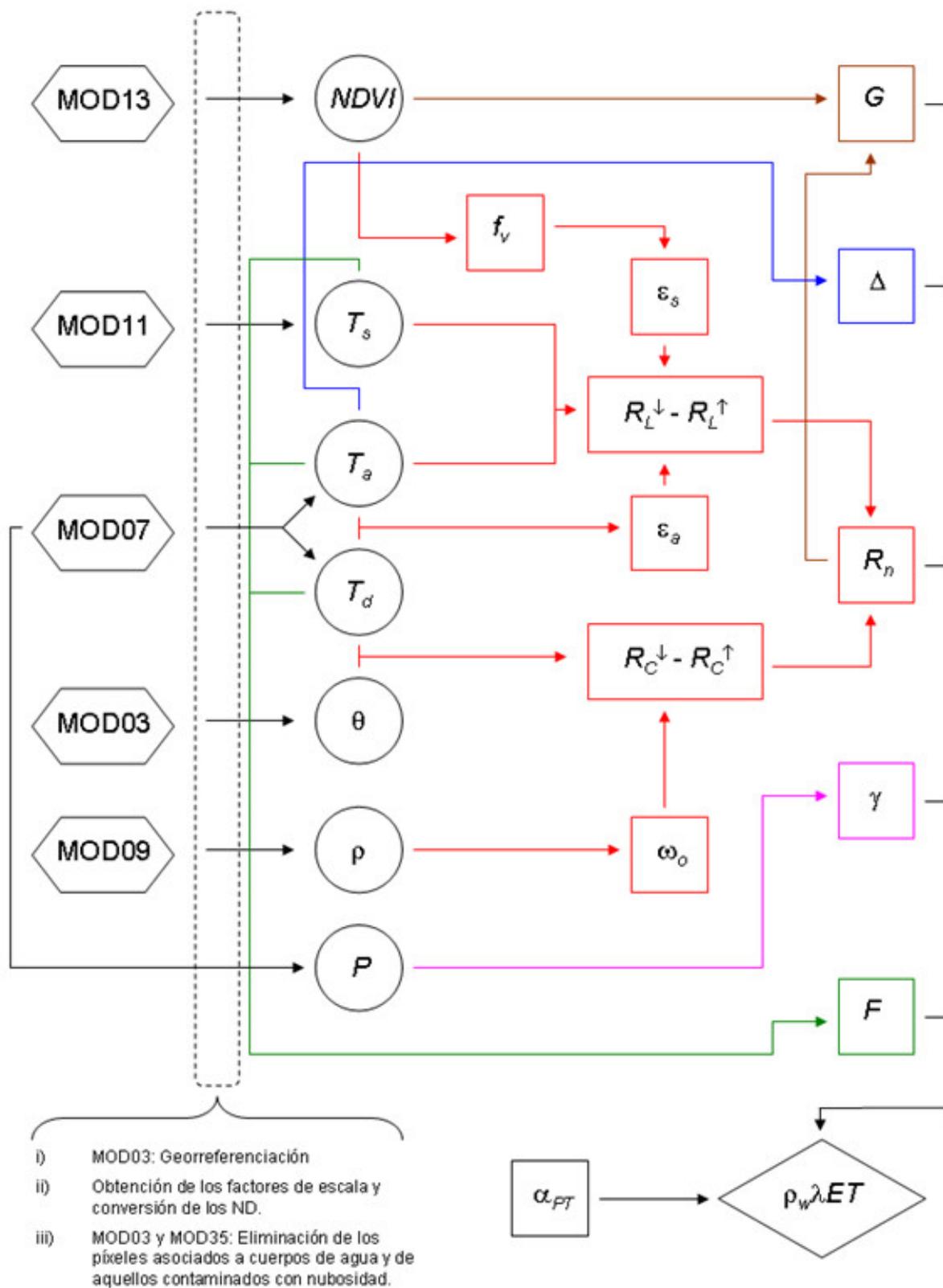


Figura 2: Diagrama con los pasos a seguir para obtener mapas de densidad de flujo de calor latente  $\lambda \rho_w ET$ .

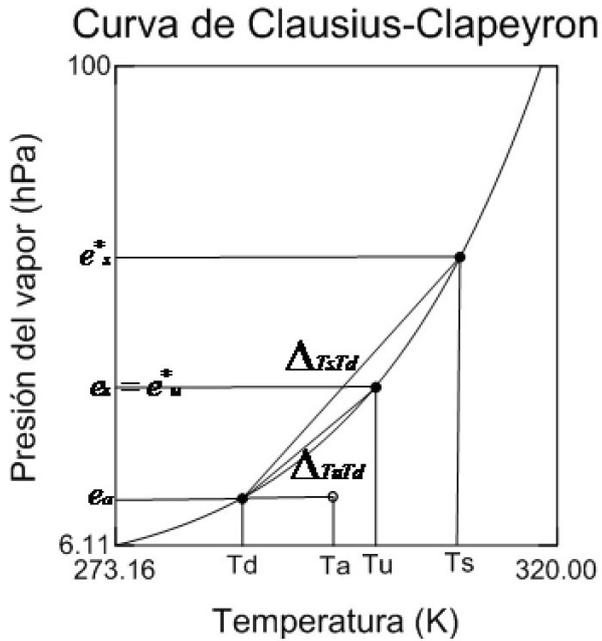


Figura 3: Curva de presión de vapor de saturación y esquema que ilustra la forma de hallar  $(e_s^* - e_a)$  y  $(e_u^* - e_a)$  en función de las diferencias respectivas en temperaturas.

magnitud de los autores hallaron en forma experimental. En la literatura el coeficiente  $\alpha_{PT}$  toma valores que van desde 1.08 hasta mayores a 1.60 para regiones semiáridas y es tratado en función de la advección del ambiente (Villalobos y otros, 2002). En caso de trabajar en climas áridos y semiáridos el valor de  $\alpha_{PT}$  debe ser incrementado hasta 1.70-1.75, de acuerdo con Jensen y otros. (1990). Valores más bajos son esperados en humedales y superficies con coeficientes de rugosidad bajos. En escala espacial pequeña (estudios a nivel local) es esperable que  $\alpha_{PT}$  no tome un único valor, ya que su magnitud dependerá fuertemente de la velocidad del viento, la rugosidad de la superficie y la temperatura entre otras variables. Sin embargo, y teniendo en cuenta estas observaciones, en el presente trabajo se optó por mantener el valor de 1.26 para  $\alpha_{PT}$  que está universalmente aceptado para estimaciones a nivel regional en regiones húmedas y semi-húmedas (Brutsaert 2005).

### 3.3.3. Estimación de la radiación neta en superficie

Existen varios trabajos dedicados a la estimación de la densidad de flujo de radiación neta superficial ( $R_n$ ) que combinan observaciones de sensores remotos con mediciones puntuales realizadas en superficie (Jacobs y otros 2000). El trabajo de Islam y otros (2003) se basa en la obtención de  $R_n$  interpolando observaciones puntuales realizadas en superficie.

En el presente trabajo se aplicó una metodología propuesta por Bisht y otros (2005). Esta independiza la estimación de  $R_n$  de datos medidos en superficie, estimando todos los parámetros necesarios a partir de información obtenida del instrumento MODIS. Este método permite obtener estimaciones de  $R_n$  distribuidas espacialmente sobre grandes regiones heterogéneas y para días despejados. En forma resumida, la metodología consiste en la estimación de las componentes del balance radiativo en superficie bajo ciertas consideraciones. En la Figura 2 se muestran en rojo los pasos a seguir para obtener una estimación del flujo de radiación neta instantánea superficial  $R_n$ . Esta puede ser evaluada a partir de sus componentes de flujos saliente y entrante de radiación de onda corta y los flujos saliente y entrante de radiación de onda larga como:

$$R_n = R_C^\downarrow - R_C^\uparrow + R_L^\downarrow - R_L^\uparrow = (1 - \alpha)R_C^\downarrow + R_L^\downarrow - R_L^\uparrow \quad (11)$$

Donde  $R_C^\downarrow$  y  $R_C^\uparrow$  son los flujos de radiación de onda corta entrante y saliente respectivamente,  $R_L^\downarrow$  y  $R_L^\uparrow$  son los flujos de radiación de onda larga entrante y saliente respectivamente y  $\alpha$  es el albedo de la superficie.

### 3.3.4. Estimación de la radiación neta de onda larga

Los flujos de radiación de onda larga se pueden representar de la siguiente forma:

$$R_L^\downarrow = \sigma \epsilon_a T_a^4 \quad (12)$$

$$R_L^\uparrow = \sigma \epsilon_s T_s^4 \quad (13)$$

donde  $T_a$  y  $T_s$  son las temperaturas del aire y de la superficie respectivamente,  $\epsilon_a$  y  $\epsilon_s$  son los

coeficientes de emisividad del aire y de la superficie (adimensionales) y  $\sigma$  es la constante de Steffan-Boltzmann.

Para los valores de  $T_a$  se utilizó el nivel de 1000hPa del perfil vertical estimado en el producto MOD07.

La emisividad de la superficie  $\varepsilon_s$  fue estimada como el promedio de las emisividades observadas en las bandas 31 y 32 del sensor MODIS, las cuales son obtenidas por la NASA (producto MOD11) con una resolución horizontal de 1km.

En el caso de la radiación de onda larga entrante  $R_a$ , se optó por el esquema propuesto por Prata (1996) que tiene la siguiente expresión:

$$R_a = \varepsilon_a \sigma_{SB} T_a^4 \quad (14)$$

donde  $\varepsilon_a$  es la emisividad de la atmósfera, que estimamos a partir de la siguiente fórmula (Prata 1996):

$$\varepsilon_a = 1 - \frac{\left[1 + \frac{46,5 \cdot e_a}{T_a}\right]}{\text{EXP} \left[\sqrt{1,2 + 3 \frac{46,5 \cdot e_a}{T_a}}\right]} \quad (15)$$

donde  $\varepsilon_a$  es la presión de vapor del aire a nivel de superficie (hPa), que a su vez determinamos con el valor de  $T_d$  en 1000 hPa del sondeo MODIS. Las temperaturas  $T_a$  y  $T_d$  obtenidas del producto MOD07 tienen una resolución horizontal de 5km. Para ambas variables se asumió su homogeneidad dentro del píxel.

### 3.3.5. Estimación de la radiación absorbida de onda corta

En la literatura se encuentran disponibles varias parametrizaciones del flujo de radiación de onda corta entrante (Niemelä y otros, 2001). Esencialmente, el flujo de radiación de onda corta entrante se puede expresar de la siguiente manera:

$$R_C^\downarrow = \tau_{sw} S_o \cdot \cos(\theta_{cs}) \quad (16)$$

donde  $\tau_{sw}$  es el factor de transmisividad atmosférica (para días despejados tiene un valor aproximado de 0.72) (sin dimensiones),  $S_o$  es la

constante solar en el tope de la atmósfera ( $W m^{-2}$ ), que tiene un valor aproximado a 1 367  $W m^{-2}$  y  $\theta_{cs}$  es el ángulo cenital solar (rad). En el presente estudio se utilizó el esquema propuesto por Zillman (1972) para calcular  $R_C^\downarrow$ . Este utiliza la presión de vapor del aire a nivel de superficie  $e_a$  (hPa) (que se puede determinar a partir de la ecuación PVS-T evaluada en  $T_d$ ) y se expresa de la siguiente manera:

$$R_C^\downarrow = \frac{1000 S_o \cdot f_{cs}^2}{1085 f + e_a (2,7 + f_{cs}) + 100}$$

$$f = \cos(\theta)$$

$$f_{cs} = \cos(\theta_{cs})$$

Según Niemelä y otros (2001) existen esquemas que se ajustan mejor a la realidad que el de Zillman, pero para su aplicación requieren de información difícil de obtener, tales como las transmitancias asociadas a la dispersión causada por aerosoles y ciertos gases tales como el vapor de agua y el ozono, para las concentraciones actuales de dichos elementos en diferentes niveles de la atmósfera.

La ecuación que expresa la radiación absorbida por la superficie ( $R_c$ ) es:

$$R_C = (1 - \alpha) R_C^\downarrow \quad (17)$$

En cuanto a la estimación del albedo, Bisht y otros (2005) proponen el uso de la Función de Distribución de Reflectividad Bidireccional (en sus siglas en inglés BRDF) del producto MODIS MOD43B. Este procedimiento requiere la información de los albedos de cielo negro y cielo blanco, valores de turbidez de la atmósfera y valores de fracción isotrópica entre otros.

Para mantener la simplicidad en el presente estudio, se optó por asumir que la superficie terrestre se comporta como una superficie lambertiana, es decir, con reflectancia direccional isotrópica. De acuerdo con Tasumi y otros (2008), los errores cometidos al hacer esta suposición son pequeños para observaciones satelitales cerca del nadir o punto subsatélite. Con esta hipótesis adoptamos la parametrización propuesta por Liang (2000). Esta consiste en una combinación lineal de la reflectancia medida por el instrumen-

to MODIS en las 7 bandas del rango visible:

$$\alpha = 0,160\alpha_1 + 0,291\alpha_2 + 0,243\alpha_3 + 0,116\alpha_4 + 0,112\alpha_5 + 0,081\alpha_7 - 0,0015 \quad (18)$$

donde  $\alpha_i$  es la reflectancia de cada banda obtenida por el sensor MODIS, que están disponibles en el producto MOD09 con 500 m de resolución.

### 3.3.6. Estimación del flujo de calor en el suelo

El flujo de calor sensible en el suelo ( $G$ ) es una fracción pequeña pero variable de la radiación neta  $R_n$ . En los suelos desnudos o con baja densidad de vegetación, el calentamiento de la superficie del suelo por radiación solar y el transporte de calor hacia abajo es mayor que en el caso de superficies densamente vegetadas. Si bien algunos autores desprecian este término y otros lo estiman como una fracción constante de  $R_n$ , nosotros hemos preferido tener en cuenta la relación de  $G$  con  $R_n$  y la vegetación. Para obtener una medida de  $G$  se utilizó el esquema propuesto por Moran y otros. (1989):

$$G = \frac{0,583R_n}{e^{2,13NDVI}} \quad (19)$$

donde NDVI es el Índice de Vegetación Normalizado, el cual se estima a partir de información

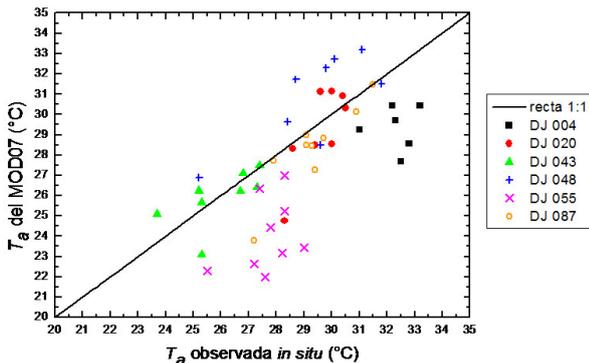


Figura 4: Comparación entre los datos de Temperatura del aire  $T_a$  (°C) observados por las estaciones de superficie a la hora aproximada de visita del satélite y los que se encuentran disponibles en el producto MODIS MOD07 para todos los días de estudio.

de imágenes satelitales en el visible e infrarrojo cercano. Esta fórmula es aplicable para píxeles con valores de NDVI positivos y ha sido ampliamente utilizada en la literatura (Jiang e Islam, 1999; Batra y otros, 2006; Schirmbeck y Rivas, 2007; entre otros). Los datos del NDVI fueron obtenidos del producto MOD13 de MODIS, con una resolución de 1km. Este último producto es desarrollado con una frecuencia de 16 días; por tal motivo se asumió que la cobertura vegetal no se modifica significativamente en ese período de tiempo.

### 3.3.7. Estimación de la constante psicrométrica

La constante psicrométrica  $\gamma$  se expresa:

$$\gamma = \frac{c_p p}{0,622 L_v} \quad (20)$$

donde  $c_p$  es el calor específico del aire seco y  $p$  es la presión atmosférica. Esta última a nivel de superficie fue adquirida del producto MOD07 con resolución horizontal de 5km.

### 3.3.8. Análisis estadísticos para la validación de resultados

Se efectuaron comparaciones y análisis estadísti-

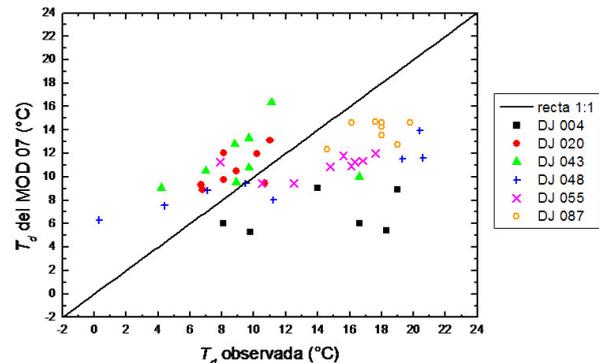


Figura 5: Comparación entre los datos de Temperatura de rocío  $T_d$  (°C) observados por las estaciones de superficie a la hora aproximada de visita del satélite y los que se encuentran disponibles en el producto MODIS MOD07 para todos los días de estudio.

cos entre mediciones en las 17 estaciones meteorológicas de superficie y valores obtenidos de productos MODIS en los píxeles correspondientes, para las siguientes variables: presión atmosférica, y temperaturas del aire y de punto de rocío. Las comparaciones se hicieron solo para las ocasiones con disponibilidad de datos puntuales a la hora aproximada de visita del satélite, y con cielo claro sobre la estación a considerar. Se tomaron datos de las seis visitas seleccionadas.

Para medir y cuantificar las diferencias entre los datos registrados por estaciones meteorológicas de superficie y aquellos modelados o estimados se utilizaron el sesgo (BIAS), la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE, por sus siglas en inglés), sus valores relativos a la media observada (BIASr y RMSEr) y el cuadrado del coeficiente de correlación lineal  $R^2$  (Scott Armstrong y Collopy 1992).

#### 4. RESULTADOS OBTENIDOS

Se efectuaron todos los pasos conducentes a obtener estimaciones de evapotranspiración según el diagrama de la Figura 2. Se hallaron 6 imágenes que cumplieron con los requisitos de escasa contaminación por nubosidad y ausencia de bruma (ver Tabla 1).

En la Figura 4 se hace la comparación entre los datos de Temperatura del aire  $T_a$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) observados y estimados.

En la Tabla II se efectúa la comparación estadística de los datos de  $T_a$  observados en estaciones de superficie a la hora de visita del satélite con los valores de  $T_a$  modelados por MOD07 para el nivel de 1000 hPa.

La Figura 5 muestra un gráfico análogo al de la Figura 4 pero para la temperatura de rocío  $T_d$ .

La Tabla III muestra un análisis análogo al de la Tabla II, pero para la temperatura de rocío  $T_d$ .

La Figura 6 muestra un gráfico análogo al de la

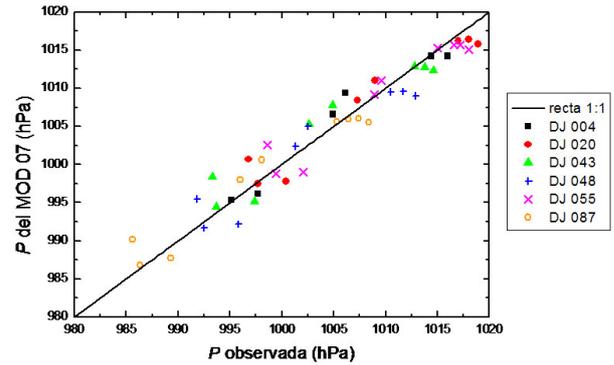


Figura 6: Comparación entre los datos de Presión atmosférica  $P$  (hPa) observados por las estaciones de superficie a la hora aproximada de visita del satélite y los que se encuentran disponibles en el producto MODIS MOD07 para todos los días de estudio.

Figura 4 pero para la presión atmosférica  $P$ .

La Tabla IV muestra un análisis análogo al de la Tabla II, pero para la presión atmosférica  $P$ .

La Tabla V muestra la comparación estadística de las mediciones de las estaciones de superficie de la región de estudio y los modelados por el producto MOD07 para las temperaturas del aire y de rocío y la presión atmosférica. Se utilizaron los datos de los 6 días analizados.

La Tabla VI muestra los valores medios y desvíos estándar de  $T_s$ ,  $R_n$  y  $\lambda\rho_w ET$  para cada día de estudio. Para los cálculos se consideraron todos los píxeles válidos del dominio de estudio.

A modo de ejemplo se muestran a continuación los mapas obtenidos de las variables más representativas del trabajo realizado para el día 4 de enero de 2009 por la escasa nubosidad que presentaba en la región (Figuras 7 a 10).

#### 5. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En las figuras 4, 5 y 6 se puede ver que los casos tomados de cada visita del satélite son menos

Día calendario Día Juliano	Hora de visita UTC	Calidad de la imagen (% nubosidad)	Visibilidad horizontal (km)
4 de Enero 004	13:55	8.15	14.64
20 de Enero 020	13:55	9.86	13.54
12 de Febrero 043	14:00	11.51	14.04
17 de Febrero 048	14:20	15.99	13.57
24 de Febrero 055	14:25	23.47	14.32
28 de Marzo 087	14:25	21.65	13.12

Tabla I: Lista de las imágenes MODIS utilizadas con sus respectivos porcentajes de nubosidad y visibilidad horizontal (km).

Día Juliano	Nº de píxeles	$T_a$ observada [°C]				$T_a$ del MOD07 [°C]				BIAS [°C]	RMSE [°C]	BIASr [%]	RMSEr [%]	$R^2$
		Media	Máx.	Mín.	$\sigma$	Media	Máx.	Mín.	$\sigma$					
004	6	32.3	33.2	31.0	0.75	29.3	30.4	27.7	1.09	3.00	3.21	9.26	9.94	0.00
020	8	29.6	30.5	28.3	0.80	29.2	31.1	24.8	2.17	0.40	1.56	1.35	5.27	0.63
043	8	26.0	27.4	23.7	1.29	25.9	27.5	23.1	1.37	0.04	1.07	0.16	4.14	0.39
048	8	29.3	31.8	25.2	2.02	30.8	33.2	26.9	2.23	-1.47	2.01	-5.02	6.85	0.59
055	9	27.7	29.0	25.5	0.99	24.1	27.0	22.0	1.80	3.64	3.98	13.15	14.36	0.14
087	9	29.3	31.5	27.2	1.32	28.3	31.5	23.8	2.12	1.00	1.44	3.41	4.92	0.80

Tabla II: Comparación estadística de los datos de  $T_a$  observados en estaciones de superficie a la hora de visita del satélite con los valores de  $T_a$  modelados por MOD07 para el nivel de 1000 hPa.

Día Juliano	Nº de píxeles	$T_a$ observada [°C]				$T_a$ del MOD07 [°C]				BIAS [°C]	RMSE [°C]	BIASr [%]	RMSEr [%]	$R^2$
		Media	Máx.	Mín.	$\sigma$	Media	Máx.	Mín.	$\sigma$					
004	6	14.3	19.0	8.1	4.52	6.8	9.1	5.3	1.73	7.51	8.45	52.54	59.10	0.12
020	8	8.8	11.0	6.7	1.68	10.6	13.1	8.9	1.55	-1.82	2.27	-20.62	25.74	0.36
043	8	9.5	16.6	4.2	3.55	11.6	16.4	9.1	2.45	-2.06	4.16	-21.64	43.74	0.05
048	8	11.6	20.6	0.3	7.77	9.7	14.0	6.3	2.53	1.93	5.49	16.63	47.36	0.86
055	9	14.2	17.6	7.9	3.26	10.9	12.0	9.4	0.92	3.30	4.28	23.22	30.07	0.27
087	8	17.6	19.8	14.6	1.63	13.9	14.7	12.3	0.95	3.30	3.76	18.68	21.30	0.13

Tabla III: Comparación estadística de los datos de  $T_d$  observados en estaciones de superficie a la hora de visita del satélite con los valores de  $T_d$  modelados por MOD07 para el nivel de 1000 hPa.

Día Juliano	N° de píxeles	$T_d$ observada [°C]				$T_d$ del MOD07 [°C]				BIAS [°C]	RMSE [°C]	BIASr [%]	RMSEr [%]	$R^2$
		Media	Máx.	Mín.	$\sigma$	Media	Máx.	Mín.	$\sigma$					
004	6	1005.7	1016.0	995.1	8.47	1006.0	1014.2	995.3	8.45	-0.28	1.80	-0.03	0.18	0.95
020	8	1008.1	1018.9	996.8	9.18	1008.0	1016.4	997.5	8.24	0.16	2.24	0.02	0.22	0.94
043	8	1004.1	1014.6	993.3	8.88	1004.9	1012.9	994.5	7.88	-0.76	2.59	-0.08	0.26	0.92
048	8	1002.4	1012.9	991.8	8.60	1001.9	1009.6	991.7	7.71	0.51	2.63	0.05	0.26	0.90
055	9	1009.5	1018.0	998.6	7.81	1009.2	1015.7	998.8	7.21	0.33	2.10	0.03	0.21	0.92
087	8	998.1	1008.4	985.6	9.29	998.5	1006.0	986.8	8.20	-0.38	2.36	-0.04	0.24	0.95

Tabla IV: Comparación estadística de los datos de  $P$  observados en estaciones de superficie a la hora de visita del satélite con los valores de  $P$  modelados por MOD07.

Parámetro	N° de píxeles	BIAS	RMSE	BIASr	RMSEr	$R^2$
$T_a$ obs. - $T_a$ MOD07	48	1.07	2.43	3.71	8.42	0.45
$T_d$ obs. - $T_d$ MOD07	47	1.89	4.93	14.96	38.97	0.18
$P$ obs. - $P$ MOD07	48	0.06	2.29	0.01	0.23	0.94

Tabla V: Comparación estadística de las mediciones de las estaciones de superficie de la región de estudio y los modelados por el producto MOD07 para las temperaturas del aire y de rocío y la presión atmosférica. Se utilizaron todos los datos sin discriminar por día.

Día Juliano	$T_s$ [°C]		$R_n$ [W/m <sup>2</sup> ]		$\lambda\rho_w ET$ [W/m <sup>2</sup> ]	
	Media	$\sigma$	Media	$\sigma$	Media	$\sigma$
004	34.4	1.99	664.5	57.44	428.2	40.60
020	34.2	2.31	645.2	53.45	419.1	39.45
043	30.2	1.92	629.6	42.56	395.5	31.03
048	33.5	2.10	665.1	35.61	466.9	32.45
055	30.8	2.32	640.0	29.76	404.4	18.98
087	30.2	1.48	563.5	30.49	374.9	20.84

Tabla VI: Valores medios y desvíos estándar de  $T_s$ ,  $R_n$  y  $\lambda\rho_w ET$  para cada día de estudio. Para los cálculos se consideraron todos los píxeles válidos del dominio de estudio.

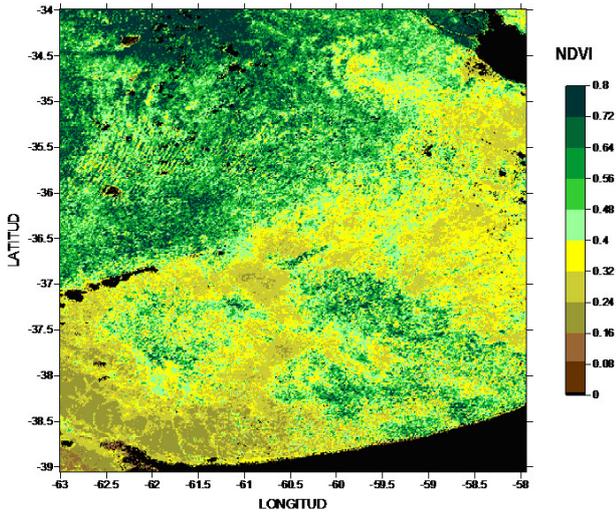


Figura 7: Mapa de NDVI desarrollado a partir de los datos disponibles en el producto MOD13.

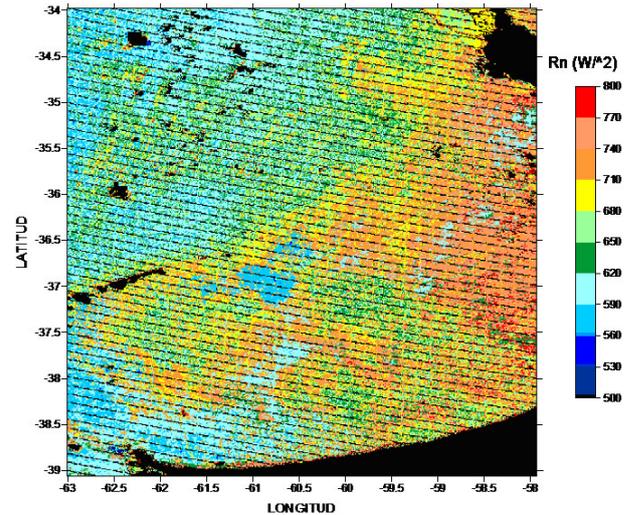


Figura 9: Mapa de densidad de flujo instantáneo de radiación neta.

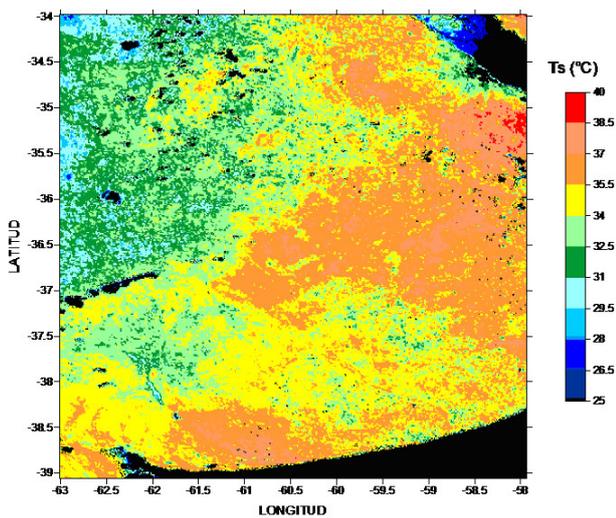


Figura 8: Mapa de temperatura de la superficie desarrollado a partir de los datos disponibles en el MOD11.

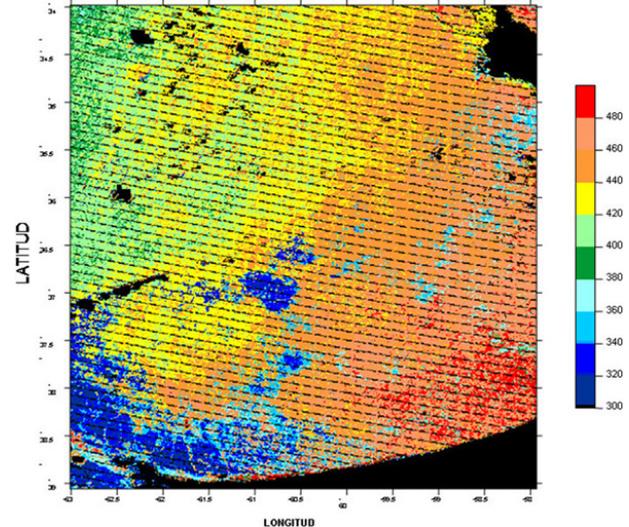


Figura 10: Mapa de densidad de flujo instantáneo de calor latente calculado a partir de la ecuación (4).

que 17, que es la cantidad de estaciones meteorológicas disponibles para validación (Figura 1). Ello se debe principalmente a que no todas las estaciones cuentan con registros horarios de las variables analizadas; algunas estaciones efectúan observaciones solo cuatro veces al día. En algunos casos también se descartó la comparación debido a la presencia de nubosidad sobre la estación, con la consiguiente pérdida de información en el píxel respectivo.

En la Figura 4 se observa que en líneas generales los valores de  $T_a$  observados superan a los valores modelados por el MOD07.

En la Tabla II se puede ver un análisis detallado de los datos donde se muestra un sesgo (BIAS) positivo para todos los días analizados menos el día 048, observación que concuerda con los visto en la Figura 3. Por otro lado, se obtuvieron valores de  $R^2$  que van desde buenos (0.80 para el

día 087) hasta pobres (0.14 y 0.00 para los días 055 y 004, respectivamente).

Al igual que con  $T_a$ , en el presente estudio se utilizó como sustituto de la temperatura de rocío a nivel de superficie, la temperatura de rocío modelada en el MOD07 para el nivel de 1000 hPa. En la comparación estadística de la Tabla II se puede ver que al igual que con  $T_a$ , los valores de  $T_d$  registrados en superficie superan a los modelados en el MOD07 para la mayoría de los días de estudio, lo cual es consistente con el hecho de que las estaciones de medición analizadas se encuentran a alturas con presiones atmosféricas generalmente mayores que 1000 hPa (ver Figura 1).

Al comparar los resultados de las Tablas II y III, se puede observar que la magnitud del BIAS y del RMSE es mayor para  $T_d$  que para  $T_a$ .

Del análisis de los datos de se observa que el uso de los datos de  $T_a$  y  $T_d$  disponibles en el MOD07 llevan en general a una subestimación de los valores reales (ver Figuras 4 y 5). Esto es debido a que la temperatura del aire y la temperatura de rocío para el nivel de 1000 hPa del producto MOD07 no representan de forma fiel la temperatura del aire y la temperatura de rocío del nivel de superficie. Una observación similar fue realizada por Bisht y otros (2005).

En la Figura 6 se observa un buen ajuste entre los datos de presión atmosférica observados en superficie y los modelados en el producto MOD07. La información contenida en la Tabla IV concuerda con esta última observación, ya que se han obtenido valores de BIAS y RMSE relativamente pequeños. En la Figura 6 se muestra los valores de BIAS, RMSE y  $R^2$  utilizando todas las mediciones sin discriminar por día.

En la Tabla IV se observa que los valores modelados de presión atmosférica  $P$  presentan el mejor ajuste a las observaciones de superficie, mientras que los datos modelados de  $T_d$  son los más apartados de las mediciones de superficie.

En la Tabla 5 se muestran los valores medios y desvíos estándar de  $T_s$ ,  $R_n$  y  $\lambda\rho_w ET$  para los seis casos analizados, considerando todo el dominio de estudio. Los valores de  $R_n$  son del orden de los obtenidos por otros autores en áreas con características climáticas parecidas, utilizando distintas metodologías basadas en información de sensores remotos (Jiang y Shafiqul, 1999; Sobrino y otros, 2003; Bisht y otros, 2005; Batra y otros, 2006; Da Costa y otros, 2009; Venturini y otros, 2012). Los valores hallados de  $\lambda\rho_w ET$  son del orden de los medidos en la localidad de Balcarce interior a la región de estudio (Righetti y otros 2007). También se observa que son algo superiores a los obtenidos por Venturini y otros (2007, 2008, 2011, 2012), lo cual es esperado pues estos resultados corresponden a comienzos de primavera y otoño en las praderas del sur de EEUU con latitudes similares a las de nuestro dominio.

Las Figuras 7 a 10 corresponden a la visita del satélite TERRA el día 4 de enero de 2009 a las 13:55 UTC.

En la Figura 7 (Mapa de NDVI) se aprecian valores del producto MOD13 que son consistentes con los esperados en la región de estudio a principios de enero y teniendo en cuenta que se trató de un verano deficitario en precipitaciones.

Es interesante comparar la correspondencia espacial entre los mapas obtenidos y analizar los comportamientos de las distintas variables en zonas de mínimos y máximos –tanto absolutos como secundarios-. Por ejemplo, en las zonas con NDVI (Figura 7) y  $T_s$  (Figura 8) relativamente altos deberíamos esperar valores de  $ET$  (Figura 10) relativamente elevados; y esto es precisamente lo que se observa.

En el mapa obtenido de densidad de flujo instantáneo de radiación neta (Figura 9), las líneas negras discontinuas que aparecen se deben a que los datos del canal 5 del sensor MODIS presentan deficiencias en esos píxeles; ello influyó negativamente en el mapa de albedo obtenido, y se propagó a los mapas siguientes en el proceso de cálculo: radiación neta y calor latente de vaporización.

En el mapa de  $\lambda\rho_w ET$  (Figura 10) se puede ver cómo los valores relativamente bajos tienden a ubicarse en las zonas con vegetación débil o dispersa (valores de NDVI relativamente bajos) y valores relativamente altos de  $T_s$ . Las zonas con vegetación más vigorosa o valores relativamente altos de NDVI tienden a mostrar valores relativamente bajos de  $T_s$  y valores relativamente elevados de  $\lambda\rho_w ET$ . Estas observaciones reflejan la relación que existe entre los índices de vegetación y la temperatura de la superficie y cómo puede ser utilizada para evaluar el uso que le da la superficie a la energía disponible, como la transferencia de calor latente y sensible hacia la atmósfera.

## 6. CONCLUSIONES

Se ha abordado la problemática de la estimación de la tasa de evapotranspiración en escala regional, basada únicamente en percepción remota, sin depender de mediciones complementarias in situ ni de complejas parametrizaciones espaciales que tengan en cuenta la heterogeneidad de superficies. Con este objetivo hemos propuesto una variante en el algoritmo de cálculo propuesto por Venturini et al (2006, 2007, 2008) que utiliza únicamente imágenes y sondeos satelitales MODIS.

Se efectuó una discusión amplia del significado físico y la validez de las variables intervinientes, necesarias para determinar la tasa instantánea de evapotranspiración real. Se analizaron en forma crítica, entre otras, varias técnicas para el cálculo satelital del albedo y la radiación neta en superficie.

Hemos estimado la densidad de flujo instantáneo de calor latente en la Provincia de Buenos Aires en varios días de verano usando solo información satelital, lo cual no se había hecho antes.

Hemos comprobado que las variaciones espaciales de la evapotranspiración instantánea estimada presentan una relación adecuada con los valores de  $T_s$  y NDVI obtenidos de los productos MODIS.

Hemos comprobado estadísticamente que al tomar  $T_a$  y  $T_d$  en 1000hPa del producto MODIS y usarlos para evaluar los valores respectivos en superficie, se introducen errores significativos, especialmente en el caso de  $T_d$ . Creemos que la técnica puede mejorarse sustancialmente explorando nuevas formas de estimar dichas temperaturas.

Los valores obtenidos de albedo, radiación entrante de onda corta, radiación entrante y saliente de onda larga, flujo de calor en el suelo, y flujo instantáneo de calor latente de vaporización, están en los rangos esperados de acuerdo con mediciones y estimaciones hechas por otros autores en localidades de la región de estudio. Se mostró que la técnica da valores en el orden de lo esperado en la región de estudio en un día típico de verano, y ofrece una herramienta útil para la estimación de la evapotranspiración en escala regional sin acudir a mediciones in situ.

Agradecimientos: El presente trabajo fue financiado por el CONICET y la Universidad de Buenos Aires mediante subsidio UBACYT G813.

## REFERENCIAS

- Bisht G., Venturini V., Jiang L. e Islam, S. 2005. Estimation of the net radiation using MODIS (moderate resolution Imaging spectroradiometer) data for clear sky days. *Remote Sensing of Environment*, 97, 52-67.
- Boegh E., Soegaard H y Thomsen A. 2002. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. *Remote Sensing of Environment*, 79, 329-343.
- Bouchet R.J., 1963. Évapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *Transactions, I International Association of Scientific Hydrology. General Assembly, 2: Evaporation*, Berkeley.
- Brutsaert W. 1984. *Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications*. Reidel Publishing Company (eds), Dordrecht.

- Brutsaert W., 2005. *Hydrology, an Introduction*, 605 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Buck A. L., 1981. New equations for computing vapor pressure and enhancement factor. *J. Appl. Meteor.*, 20, 1527-1532.
- Coll C. y Caselles V., 1997. A split window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14:16697-16713.
- Crago R. y Crowley R., 2005. Complementary relationships for near-instantaneous evaporation. *Journal of Hydrology*, 300, 199-211.
- Crago, R., Hervol, N. y Crowley R. 2005. A complementary evaporation approach to the scalar roughness length. *Water Resources Research*, 41, W06017, ISSN 0043-1397.
- Friedl M., 2002. Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements. *Remote Sensing of Environment*, 79, 344-354.
- Granger R.J., 1989. A complementary relationship approach for evaporation from nonsaturated surfaces. *J. Hydrol.*, 111, 31-38.
- Granger R.J., 1998. Partitioning of energy during the snow-free season at the Wolf Creek Research Basin, In: Pomeroy, J.W., Granger, R.J. (Eds.), *Proceedings of a Workshop held in Whitehorse, Yukon, 5-7 Marzo de 1998*, 33-43.
- Granger R.J., y Gray D.M., 1989. Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology*, 111, 21-29.
- Han S., Hu H., Yang D. y Tian F., 2011. A complementary relationship evaporation model referring to the Granger model and the advection-aridity model. *Hydrological Processes*, 25(13), 2094-2101.
- Huntington J.L., Szilagyi J., Tyler S.W. y Pohll G.M. 2011. Evaluating the complementary relationship for estimating evapotranspiration from arid shrublands. *Water Resour. Res.*, 47, 1-11. W05533, doi:10.1029/2010WR009874.
- Islam, S., Jiang, L., y Eltahir, E. 2003. Satellite based evapotranspiration estimates. Final Project report: South Florida Water Management District. September 2003.
- Jacobs, J. M., Myers, D. A., Anderson, M. C., y Diak, G. R. 2000. GOES surface insolation to estimate wetlands evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 266, 53-65.
- Jensen M.E., Burman R.D. y Allen R.G., 1990. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No 70, Amer. Soc. of Civil Engineers, New York, 332.
- Liang, S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo – Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, 76, 213-238.
- Moran M.S., Jackson R.D., Raymond L.H., Gay L.W. y Slater P.N., 1989. Mapping surface energy balance components by combining Landsat thematic mapper and ground-based meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, 30, 77-87.
- Niemelä K., Räisänen P. y Savijärvi H., 2001b. Comparison of surface radiative flux parameterizations: Part II. Shortwave radiation. *Atmospheric Research*, 58, 141-154.
- Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London*, 193, 120-146.
- Prata, A. J. 1996. A new long-wave formula for estimating downward clearsky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122, 1127-1151.
- Priestley, C. H. B., y Taylor, R. J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Wea. Rev.*, 100, 81-92.
- Righetti S., Gassmann M.I. y Gardiol J., 2007. Balance de energía durante el ciclo de un cultivo de trigo. *Ciencia e Natura*, Volumen Especial Diciembre, 133-136. ISSN 01000-8387.
- Scott Armstrong J. y Collopy F., 1992. Error Measures For Generalizing About Forecasting Methods: Empirical Comparisons. *International Journal of Forecasting* 8: 69-80
- Tasumi M., Allen R. G. y Trezza R., 2008. At-Surface Reflectance and Albedo from Satellite for Operacional Calculation of Land Surface Energy Balance. *Journal of Hydrologic Engineering*. DOI: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2008)13:2(51).

- Venturini V, Islam, S., Bisht, G. y Rodríguez, L. 2006. Estimation of Evaporative Fraction and Evapotranspiration From Remotely Sensed Data Using Complementary Relationship. American Meteorological Society 86th Annual Meeting and 20th Conference on Hydrology, Atlanta, Georgia, USA. Enero 29 - febrero 2, 2006.
- Venturini V., Rodríguez L. e Islam, S., 2007. Metodología para la estimación de la fracción evaporable y la evapotranspiración con productos MODIS. Revista de teledetección. 27, 44-52.
- Venturini, V., Islam S. y Rodriguez, L., 2008. Estimation of evaporative fraction and evapotranspiration from MODIS products using a complementary based model. Remote Sensing of Environment, 112, 132-141.
- Venturini V., Rodriguez L. y Bisht G., 2011. A comparison among different modified Priestley and Taylor equations to calculate actual evapotranspiration with MODIS data. International Journal of Remote Sensing, 32(5), 1319-1338. ISSN 0143-1161. DOI: 10.1080/01431160903547965.
- Venturini V., Krepper C. y Rodriguez L., 2012. Evapotranspiration Estimation Based on the Complementary Relationships. Evapotranspiration – Remote Sensing and Modeling. A. Irmak Ed., InTech, 19-40.
- Vermote E.F., Kotchenova S.Y. y Ray J.P., 2008. MODIS Surface Reflectance Users's Guide. MODIS Land Surface Reflectance Science Computing Facility.
- Villalobos F.J., Mateos L., Orgaz F. y Fereres E., 2002. Fitotecnia. Bases y tecnología de la producción agrícola. Mundi-Prensa, Madrid, España.
- Xing Z., Chow L., Meng F., Rees H.W., Stevens L. y Monteith J., 2008. Validating Evapotranspiration Equation Using Bowen Ratio in New Brunswick, Maritime, Canada. Sensors, 8, 412-428.
- Xu, C.-Y. y Singh, V.P. 2005. Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate actual regional evapotranspiration in different climatic regions. J. of Hydrol., 308, 105–121.
- Xu, C.-Y. y Chen, D. 2005. Comparison of seven models for estimation of evapotranspiration and groundwater recharge using lysimeter measurement data in Germany. Hydrol. Process., 19(18), 3717–3734.
- Zillman J. W. 1972. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans. Technical paper No 26. Bureau of Meteorology of Australia (eds), Canberra.



## CAMBIOS ESPERADOS EN LA DISPONIBILIDAD HÍDRICA DEL SUELO EN ARGENTINA

Alfredo J. Costa<sup>3,4</sup>, Marcela H. González<sup>1,2</sup> y Mario N. Núñez<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CONICET/UBA)

<sup>2</sup>Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (FCEN-UBA)

<sup>3</sup>Instituto Antártico Argentino (IAA/DNA)

<sup>4</sup>Pontificia Universidad Católica Argentina Ciencia y Técnica (UCACyT)

(Manuscrito recibido el 16 de abril de 2010, en su versión final el 22 de mayo de 2012)

### RESUMEN

El objetivo de este trabajo es analizar el posible cambio regional en la disponibilidad hídrica del suelo entre las décadas 1981-1990 y 2081-2090 para el sur de Sudamérica. Para ello se trabajó con salidas del modelo regional MM5 sobre el área de estudio. Estas salidas cubren un período de 10 años representando la climatología presente (1981-1990) y dos escenarios futuros de emisión de gases de efecto invernadero A2 y B2 (IPCC 2001) para el período 2081-2090. Se utilizaron salidas de temperatura y precipitación para calcular la disponibilidad hídrica. Los resultados obtenidos para 2081-90 muestran que la totalidad de Argentina subtropical presenta menor disponibilidad de agua en el suelo. Este efecto se nota principalmente en el noroeste en primavera y verano. En la región noreste los excesos se reducen notablemente en verano.

Palabras clave: modelo MM5, precipitación, temperatura, disponibilidad hídrica, modelo climático regional.

### EXPECTED CHANGES IN SOIL WATER AVAILABILITY IN ARGENTINA

#### ABSTRACT

This work aims to analyze the possible regional soil water availability between 1981-1990 and 2081-2090 for southern South America. Climate change simulations of Southern South America climate were performed using the regional climate model MM5. The simulations cover a 10-year period representing present-day climate (1981-1990) and two future scenarios for the A2 and B2 greenhouse gases emission scenarios (IPCC 2001) for the period 2081-2090. Simulations of temperature, precipitation were used to estimate soil water availability. Results for 2081-90 show lower soil water availability all over subtropical Argentina. This effect is especially relevant in the northwestern region, mainly in spring and summer. The excess are mainly reduced in summer in the northeastern region.

Keywords: MM5 model, precipitation, temperature, soil water availability, regional climate model.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los modelos de circulación general (MCG) son una herramienta efectiva para determinar la respuesta del sistema climático a la creciente concentración de gases de efecto invernadero y evaluar como el sistema climático evolucionará bajo distintos escenarios de emisión. Sin embargo, su resolución espacial, típicamente de varios cientos de kilómetros, es considerada insuficiente para algunos propósitos. Es por ello que muchos investigadores han desarrollado modelos regionales (MCR) que trabajan con mayor resolución que los globales y se adaptan a las características propias de la región que desean representar, produciendo resultados que mejoran ampliamente a los obtenidos con MCG (Giorgi et al. 2004, Caya y Biner 2004 y Raisanen et al. 2004).

El clima del sur de Sudamérica y su variabilidad son afectados tanto por forzantes regionales como locales, donde un rasgo sobresaliente es la presencia de la cadena montañosa de los Andes, que se extiende a lo largo de la costa occidental y actúa como una barrera que no permite el ingreso del flujo desde el oeste. Algunos estudios pioneros, como Menendez et al. (2003), Nicolini et al. (2002) y Figueroa et al. (1995), están enfocados en simulaciones estacionales. Sin embargo, hasta el momento, hay pocos resultados de simulaciones continuas y largas que permitan la evaluación del modelado climático regional sobre Sudamérica, representando, a su vez, el primer paso para construir escenarios de cambio climático regional. Como parte de la Segunda Comunicación Nacional de Cambio Climático para la Argentina, simulaciones de cambio climático para el sur de Sudamérica fueron llevadas a cabo usando el modelo regional MM5 anidado del modelo de circulación general atmosférico HadAM3H. Un análisis de la simulación de la climatología actual fue llevado a cabo por Solman et al. (2007) quienes evaluaron la confiabilidad de las simulaciones, identificando e interpretando errores sistemáticos del modelo. Nuñez et al. (2008) utilizaron el modelo para determinar la situación futura bajo diferentes escenarios.

Argentina cuenta con gran superficie ocupada por llanuras, y debido a los suelos fértiles y las bondades del clima, la economía de la región está plenamente relacionada con la actividad agrícola-ganadera. Esta actividad es altamente dependiente del clima y de su variabilidad interanual y en esta zona en particular se han observado cambios significativos durante el último siglo (Ferrero et al 2009). Debido a la baja pendiente de las llanuras, la lluvia tiene pocas posibilidades de escurrir superficialmente, por lo tanto la transferencia vertical (evaporación-infiltración) resulta más importante que el escurrimiento superficial y debido a ello muchas regiones del país se inundan con facilidad. Es conocida la influencia que la lluvia produce en el suelo: parte del agua se escurre y otra se infiltra y por lo tanto la capacidad del suelo de retener agua es de vital importancia para la actividad agrícola ya que permite tener reservas de agua cuando escasean las lluvias. Por otro lado, la temperatura regula, en gran medida, la evapotranspiración que actúa como sumidero de agua en el suelo. Es por ello que simulando estas dos variables principales es posible estimar en forma aproximada la disponibilidad hídrica del suelo en el futuro bajo distintos escenarios. González y Nuñez (2007) han evaluado los posibles balances hídricos futuros en la zona de la pampa bonaerense y demostraron una tendencia hacia excesos hídricos más significativos durante las épocas frías y mayores déficits en verano. En la medida que pueden estimarse cambios posibles en la precipitación y la temperatura, es posible también determinar cómo esos cambios pueden afectar la disponibilidad hídrica. Aún más complicado es determinar estos cambios cuando se producen además modificaciones en la cobertura vegetal (Lee y Berbery 2011; Sorenson y Menendez 2010).

El objetivo de este trabajo es utilizar los resultados de las simulaciones de temperatura y precipitación obtenidos con anterioridad por Solman et al (2007) y Nuñez et al. (2008) con el modelo regional MM5 para estimar la disponibilidad hídrica del suelo tanto en la época actual (1981-1990) como en el futuro (2081-2090) bajo los es-

cenarios A2 y B2 en Argentina al este de Los Andes. Los resultados permitirán evaluar la acción conjunta de los cambios de precipitación y temperatura y su influencia en la disponibilidad de agua en el suelo.

## 2. DATOS Y METODOLOGIA

Para llevar a cabo el objetivo del presente estudio se utilizaron los datos provenientes de tres simulaciones realizadas por Solman et al (2007) y Nuñez et al (2008) sobre el sur de Sudamérica, representando la climatología actual (1981-1990) (CTL) y dos escenarios futuros de emisión de gases de efecto invernadero SRES A2 y B2 (IPCC 2001) para el período 2081-2090.

Para analizar los cambios regionales en los escenarios A2 y B2 se calcularon las diferencias entre CTL y las situaciones a futuro A2 y B2 para la temperatura, la precipitación y la disponibilidad de agua en el suelo.

Para el cálculo de la disponibilidad de agua en el suelo fue utilizada la técnica de Thornwaite y Matter (TM) (1955). Aunque TM sea una metodología generada varias décadas atrás, produce resultados alentadores con un manejo matemático relativamente sencillo. Por ejemplo, González y Fernández (2007) han utilizado TM para evaluar la disponibilidad de agua en el suelo en la zona de la Pampa bonaerense utilizando observaciones in situ de precipitación y temperatura. También Ferrero et al (2009) aplicaron la misma técnica en un área mayor utilizando datos de estaciones de medición.

En este trabajo y siguiendo el método de TM, la disponibilidad de agua en suelo se calculó considerando una capacidad de campo de 250 mm. La falta de disponibilidad de datos de capacidad de campo en todo el territorio argentino no permitió utilizar distintas capacidades de campo a lo largo del dominio utilizando el valor promedio de los distintos suelos de la región (250 mm).

Con el fin de verificar si los valores de disponibilidad hídrica obtenidos con datos del mo-

delo, representan la disponibilidad hídrica real se realizó la comparación de los resultados derivados utilizando la temperatura y precipitación provistas por el modelo respecto de los que se hubieran obtenido utilizando datos observados. La validación fue realizada en 45 estaciones de Argentina, Uruguay y sur de Brasil correspondientes a la red del Servicio Meteorológico Nacional de Argentina, la Dirección de Meteorología de Uruguay y el Instituto Nacional de Meteorología de Brasil.

## 3. RESULTADOS Y DISCUSION

Los resultados se obtuvieron anualmente y estacionalmente, tanto para CTL como para la esperada en situación de los escenarios A2 y B2. Se analizan el cambio producido en las variables temperatura y precipitación entre cada escenario y CTL. Posteriormente se calcula y analiza la disponibilidad de agua en el suelo.

Los cambios en la temperatura media de verano, invierno y los cambios medios anuales derivados de datos obtenidos por Solman et al. (2007) y Nuñez et al. (2008), se muestran en la figura 1. El patrón de calentamiento es similar para los escenarios A2 y B2 con algunas diferencias cuantitativas. Los cambios proyectados son mayores para el escenario A2 que el B2. Los mayores aumentos se observan en el noreste argentino y Paraguay, siendo levemente mayores durante el invierno, en el que se alcanzan valores máximos mayores a 3°C para el escenario A2 y a 2,5°C para el B2 mientras que en la región patagónica se ven valores menores a 2°C para el escenario A2 y menores a 1,5°C para el escenario B2.

Los cambios en la precipitación media de verano, invierno y los cambios medios anuales se muestran en la figura 2, de acuerdo con los datos obtenidos por Solman et al. (2007) y Nuñez et al. (2008). Ambos escenarios muestran un aumento general de la precipitación en el norte y centro de Argentina sobre todo en verano y una disminución en invierno. Se observa una zona de disminución en el noreste argentino y sudeste de Paraguay para el escenario A2 durante el

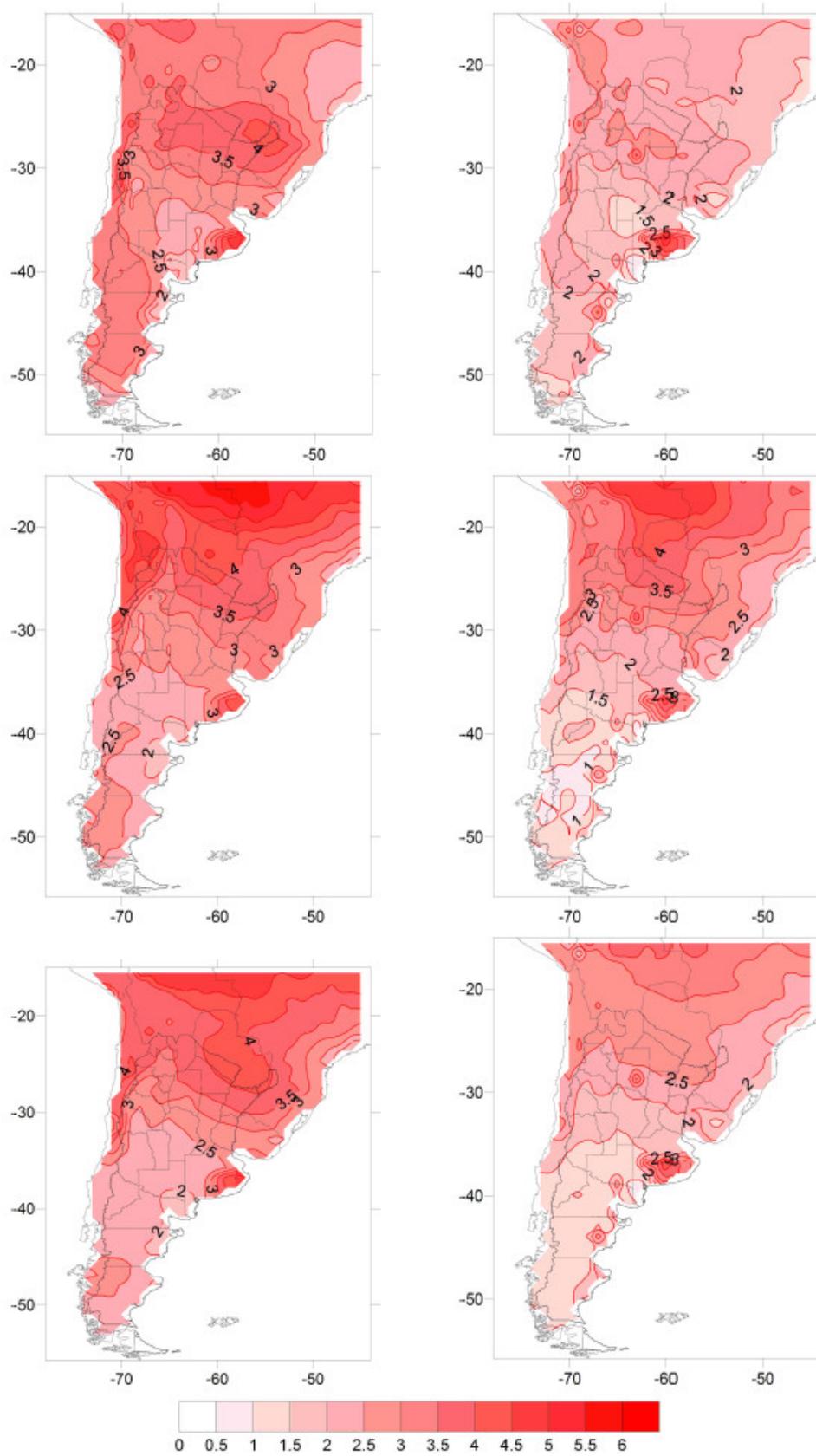


Figura 1: Cambios en la temperatura media ( $^{\circ}\text{C}$ ) de verano (panel superior), invierno (panel central) y anual (panel inferior) para el escenario A2 (izquierda) y B2 (derecha), de acuerdo a datos obtenidos por Solman et al.(2007) y Nuñez et al. (2008).

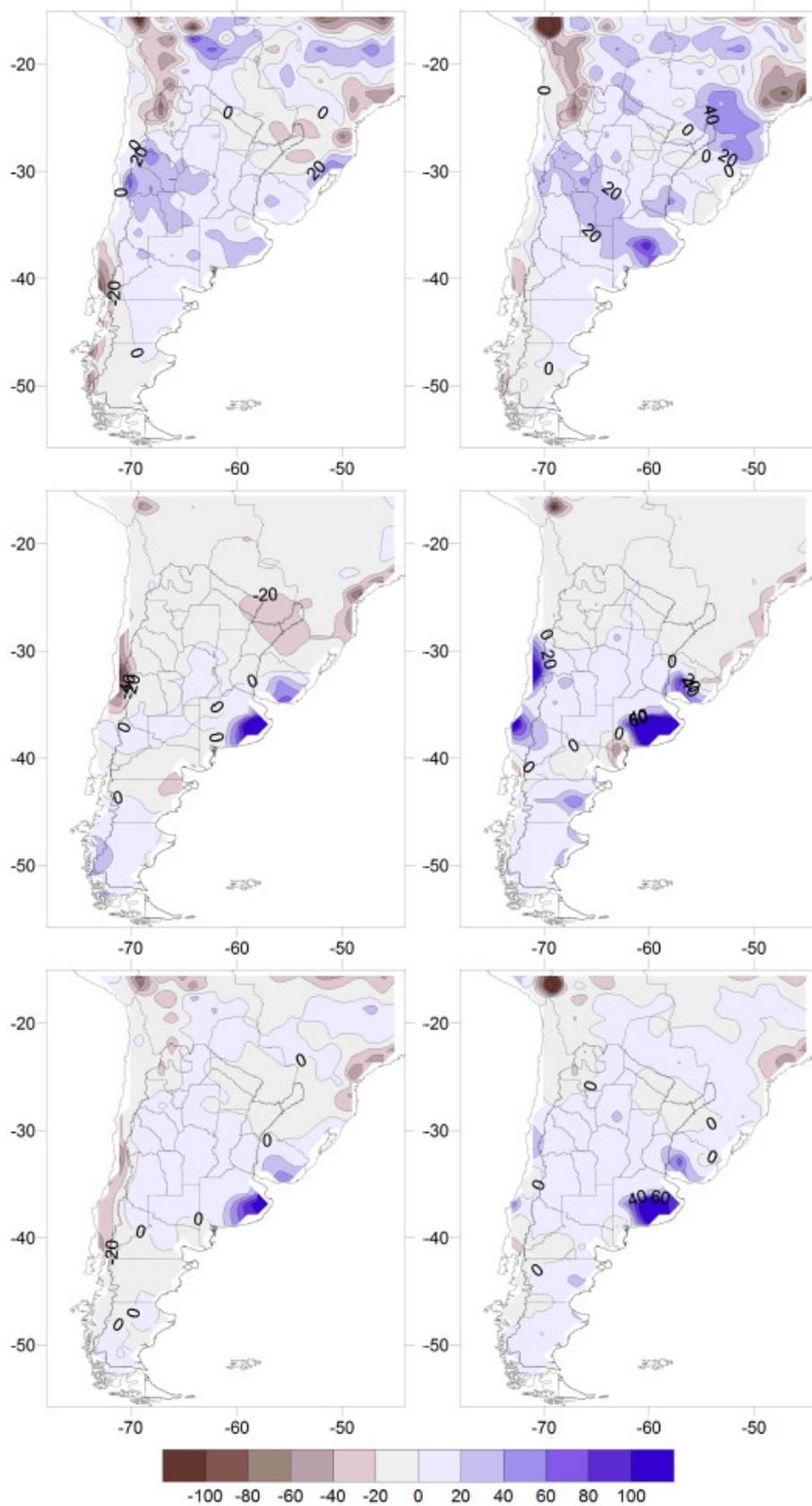


Figura 2: Cambios en la precipitación media (mm) de verano (panel superior), invierno (panel central) y anual (panel inferior) para el escenario A2 (izquierda) y B2 (derecha), de acuerdo a datos obtenidos por Solman et al. (2007) y Nuñez et al. (2008).

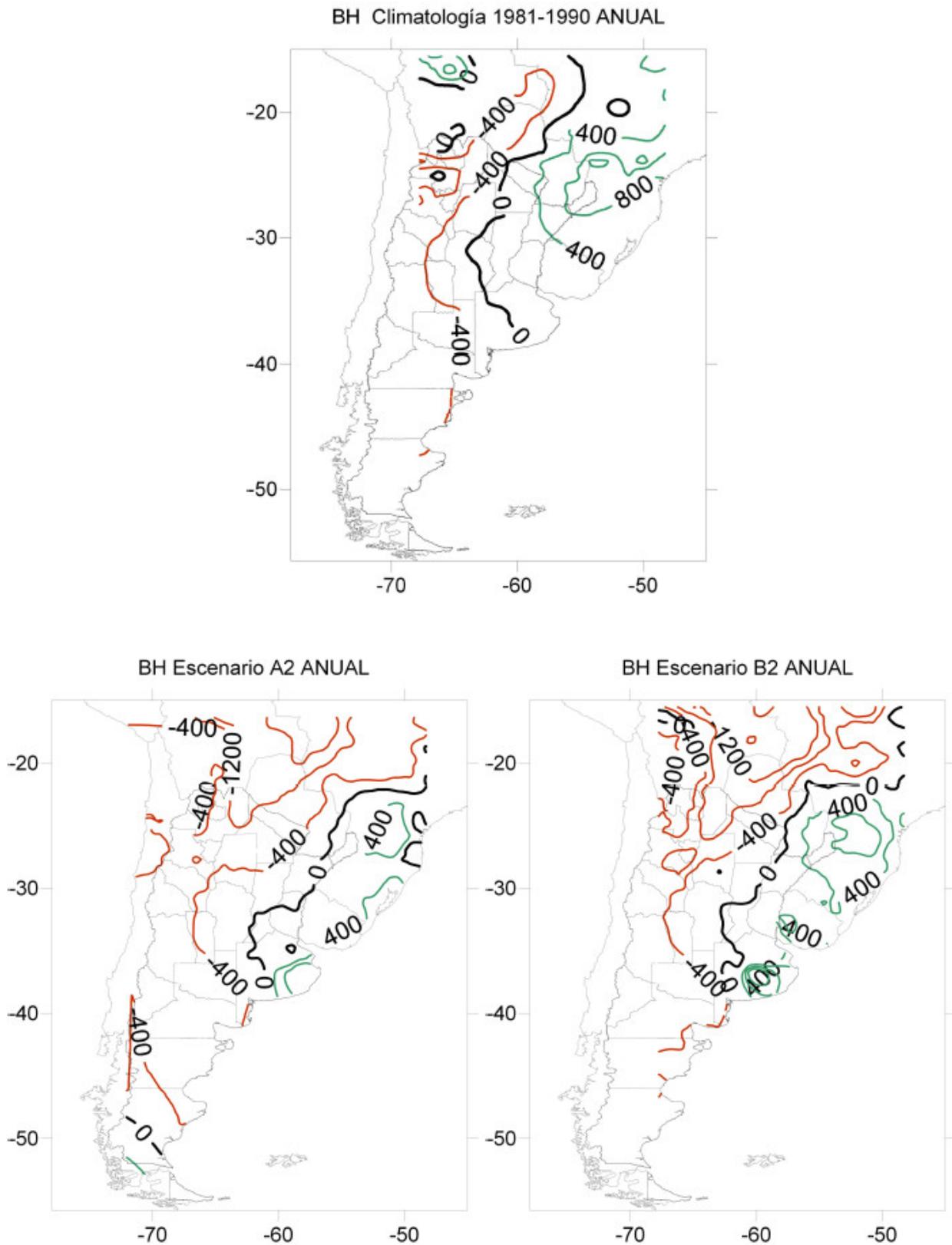


Figura 3: Disponibilidad hídrica anual (mm) para CTL (panel superior) y para los escenarios A2 (panel inferior izquierdo) y B2 (panel inferior derecho). Las líneas verdes (rojas) representan excesos (déficits). Los contornos se muestran cada 400 mm. Capacidad de campo utilizada de 250 mm.

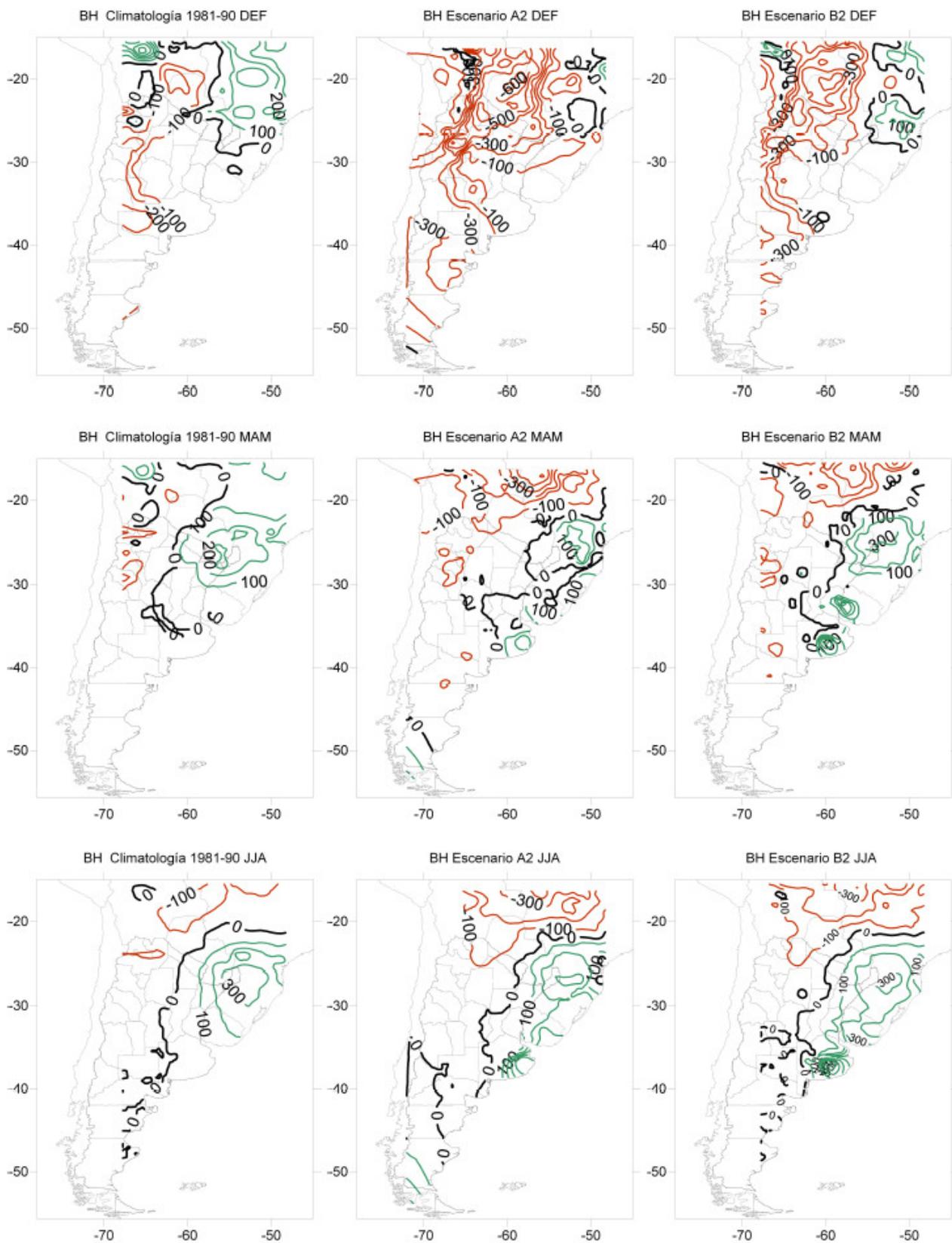


Figura 4: Disponibilidad hídrica (mm) para DEF (panel superior), MAM (panel central) y JJA (panel inferior). Los paneles izquierdos representan a CTL, los centrales a A2 y los derechos a B2. Las líneas verdes (rojas) representan excesos (déficits). Los contornos se muestran cada 100 mm. Capacidad de campo utilizada de 250 mm.

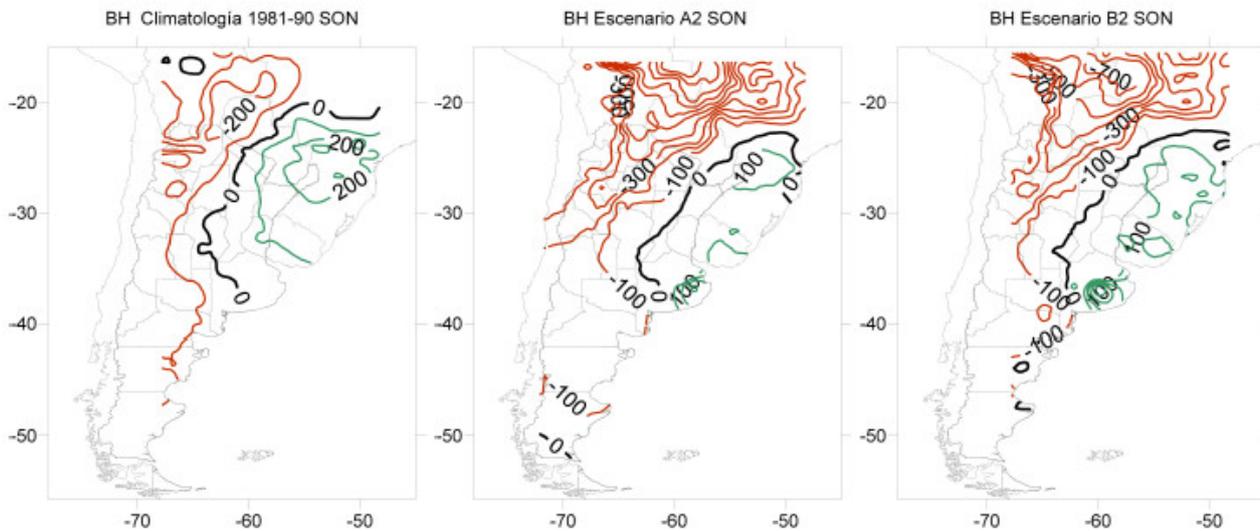


Figura 4 (cont): Disponibilidad hídrica (mm) para SON. El panel izquierdo representa a CTL, el central a A2 y el derecho a B2. Las líneas verdes (rojas) representan excesos (déficits). Los contornos se muestran cada 100 mm. Capacidad de campo utilizada de 250 mm.

invierno.

El cálculo de la disponibilidad hídrica también fue realizada para los valores anuales y estacionales, tanto para CTL como para cada uno de los escenarios A2 y B2.

La figura 3 muestra la disponibilidad hídrica anual para CTL (panel superior) y para los escenarios A2 (panel inferior izquierdo) y B2 (panel inferior derecho). La disponibilidad de agua en el suelo anual se verá sustancialmente disminuída en la zona noroccidental de Argentina subtropical, donde los déficits se triplican especialmente al norte de  $30^\circ$  y más sensiblemente en el escenario A2.

La figura 4 muestra la disponibilidad de agua en el suelo en cada una de las estaciones del año: verano (panel superior), otoño (panel central superior), invierno (panel central inferior) y primavera (panel inferior). La disminución de agua observada a nivel anual en la zona noroeste también se presenta en cada estación, aunque los déficits son visiblemente más importantes en primavera y verano. En el caso de verano, sobre todo en el escenario A2, la totalidad de Argen-

tina subtropical presenta una disminución de la disponibilidad de agua y el área de exceso se reduce notoriamente y queda limitada a la zona sur de Brasil.

Con respecto a la zona noreste de Argentina subtropical, Uruguay y sur de Brasil, caracterizada por excesos hídricos anuales, se observa una leve disminución del área con excesos sobre todo en el escenario A2, quedando limitada al sector este.

Esta reducción se observa en todas las estaciones, salvo en el invierno en ambos escenarios. El escenario A2 es el que produce las reducciones de excesos más importantes sobre esa área.

Las figuras 5 y 6 son resultados de la validación realizada con datos observados. La figura 5 muestra la disponibilidad hídrica anual calculada utilizando datos observados. En ella puede observarse que la forma del campo es similar a la provista con datos del modelo y mostrada en la figura 3 (panel superior). La diferencia entre la disponibilidad hídrica calculada con datos observados y la calculada con datos provenientes del modelo (en mm) se observa en la Figura

6. Los valores positivos (negativos) corresponden a puntos donde el modelo subestima excesos o bien sobrestima déficits (sobrestima excesos o subestima déficits). Las mayores diferencias se encuentran hacia el oeste y hacia el este, siendo el centro de la región, la zona con menores diferencias. Teniendo en cuenta las zonas con excesos y déficits detalladas en las figuras 3 y 5 se puede observar que el modelo subestima los déficits en el oeste, sobrestima los excesos en el noreste y subestima los excesos en la región de Uruguay y este de Buenos Aires. Los campos diferencia para cada una de las estaciones del año también reflejan esta situación (figuras no mostradas). La fuente de error radica en la dificultad que tiene el modelo para representar variables, especialmente complejas como la precipitación. Además cabe aclarar que las mediciones de precipitación observada también presentan los típicos errores propios de la medición. Puntualmente las diferencias en mm pueden ser grandes debido a la inhomogeneidad de la lluvia,

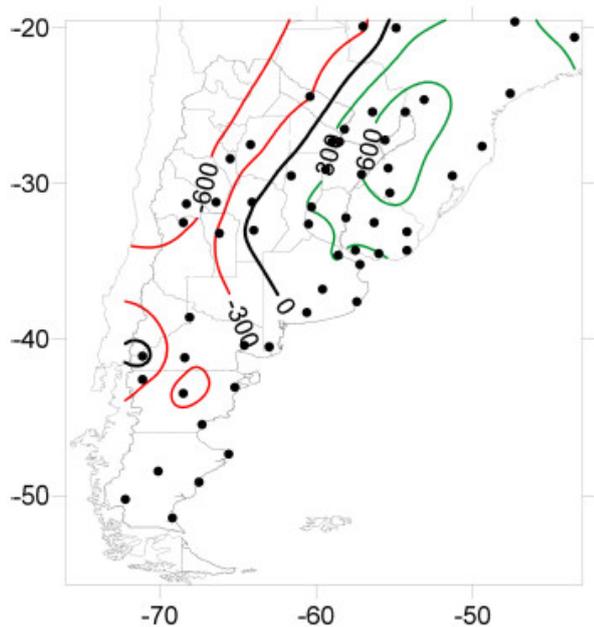


Figura 5: Disponibilidad hídrica (mm) anual calculada utilizando datos observados en 45 estaciones de medición y aplicando a los mismos la técnica TM. Las estaciones se detallan en el gráfico. Las líneas verdes (rojas) representan excesos (déficits).

sin embargo el modelo acierta en representar la forma de los campos correctamente.

#### 4. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se calcularon las disponibilidades hídricas del suelo para la climatología presente (1981-1990) y futuras (2081-2090) bajo condiciones de los escenarios A2 y B2. En todos los casos se utilizaron la temperatura y la precipitación simuladas por el modelo regional MM5 obtenidos de Solman et al (2007) y Nuñez et al (2008). Los resultados muestran que la disponibilidad de agua en suelo se reduce en forma significativa sobre el noroeste argentino, principalmente en primavera y verano mientras que sobre la región del noreste de Argentina, Uruguay y sur de Brasil, el área con excesos se reduce marcadamente en verano, aunque se registran pocos

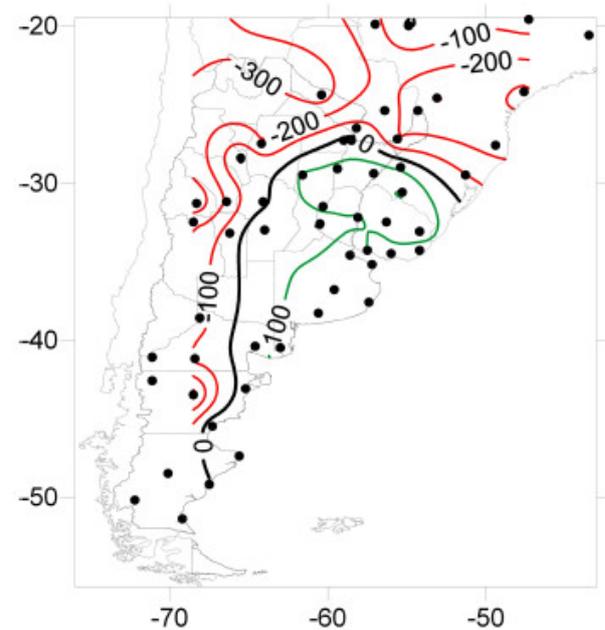


Figura 6: Diferencia entre el valor de disponibilidad hídrica calculado con datos observados en estaciones y con datos derivados del modelo (mm). Los valores positivos, línea verde (negativos, línea roja) corresponden a puntos donde el modelo subestima excesos o bien sobrestima déficits (sobrestima excesos o subestima déficits). Las estaciones donde se realizó la comparación se detallan en el gráfico.

cambios en invierno. En todos los casos ambos escenarios presentan el mismo patrón pero el escenario A2 es el que muestra cambios cuantitativamente mayores. Estos resultados están afectados por diferentes fuentes de error: los errores propios de las simulaciones de temperatura y precipitación, la simplificación que representa la utilización de TM y la homogeneidad supuesta en la capacidad de campo del suelo. Sin embargo, los cambios encontrados son orientativos y muestran una tendencia que debería tenerse en cuenta sobre todo en la región donde la actividad agrícola-ganadera es predominante. Una disminución en la disponibilidad hídrica actual podría derivar en menores rendimientos de los cultivos y teniendo en cuenta los posibles cambios a futuro este efecto negativo podría mitigarse con prácticas agrícolas adecuadas.

Agradecimientos: Al Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, por la provisión de las salidas del modelo MM5, en particular a la Dra. Silvina Solman. Este trabajo fue subsidiado por los proyectos: UBACyT 2010-2012 CC02, UBACyT 2011-2014 1028 y CONICET PIP 112-200801-00195.

## REFERENCIAS

- Caya, D. y Biner, S., 2004. Internal variability of RCM simulations over an annual cycle. *Clim Dyn* 22:33–46.
- Ferrero, V., González, M.H., Serio, L. y Hurtado, R., 2009. La situación hídrica de los últimos 30 años sobre la región pampeana argentina, Estrategias Integradas de Mitigación y Adaptación a los Cambios Globales. Editores: Fernández Reyes, Volpedo y Carreras. 16. PIUBACC y CYTED. 163-174. Buenos Aires. Argentina.
- Figuroa, S., Satyamurti, P. y Silva Dias, P.L., 1995. Simulation of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. *J AtmosSci*, 52,1573–1584.
- Giorgi, F., Bi, X., Pal, J., 2004. Mean, inter-annual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe I. Present day climate (1961–1990). *ClimDyn* 22:733–756.
- González, M.H., y Fernández A.E., 2007: "Floods increasing in Buenos Aires Salado River Basin", *Environmental change and rational water use*. Eds. Olga Scarpatti and Anthony Jones. Orientación Gráfica Editora. 458p. 96-113 pp.
- González, M.H. y Nuñez, M.N., 2007. Escenarios futuros en la pampa bonaerense en Argentina. *Revista Digital Universitaria, Universidad Nacional Autónoma de México, Dirección General de Servicios de Cómputo Académico* (<http://www.revista.unam.mx/ejemplares.html>). Volumen 8, N° 10.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of working group II to the Third Assessment Report of the International Panel on Climate Change. Edited by IPCC, Cambridge University Press, UK, 1032 pp.
- Lee, S.J. y Berbery, E.H., 2011. Land cover change effects on the climate of La Plata Basin. *J. Hydrometeor.* En prensa
- Menéndez, C.G., Cabré, M.F., Solman, S.A. y Nuñez, M.N., 2003. Regional climate simulation over southern South America using MM5. In: 7th international conference on southern hemisphere meteorology and oceanography. *Am Met Soc, Wellington, New Zealand*, pp 59–61.
- Nicolini, M., Salio, P., Katzfey, J., McGregor, J.L. y Saulo, A.C., 2002. January and July regional climate simulation over South America. *J Geophys Res* 107(D20) doi: 10.1029/2001JD000736.
- Nuñez, M., Solman, S. y Cabré, M.F., 2008. Mean climate and annual cycle in a regional climate angeexperimento over southern South America. II: Climate change scenarios (2081-2090). *ClimDyn* DOI 10.1007/s00382-008-0449-8.
- Raisanen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Doscher, R., Graham, L.P., Jones, C., Meier, H.E., Samuelsson, P., Willen, U., 2004. European climate in the late twenty-first century: regional simulations with twodriving global

- models and two forcing scenarios. *Clim Dyn* 22:13–31.
- Solman, S., Nuñez, M. y Cabré, M.F., 2007. Regional climate change experiments over southern South America. I: present climate. *ClimDyn* DOI 10.1007/500382-007-0304-3
- Sorensson A. y Menendez C., 2010. Summer soil-precipitation coupling in South America. *Tellus*. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2010.00468.x
- Thornwaite, C. y Matter, J., 1955. *The Water Balance*, on Publications in Climatology VII, Drexel Ins. Of Tech., New Jersey, USA, 104 pp.



**NOTAS Y CORRESPONDENCIA**

**SISTEMA DE PRONÓSTICO EXPERIMENTAL EN ALTA RESOLUCIÓN CON EL  
MODELO BRAMS**

Cynthia Matsudo<sup>1</sup>, Yanina García Skabar<sup>1,2,3,4</sup>, Lorena Ferreira<sup>1</sup>, Juan Ruiz<sup>4,5,6</sup>, Paola Salio<sup>4,5,6</sup>,  
Luciano Vidal<sup>1,3</sup>, Matilde Nicolini<sup>4,5,6</sup>

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

<sup>2</sup>Facultad de Agronomía, UBA, Buenos Aires, Argentina.

<sup>3</sup>CONICET, Buenos Aires, Argentina.

<sup>4</sup>UMI-Instituto Franco Argentino sobre Estudios del Clima y sus Impactos, Buenos Aires, Argentina.

<sup>5</sup>Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, CONICET-UBA, Buenos Aires, Argentina.

<sup>6</sup>Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y  
Naturales, UBA, Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 7 de noviembre de 2012, en su versión final el 22 de marzo de 2013)

**RESUMEN**

Este trabajo presenta las características del sistema de pronóstico numérico en alta resolución basado en el modelo BRAMS en su versión 4.2, diseñado para el pronóstico de tormentas en la región pampeana y que se procesa en forma experimental en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Se realiza una descripción del sistema de pronóstico mostrando un caso de estudio y una primera evaluación de la calidad del mismo. En particular, se presentan los resultados de la verificación operativa de los pronósticos aplicando metodologías adecuadas para pronósticos en alta resolución. Se hace hincapié en la necesidad de utilizar información provista por sensores remotos que cuenten con una mayor resolución espacial y temporal que las utilizadas habitualmente. Asimismo, se muestran los resultados de la aplicación de la metodología de los pronósticos probabilísticos a la precipitación y se examinan las ventajas de su utilización dada la incorporación de la incertidumbre asociada a las simulaciones numéricas de la atmósfera.

Palabras clave: pronóstico de precipitación, modelos numéricos, alta resolución

**EXPERIMENTAL HIGH-RESOLUTION FORECAST SYSTEM WITH THE BRAMS  
MODEL**

**ABSTRACT**

This work presents the characteristics of a high-resolution numerical forecast system using the BRAMS model version 4.2 designed for the forecast of storms in the Pampa region which is processed on daily basis at the National Meteorological Service of Argentina (NMS). The forecast system is described by showing a case study and a first evaluation of its quality. In particular, the results of rainfall forecasts

are presented with an operational verification scheme which implies the application of adequate methodologies for high-resolution forecasts. We discuss the availability of remote sensing data with higher spatial and temporal resolutions than the ones usually used. Finally, the results of rainfall probabilistic forecasts are shown and we examine the advantages of this tool as a value-added product giving the incorporation of the uncertainty associated to the numerical simulations of the atmosphere.

Keywords: precipitation forecast, numerical models, high resolution

## 1. INTRODUCCIÓN

La región Sudeste de Sudamérica es una de las regiones del mundo afectada por la presencia de los sistemas convectivos de mesoescala más intensos (Goodman y Cecil 2002; Zipser et al 2006; Vidal 2009). Dado que, en algunos casos la convección húmeda profunda y los fenómenos severos asociados como la ocurrencia de granizo, vientos fuertes, tornados y actividad eléctrica son responsables de desastres en la Argentina, es de crucial importancia desarrollar un pronóstico con la mayor precisión posible. En la actualidad, este tipo de fenómenos, no siempre es pronosticado por los modelos operativos regionales y es evidente la necesidad de contar con herramientas que posibiliten un pronóstico de los mismos lo más exacto posible.

Lograr un mejor pronóstico de este tipo de fenómenos requiere avanzar en distintas líneas de investigación y desarrollo. Una de ellas es el modelado numérico en alta resolución. Desde noviembre de 2010, se encuentra operativo en forma experimental en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) el modelo atmosférico de pronóstico Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) en su versión 4.2 (García Skabar et al, 2011). Esto fue posible gracias a un esfuerzo conjunto de diferentes proyectos en ejecución del Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos de la Universidad de Buenos Aires (DCAO-UBA), del Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA-UBA-CONICET) en interacción con el Departamento de Investigación y Desarrollo del SMN. Actualmente, esta versión es la de mayor resolución implementada opera-

tivamente en el país.

En los centros de pronóstico de diferentes países a medida que se alcanzó una mayor capacidad de cómputo se fueron generando pronósticos determinísticos con mayor resolución tanto espacial como temporal (Kalnay, 2003; Lean et al, 2008) así como pronósticos por ensambles (Epstein, 1969 y otros) y en consecuencia, productos que proveen una medida de la incertidumbre de los mismos. En tal sentido, la generación de pronósticos probabilísticos (PP) objetivos, es una respuesta a dicha necesidad. Se han propuesto diferentes metodologías para obtener PP confiables (Hamill y Colucci, 1997, 1998; Gallus, y Seagal, 2004; Stensrud. y Yussouf, 2007). Con el fin de aprovechar al máximo las ventajas del pronóstico probabilístico, es necesario que el mismo sea confiable en términos estadísticos. La confiabilidad de los PP entendida como la relación entre la probabilidad pronosticada y la frecuencia observada del evento, puede mejorarse mediante diferentes métodos de calibración estadística de los pronósticos. En este trabajo se implementará la metodología utilizada por Gallus y Seagal (2004) a partir de los pronósticos de precipitación determinísticos de alta resolución previamente generados. Es importante destacar, que la metodología seleccionada no requiere de un ensamble para proveer información de la incertidumbre asociada al pronóstico. Esta alternativa es adecuada en este caso ya que requiere un costo computacional mucho menor que generar un ensamble en alta resolución y por tanto permitiendo, al mismo tiempo, una utilización más eficiente de la información meteorológica incorporando la incertidumbre asociada a las simulaciones numéricas de la atmósfera. Esta metodología ha sido evaluada sobre la región, tal

como se describe en Ruiz y Saulo (2011), Ruiz et al (2009), pero aplicada a pronósticos de escala regional con una resolución horizontal menor a 20 km. Una revisión bibliográfica que muestra algunos antecedentes en la evolución de los PP disponibles para nuestra región puede encontrarse en Aldeco (2011).

La validación y verificación de los resultados de un sistema de pronóstico permite obtener una evaluación en la calidad de los pronósticos generados.

La verificación debe ser cuantitativa y permitir evaluar el desempeño del modelo en función al tipo de sistemas que se pretende pronosticar, para lo cual es primordial considerar la escala de los procesos a verificar. A nivel internacional se pueden citar trabajos en los que se verifican pronósticos numéricos con resoluciones menores a 10 km donde la convección se resuelve explícitamente (Fowle y Roebber, 2003; Weisman et al, 2008; Kain et al, 2008; entre otros). Todos ellos, aplicando diferentes metodologías, contrastan el pronóstico de alta resolución con información derivada de radar y redes pluviométricas de gran densidad espacio-temporal. Los autores plantean que la verificación de un fenómeno tan pequeño, intenso y específico en tiempo y espacio como las tormentas representa un gran desafío ya que éstas no pueden ser evaluadas mediante las técnicas estándar de verificación. Proponen verificar otras características de la convección como el modo y la evolución de la misma que resultan críticas para evaluar el valor agregado de un pronóstico de alta resolución.

Existen métodos que resultan más representativos de la variabilidad espacial y temporal de los sistemas característicos de la mesoescala como los de verificación difusa resumidos por Ebert (2008), que serán aplicados en el presente trabajo. Por otra parte, existen también metodologías basadas en criterios espaciales como la propuesta por Ebert y McBride (2000) que identifican áreas contiguas de precipitación (CRA, Contiguos Rain Areas) en el campo del pronóstico como en las observaciones. Este enfoque permite

evaluar características de los sistemas de precipitación e identificar los errores asociados con la ubicación, tamaño, intensidad y patrones de pequeña escala.

El objetivo del presente trabajo es describir el sistema experimental de pronóstico con el modelo BRAMS en alta resolución en el Servicio Meteorológico Nacional mostrando resultados de su desempeño en el pronóstico de la precipitación para dos temporadas de verano 2010-2011 y 2011-2012. Asimismo, a través de un caso particular se muestran los productos que se generan diariamente y se discute las limitaciones que presenta la configuración del modelo, la metodología utilizada para generar los pronósticos probabilísticos y los esquemas de verificación aplicados.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1. El modelo BRAMS

Los pronósticos son generados con el modelo BRAMS en su versión 4.2 cuya descripción general puede encontrarse en Freitas et al (2009) y está disponible libremente en internet en <http://brams.cptec.inpe.br/>. La implementación operativa en el SMN (García Skabar et al, 2011) utiliza una configuración que consta de 2 retículas anidadas de 8 y 2 km de resolución horizontal con anidado interactivo que abarca aproximadamente 800 km<sup>2</sup> cubriendo principalmente la región centro-norte de la provincia de Buenos Aires (ver Figura 1, G1 y G2 respectivamente). La coordenada vertical es la híbrida sigma-zeta ( $\sigma - z$ ) que sigue el terreno y consta de 50 niveles con una resolución vertical variable que va desde 20 m cerca de superficie hasta 1000 m en el tope del dominio. En ambos dominios la convección se resuelve explícitamente y se utiliza una parametrización de la microfísica de nubes de dos momentos que considera 7 especies: agua de nube, lluvia, hielo prístino, nieve, agregados, graupel y granizo (Meyers y otros, 1997). Las condiciones iniciales y de borde son provistas cada 3 horas por pronósticos del modelo ETA operativo en el SMN (Suaya y Valdivieso, 2009)

inicializados a las 12 UTC con resolución horizontal de 25 km. El modelo BRAMS se inicializa a las 18 UTC y los pronósticos se realizan hasta un plazo de 18 horas, con salidas disponibles cada 10 minutos. Trabajos previos muestran la presencia de un máximo nocturno en la actividad convectiva en la región de interés (Salio et al, 2007; Vidal, 2009), lo cual sumado a las limitaciones computacionales existentes nos impone procesar un único ciclo de pronóstico diario que cubre solamente las horas de la noche. En particular en este trabajo, y con el fin de focalizar el análisis en la evaluación de los pronósticos de precipitación se utilizaron las salidas correspondientes a la precipitación acumulada cada 10 minutos. Posteriormente, se calcularon valores de precipitación acumulada en el periodo de 12 horas comprendido entre las 00 y 12 UTC en el área G1 que abarca el dominio de 8 km de resolución del modelo presentado en la Figura 1.

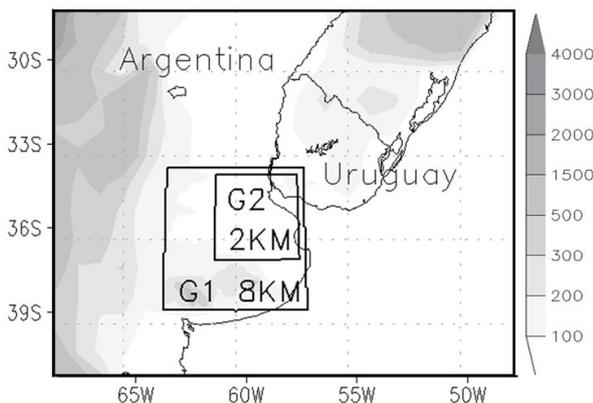


Figura 1: Dominios de integración del sistema de pronóstico BRAMS G1 y G2 con resoluciones horizontales de 8 y 2 km respectivamente. Se sombrea la topografía indicada en metros.

La elección de la región de estudio se determinó en base a que es la región de Argentina que presenta la mayor densidad de población afectada por este tipo de fenómenos y que, al mismo tiempo, cuenta con la disponibilidad de diferentes fuentes de información de alta resolución. En particular, se ubica dentro de la zona de cobertura de los radares meteorológicos que están operando actualmente, ubicados en Ezeiza ( $34.76^{\circ}\text{S}$ ,

$58.51^{\circ}\text{O}$ ) y Pergamino ( $33.94^{\circ}\text{S}$ ,  $60.56^{\circ}\text{O}$ ). Si bien en esta instancia no se ha utilizado la información provista por los radares se espera poder incorporarla en trabajos futuros.

Dado el interés de estudiar el pronóstico de la actividad convectiva frecuente durante la época estival, el periodo de estudio está comprendido por dos temporadas de verano: dic2010-feb2011 y dic2011-feb2012.

## 2.2. El pronóstico probabilístico

Uno de los antecedentes fue presentado por Gallus y Seagal (2004), quienes mostraron que existen técnicas para obtener PP confiables a partir de pronósticos determinísticos de una sola corrida en una región central de Estados Unidos. En Argentina, Ruiz et al (2009) analizaron la generación de PP utilizando una única corrida del modelo Weather Research and Forecasting (WRF) y un conjunto previo de pronósticos del mismo modelo con la misma configuración. Muchos de los antecedentes han aplicado estas técnicas a pronósticos para plazos entre 24 a 48 hs con desempeños comparables a los pronósticos por ensambles. Para plazos más largos, se consideró que los pronósticos por ensambles son más adecuados (Saulo et al, 2008).

En este trabajo se generan los PP para diferentes umbrales de lluvia a partir de los pronósticos de precipitación acumulada a 12 horas generados por el modelo BRAMS. Para generar los PP es necesario realizar un proceso de calibración para que estos PP sean confiables estadísticamente, es decir, se busca que las probabilidades pronosticadas sean próximas a las frecuencias observadas dado un cierto valor umbral de probabilidad pronosticado. Esto significa que un pronóstico confiable es aquel en donde los valores de probabilidad pronosticados son consistentes con la incertidumbre asociada al pronóstico del evento. Para la calibración se utiliza un periodo de entrenamiento dinámico el cual considera un número  $N$  de días previos a cada pronóstico. La elección de la longitud de este periodo depende de varios factores como ser la disponi-

bilidad de observaciones y el régimen de precipitación presente. El caso óptimo sería considerar el mayor plazo posible dentro de una misma época del año. Estudios previos para nuestra región como los de Saulo et al (2008) y Cardazzo et al (2010) utilizan al menos 20 días de observaciones para generar estadísticos estables a partir de PP de precipitación acumulada a 24hs generados con el modelo WRF calibrado con datos del Global Telecommunication System (GTS) y estimaciones satelitales de precipitación CMORPHing Technique (CMORPH, Joyce et al, 2004) según Saulo et al (2008).

### 2.3. Verificación de los pronósticos

Con el objetivo de verificar los pronósticos de precipitación se utilizaron datos provenientes de estimaciones satelitales CMORPH dado que no se dispone de fuentes de información de superficie con alta densidad espacio-temporal que cubran toda la región de estudio. Estos datos se generan a partir de información en los canales del infrarrojo y de microondas pasivas y están disponibles globalmente con una resolución espacial de 8 km en el Ecuador y temporal de 30 minutos. Si bien existen otras estimaciones satelitales de precipitación que resultan una alternativa válida, la ventaja que presentan los datos CMORPH es que cuentan con una resolución espacial similar a la del modelo que queremos evaluar. Sin embargo, es necesario considerar sus limitaciones y falencias en la región de Sudamérica (Ruiz, 2009; Hobouchian et al, 2012) a la hora de analizar los resultados. Estos datos se encuentran disponibles un día después de cada pronóstico en [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph\\_description.html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html). Dado que su resolución temporal es de 30min, para su uso en la verificación fueron acumulados desde las 00 a las 12UTC.

#### 2.3.1. Metodología para la verificación de pronósticos determinísticos

En primer lugar, con el fin de verificar los pronósticos diarios de precipitación acumulada

a 12 horas la retícula del modelo fue interpolada a la retícula de las estimaciones CMORPH de modo de contar con bases de datos compatibles. En consecuencia, se trabajó con una resolución espacial de 8 km.

Se calcularon para todo el periodo de estudio los estadísticos utilizados habitualmente para describir el desempeño del modelo: ETS, BIAS score, POD y FAR definidos como en Hamill (1999) para los umbrales 1, 2.5, 5, 7.5, 10, 20, 30, 50, 60 mm.

Dentro de los diversos tipos de métodos de verificación existentes en la bibliografía, se encuentran los llamados métodos de verificación “difusa” (fuzzy/neighborhood verification). A diferencia de los categóricos que evalúan los pronósticos en forma puntual, estos últimos utilizan vecindades de puntos (tanto espacial como temporalmente) lo cual permite considerar incertezas inherentes a la pequeña escala (Ebert, 2008). Una de las ventajas que presentan estos métodos es que consideran la utilidad de las áreas pronosticadas que se hallan cercanas pero no superpuestas a las observadas y por otra parte, permiten comparar la calidad de los pronósticos en distintas escalas. Uno de los índices que surgió a partir de estos métodos es el Fractional Skill Score (FSS) propuesto por Roberts y Lean (2008). El FSS compara las probabilidades de ocurrencia de precipitación (por encima de un umbral) pronosticadas y observadas en la vecindad de cada punto de retícula tomando entornos de distintos tamaños que se corresponden con diferentes escalas espaciales. Para el cálculo de este estadístico se consideraron los mismos umbrales que en los estadísticos categóricos. Se asume que el área de estudio presenta un comportamiento homogéneo en el régimen de lluvias por lo que el valor del índice se considera representativo de toda la región. En este trabajo se consideraron vecindades cuadradas que van desde 1 punto (8 km de lado) hasta 20 puntos de retícula (aprox. 160 km) de lado.

Por otra parte, se aplicó una técnica de verificación espacial por objetos desarrollada por Ebert

y McBride (2000) que identifica patrones de precipitación definidos como “entidades” o áreas contiguas de precipitación (CRAs). El método busca comparar las propiedades de las “entidades” que se corresponden en los campos pronosticado y observado, entendiendo como “entidades” aquellas áreas de precipitación definidas a partir de un valor umbral en la intensidad de la precipitación. Para ello, ambos campos son interpolados a una retícula común superponiéndolos y considerando el máximo valor en cada punto de grilla. De esta manera, cada objeto denominado CRA, se identifica en el campo combinado lo que asegura la correspondencia entre esas entidades. Para ajustar las entidades observadas y pronosticadas al CRA se efectúa un desplazamiento horizontal de la entidad pronosticada sobre la observada dentro de una “caja”, en nuestro caso, de 5° de lado. Este procedimiento se realiza hasta que cumple con un criterio de mejor ajuste como la minimización del error medio cuadrático (RMSE) al igual que en Ebert y McBride (2000). Un atributo de este método de verificación es que cuantifica el RMSE total del pronóstico original en base a una descomposición debidos a tres factores: la localización, volumen y errores en el patrón de precipitación para las 4 CRAs de mayor tamaño (Ebert y Gallus, 2009). Esta metodología no fue aplicada a todo el período de estudio debido a que requiere un análisis particular de cada caso. En muchas situaciones los CRAs no son correctamente desplazados por la limitación del dominio y además cada caso requiere un ajuste de umbrales críticos para la detección y desplazamiento de las entidades. Se aplicó la misma metodología descrita en Matsudo et al (2012) para un caso de estudio con la finalidad de buscar patrones de precipitación mayores a 20mm para la precipitación acumulada entre las 00 y las 12UTC del día 31 de enero de 2012.

### 2.3.2. Metodología para la verificación de pronósticos probabilísticos

Para evaluar la calidad de los sistemas de los PP existen diversos índices (ver Saulo et al, 2008). En particular, en este trabajo se utilizó el índice

de acierto de Brier ó, según su nombre en inglés, el Brier Skill Score (Brier, 1950) que queda definido de la siguiente forma:

$$BSS = 1 - \frac{BR}{BR_{\text{climatología}}} \quad (1)$$

donde se compara el  $BR$  (Brier Score, Murphy, 1973) del pronóstico con un  $BR$  de referencia, en este caso el de la climatología. El  $BR$  dado por

$$BR = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_i - o_i)^2 \quad (2)$$

donde  $o_i$  vale 1 cuando el evento ocurrió y 0 cuando no ocurrió (en este sentido  $o_i$  representa la probabilidad que un pronóstico perfecto debería haberle asignado a la ocurrencia del evento) y  $p_i$  es la probabilidad pronosticada, y  $N$  es la cantidad de pares de pronóstico/observación disponibles dentro del período a verificar. El  $BR$  climatológico se calcula reemplazando  $p_i$  por la probabilidad climatológica del evento. Teniendo en cuenta que el valor óptimo de  $BR$  es 0, se deduce de la ecuación 2 que el valor óptimo de  $BSS$  es 1. Valores positivos de  $BSS$  indican que el pronóstico aporta más información que el mero conocimiento del comportamiento climatológico de la variable en cuestión. La evaluación del desempeño de los PP, a través de estos índices, se realizó para todo el periodo de estudio considerando los umbrales utilizados para el cálculo de los estadísticos categóricos descriptos en la sección 2.3.1. Asimismo, para el proceso de calibración se utilizaron las estimaciones CMORPH con un periodo de entrenamiento de 20 días. Por último se calculó un diagrama de confiabilidad el cual muestra la relación entre las probabilidades pronosticadas y las frecuencias observadas para cada umbral considerado.

## 3. RESULTADOS

### 3.1. Evaluación de la calidad del pronóstico sobre todo el período de estudio

En esta sección se muestran algunos resultados generales del análisis estadístico correspondiente a los 2 periodos de verano considerados

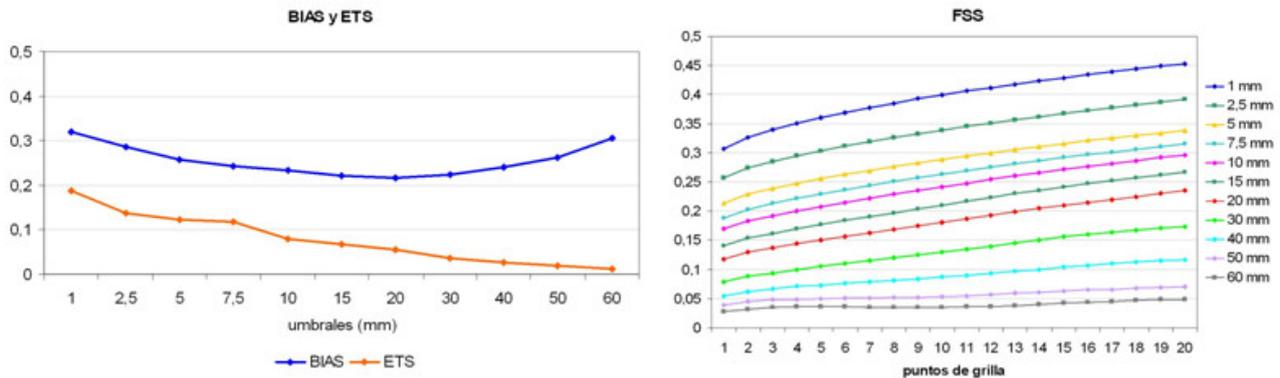


Figura 2: Valores de ETS y BIAS score (panel izquierdo) y FSS (panel derecho) para las dos temporadas de verano calculados en el dominio G1 de la Figura 1.

para el análisis de la calidad de los pronósticos: dic2010-feb2011 y dic2011-feb2012. Las estadísticas fueron calculadas considerando la precipitación acumulada en 12 horas para cada día. En total fueron evaluados para ambos periodos de verano, 164 días.

Se puede ver en la Figura 2 (a) los valores de ETS y BIAS score en función de los distintos umbrales de precipitación. El BIAS score, nos muestra que el modelo tiende a subestimar el área de precipitación en todos los umbrales, siendo el umbral de 20 mm en el que más se aleja del comportamiento ideal. Los valores de FAR (no se muestra figura) hallados muestran que para los umbrales más bajos el modelo alcanza valores inferiores a 0.4 mientras que los de POD tienen un comportamiento esperado opuesto (Roebber, 2009) decreciendo a medida que aumentan los umbrales con un máximo en 0.2 para el umbral de 1 mm. Asimismo, evaluando la coincidencia espacial entre el campo de precipitación observado y el pronosticado, vemos que el ETS nos muestra los máximos valores cercanos a los umbrales más pequeños alcanzando el valor de 0.2 para el umbral de 1 mm y decrece hacia umbrales más altos. Si bien estos valores quedan alejados del comportamiento óptimo de los modelos se asemejan a los hallados por Dillon (2012 y otros trabajos citados en el mismo) donde encuentra valores de hasta 0.3 para eventos de precipitación acumulada a 12 horas pronosticados con el modelo WRF-ARW (Advanced Research

WRF) de 8 km de resolución.

En el caso particular de la precipitación, dada su alta variabilidad espacial, la verificación puntual de su ocurrencia puede no ser una medida representativa para calificar el desempeño de un modelo. En este sentido, un patrón de precipitación que fue bien pronosticado en su forma y magnitud pero que está desplazado respecto del campo observado se considerará un desacierto si tenemos en cuenta los estadísticos tradicionales. Para contemplar estas situaciones se calculó el índice FSS que nos brinda una idea de cómo varía el desempeño del modelo en función a la escala espacial que se está considerando. Resulta de mucha utilidad para conocer si existe alguna resolución espacial a la cual el modelo adquiera un mejor desempeño o en qué escalas los pronósticos son lo suficientemente precisos. La Figura 2 (b) muestra los valores del índice FSS

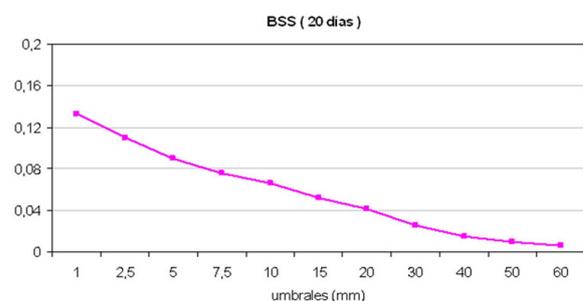


Figura 3: Índice BSS para todo el periodo de estudio con 20 días de entrenamiento.

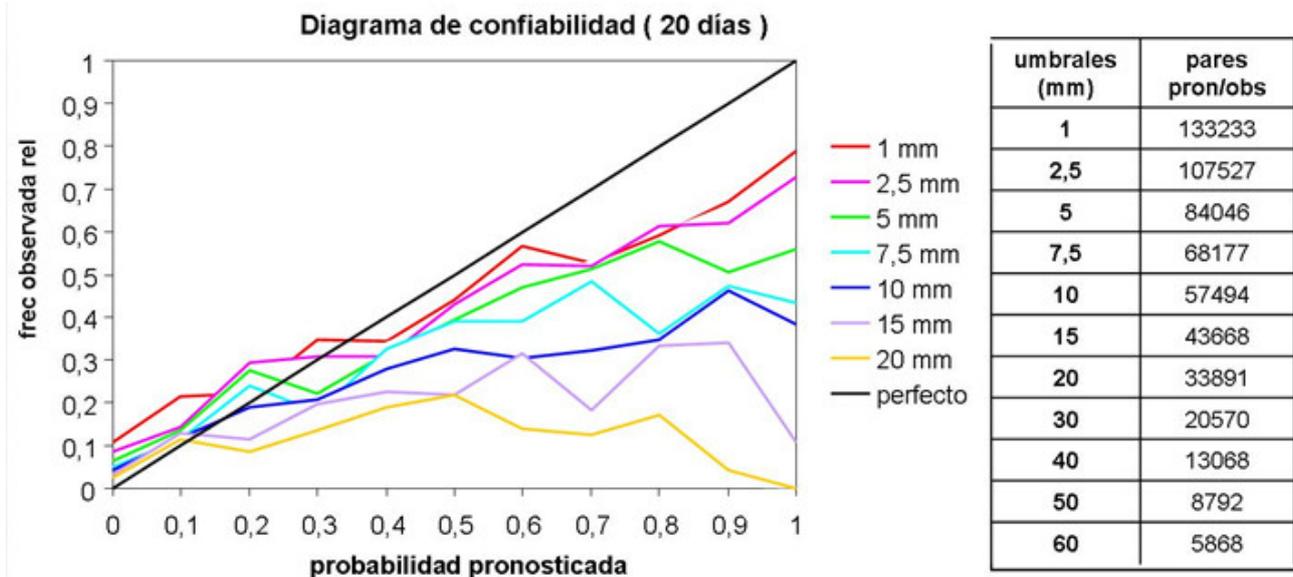


Figura 4: Diagrama de confiabilidad con periodo de entrenamiento de 20 días y tabla de frecuencias de pares de pronóstico/observación en el período de estudio utilizados para el cálculo de las probabilidades.

en función al tamaño de la vecindad (1 punto de grilla = 8 km de lado). Se puede observar que aumentan a medida que consideramos una vecindad más grande y por otro lado, son menores a medida que aumenta el umbral. Asimismo, para el umbral de 1 mm varían de 0.3 hasta 0.45 para la vecindad más grande. Estos resultados se asemejan con los hallados por Dillon (2012) para la región y en donde se muestra un comportamiento similar aplicado a pronósticos de precipitación en alta resolución espacial.

En el caso del proceso de verificación del pronóstico probabilístico, se puede ver en la Figura 3 los valores de BSS para todo el periodo de estudio. Se utilizaron 20 días de entrenamiento para la calibración de los PP al igual que lo proponen Ruiz et al (2011), Aldeco (2011) y Cardazzo et al (2010) aplicados en pronósticos por ensambles para precipitaciones acumuladas en 24 horas. Se puede ver que el índice alcanza los valores más altos para los umbrales más bajos manteniéndose por debajo de 0.16 y disminuyendo a medida que aumenta el valor del umbral. Estos resultados concuerdan con los hallados por Cardazzo et al (2010) para los PP de precipitación no calibrados durante la época de

verano en donde los máximos se mantienen por debajo de 0.2. Los valores hallados en la Figura 3 probablemente se deban a la variabilidad en la ocurrencia de las precipitaciones durante la temporada estival. Durante el verano, predominan las precipitaciones de origen convectivo las cuales están asociadas a una menor predictabilidad lo cual impacta negativamente en la calidad de los pronósticos de lluvia.

Finalmente, la Figura 4 muestra un diagrama de confiabilidad el cual relaciona, para cada uno de los umbrales, la probabilidad pronosticada y la frecuencia observada para todos los pares de pronóstico/observación analizados. La diagonal representa la relación que resultaría si un sistema de pronóstico fuese perfectamente confiable. Dado cierto umbral, la cantidad de pares está dada por la cantidad de puntos de grilla en donde se observó y pronosticó lluvia por encima de ese umbral para todo el periodo de estudio, siendo esta misma cantidad la que se utilizará a la hora de calcular la probabilidad de que se pronostique lluvia superior a ese umbral. En la Figura 4 se puede ver un comportamiento similar para todas las curvas a medida que aumenta el valor del umbral. En general, se puede observar

## Verificación de precipitación acumulada en 12 horas (mm) desde las 00Z a las 12Z del día 31ENE2012

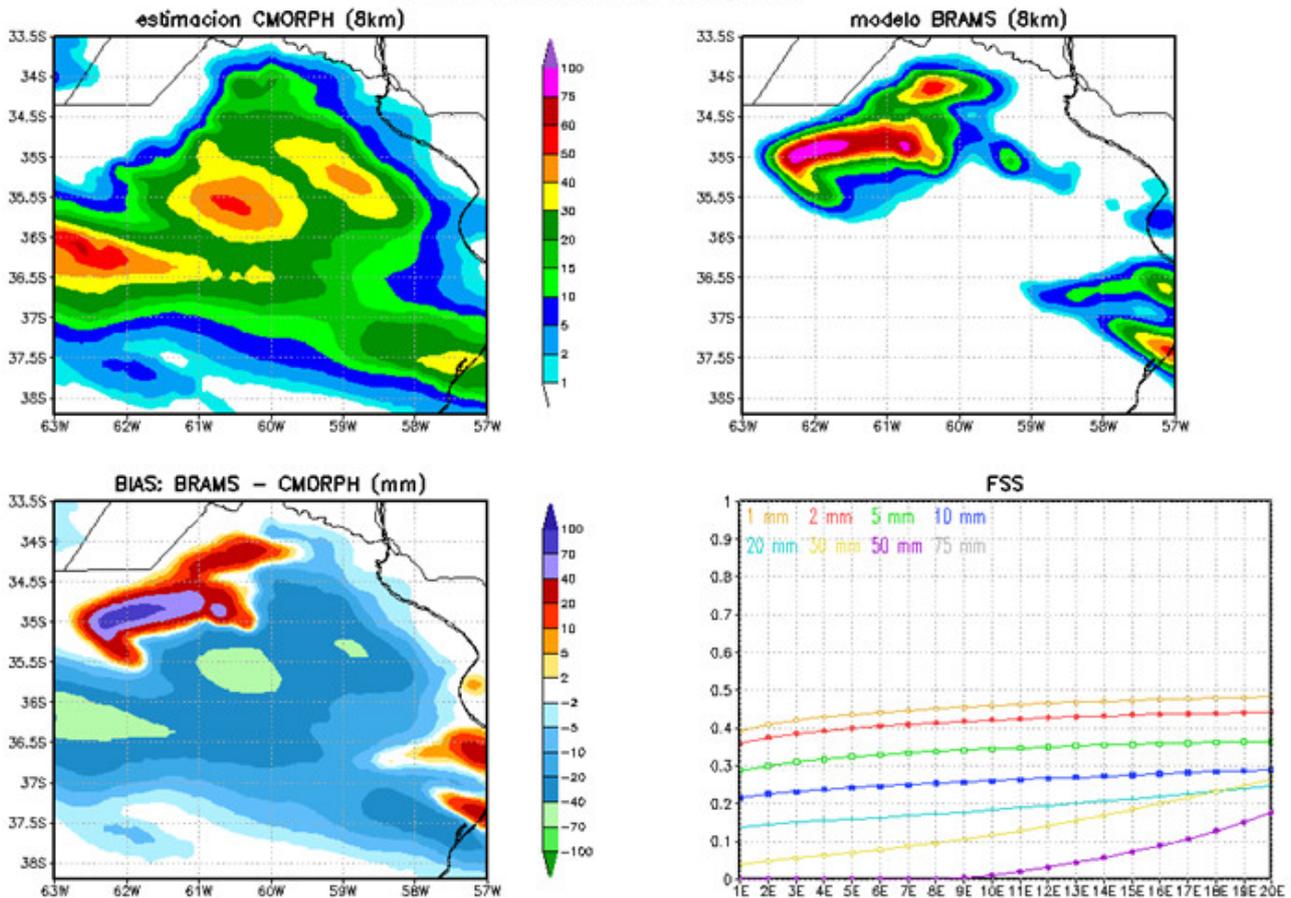


Figura 5: Campos de precipitación acumulada entre las 00 y las 12 UTC del día 31 de enero de 2012: (a) estimada con CMORPH y (b) pronosticada con el modelo BRAMS. (c) diferencia entre los valores pronosticados menos los observados (en mm) y (d) FSS correspondiente a ese día.

para umbrales de 1 y 2.5 mm que la probabilidad pronosticada es similar a la frecuencia observada aunque para probabilidades de hasta un 35 % aproximadamente existe una leve subestimación mientras que hacia probabilidades mayores son sobreestimadas. Para umbrales más altos el comportamiento del modelo se aleja del perfectamente confiable tendiendo a la sobreestimación. A modo de completar la información se presenta en la tabla de la Figura 4 la cantidad de pares pronóstico/observación utilizados para el cálculo de estas curvas.

Cabe señalar, que esta evaluación también se realizó utilizando 40 días de entrenamiento (no se muestra) pero no se obtuvieron resultados que

indiquen una mejora significativa en la calidad de los pronósticos. Como se mencionó anteriormente, la evaluación en el desempeño del modelo está sujeta al periodo de estudio considerado. En este sentido, si se considerara un periodo mayor a 6 meses, incluyendo los meses de invierno, podrían obtenerse resultados más favorables. De igual manera debe considerarse la calidad del campo inicial y las condiciones de borde provenientes del modelo ETA.

No obstante, los valores hasta aquí hallados deben tomarse con cierta cautela dado que los datos estimados con la técnica CMORPH tienen errores sistemáticos tanto en magnitud como en la localización de la precipitación (Ruiz, 2009;

Hobouchian et al, 2012) que pueden propagarse a los errores en el cálculo de los índices. En particular, los autores mencionados encuentran en el análisis de la precipitación acumulada a 24 horas una sobrestimación de la precipitación en la región de interés. Asimismo, Ruiz (2009) analiza diferentes metodologías para la calibración de las estimaciones CMORPH para la estación calida 2002-2003 encontrando que existen errores sistemáticos que tienden a sobrestimar las magnitudes en los valores acumulados de precipitación. Por lo tanto, en el futuro, para evaluar la sensibilidad de estos índices, deberían considerarse regiones que presenten alta densidad espacio-temporal de información de superficie proveniente de estaciones automáticas o pluviómetros. De igual manera, se hace necesaria la utilización de una combinación de observaciones consistentes de estaciones de superficie y estimaciones satelitales, con el fin de calibrar estas últimas mediante las primeras.

### 3.2. Caso 31 de enero de 2012

En esta sección se presentan algunos de los productos generados disponibles operativamente para un caso de estudio particular.

Una de las herramientas que se generan diariamente en forma operativa y experimental es una verificación de los campos pronosticados de precipitación acumulados a 12 horas. En la Figura 5 se pueden ver para este día los campos de precipitación acumulada entre las 00 y las 12UTC estimados con CMORPH y los pronosticados con el BRAMS, el campo de diferencia entre la precipitación pronosticada y observada y las curvas de FSS. En este caso en particular, se observó una zona de precipitación con 3 máximos que superan los 40 mm sobre el centro-norte del dominio. Mientras que el modelo pronosticó 2 áreas de precipitación, una sobre el borde este del dominio y otra en el centro-norte la cual presenta 2 máximos superiores a 40 mm. Asimismo, se destaca un centro con valores mayores a 75 mm centrado en 35°S-62°O. El índice FSS para este día, si bien no es estrictamente calculado para los umbrales antes mencionados, presenta

un comportamiento similar respecto al calculado para todo el periodo de estudio.

Se aplica el esquema de verificación espacial CRA basado en la definición de entidades como complemento a lo anteriormente analizado. Tal como se describió en la metodología, las entidades quedan definidas a partir de un cierto umbral de precipitación, que en nuestro caso es la isolínea de 20 mm. La Figura 6 presenta las entidades detectadas por la técnica en el campo observado y en el pronosticado, un diagrama de dispersión con la distribución de los puntos de grilla asociados a las entidades y algunos valores estadísticos. Asimismo, una vez detectadas las entidades se calcula el vector desplazamiento que une los centros de ambas. Si bien el modelo logra pronosticar los patrones de precipitación se puede ver en el caso de la entidad más grande que el máximo pronosticado se encuentra 0.62° más hacia el oeste y 0.79° más hacia el norte que el observado. Una de las ventajas de esta técnica es que se pueden obtener cuantitativamente los errores asociados a la correspondencia entre los patrones de precipitación pronosticados respecto de los observados descomponiéndolos en distintos factores: desplazamiento, volumen y patrón. En este sentido, más del 43 % del error total computado se asocia al factor desplazamiento mientras que los errores asociados al volumen de precipitación y variabilidad en el patrón espacial se reparten en aproximadamente un 30 %. El tamaño del dominio del BRAMS representa para esta técnica un desafío debido a que la determinación del desplazamiento de las entidades se basa en la búsqueda de la correspondencia de las entidades dentro de un área cuadrada de menor dimensión que la del dominio del modelo. Se ha visto en muchos casos del periodo de estudio que los sistemas precipitantes son más grandes que el tamaño del dominio por lo que frecuentemente las entidades pronosticadas quedan sobre los bordes lo cual representa una limitación para la técnica. En particular, aquellas entidades que quedan con más del 40 % de su área por fuera de los límites del dominio se ven afectadas en cuanto a que no se puede definir el área de búsqueda y no se puede efectuar un

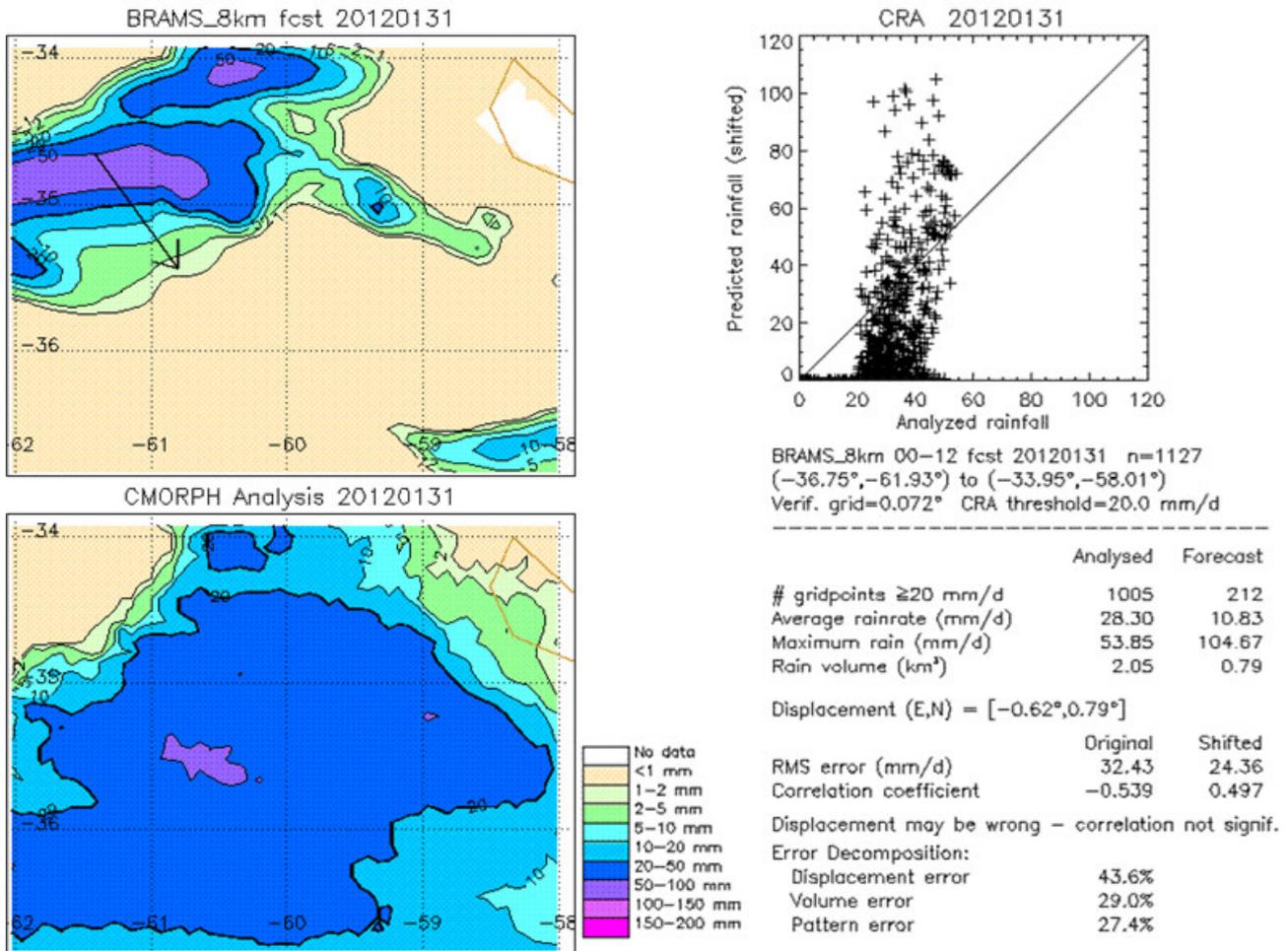


Figura 6: Entidad detectada, vector desplazamiento (flecha negra) y diagrama de dispersión de los datos observados frente a los pronosticados de la entidad.

desplazamiento hacia la entidad pronosticada.

La Figura 7 muestra los resultados del cálculo del pronóstico probabilístico. Se observan los campos de probabilidad pronosticada para distintos umbrales, por ejemplo, para el caso de un umbral de 20 mm estos campos muestran la probabilidad de que la precipitación pronosticada supere dicho umbral. Asimismo, se destacan en contornos negros las isolíneas de la precipitación observada para el mismo umbral. Se utilizaron 20 días de entrenamiento como periodo para la calibración. Se puede ver que para los umbrales de 1, 2.5 y 5 mm las áreas con probabilidades superiores al 80 % quedan mayormente contenidas dentro de las áreas de precipitación observada para esos umbrales lo que sugiere una medida

en el grado de acierto del pronóstico. Asimismo, a medida que consideramos umbrales más grandes, las probabilidades de pronosticar precipitación por encima de cada umbral disminuye. En el caso del umbral más alto vemos que existe sólo una probabilidad de entre el 10 y el 20 % de precipitación pronosticada superior a 40 mm. Como se discutió anteriormente, el aporte del pronóstico probabilístico es que introduce información acerca de la incertidumbre asociada al modelo. No sólo se brinda la información acerca de la ocurrencia/no-ocurrencia de lluvia sino que indica la probabilidad con la que puede superar cierto umbral.

Por último, se analizará la estimación de precipitación acumulada entre las 00 y las 12UTC

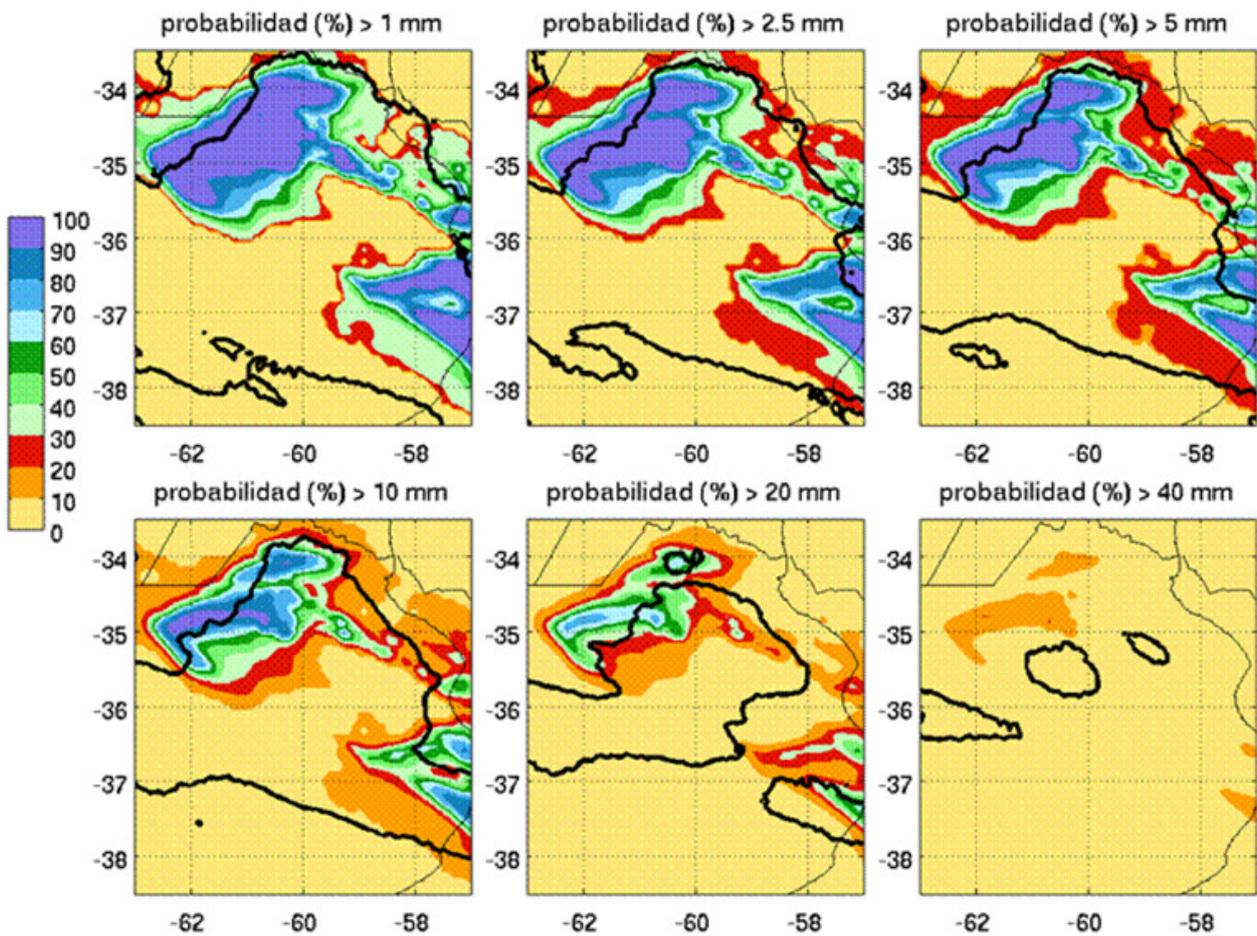


Figura 7: Campos de probabilidad de precipitación pronosticada para el día 31 de enero de 2012. En contornos negros se marca la isólinea de precipitación estimada por CMORPH correspondiente a cada umbral.

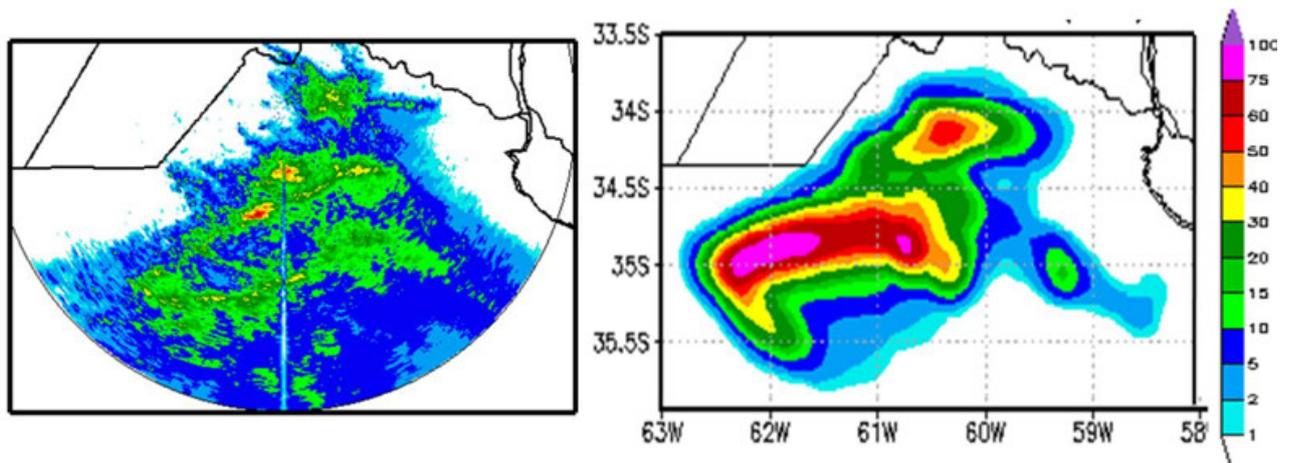


Figura 8: Panel izquierdo: Estimación de precipitación acumulada (mm) entre las 00 y las 12UTC el día 31 de enero de 2012 pertenecientes al radar de Pergamino (INTA-SMN). Panel derecho: campo de precipitación pronosticada con el BRAMS para el mismo periodo.

del día 31 de enero de 2012 derivada a partir de los datos del radar de Pergamino (INTA-SMN) en el radio de cobertura de 240 km, con una resolución de 4 km, que se muestran en la Figura 8 (panel izquierdo). En el panel derecho se muestra el campo de precipitación pronosticado correspondiente al área de cobertura del radar de modo de que ambos campos de precipitación sean comparables. Se observa que el máximo de precipitación pronosticado quedó ubicado levemente hacia el sur en comparación con el máximo estimado con el radar. Si bien en ambos campos logran distinguirse 2 zonas de máximos, los valores observados sólo alcanzan máximos de hasta 60 mm mientras que el modelo las pronosticó por encima de los 75 mm lo que denota una sobreestimación tal como se halló anteriormente con los datos CMORPH. En este sentido, en el caso particular del máximo pronosticado ubicado hacia el sudoeste, puede existir un efecto de atenuación en la señal del radar que se traduciría en una subestimación de los valores de precipitación. Este tipo de comparación, aún requiere ajustes en los que se está trabajando, por ese motivo aún no se realiza en tiempo real.

En particular, para este caso el área cubierta por el radar de Ezeiza no logró captar la totalidad de la estructura de precipitación y los campos de reflectividad quedan atenuados porque se sitúan sobre el borde oeste por lo que mostrar dichos resultados no aportaría información a la discusión

#### 4. DISCUSIÓN Y FUTURA LÍNEA DE INVESTIGACIÓN

En este trabajo se presentan productos generados a partir del modelo BRAMS en alta resolución operativo en el SMN en forma experimental y se presenta una primera evaluación de los resultados del mismo. Con dicho modelo se generan pronósticos determinísticos de precipitación y a partir de ellos se elabora un pronóstico probabilístico que proporciona información sobre la incertidumbre de los pronósticos determinísticos. Además se realiza una verificación operativa de ambos pronósticos.

Con el fin de realizar una primera evaluación se emplearon 2 temporadas de verano: dic2010-feb2011 y dic2011-feb2012 de pronósticos experimentales en la resolución de 8 km del BRAMS. Los estadísticos calculados ETS, BIAS score, POD y FAR representativos de los 6 meses para diferentes umbrales, muestran valores similares a los hallados anteriormente por otros autores como, por ejemplo, Dillon (2012 y otros trabajos citados en el mismo) para diversos modelos de mesoescala. Asimismo, se calculó el índice FSS como estadístico de verificación difusa el cual aporta información acerca de la resolución espacial a la cual el modelo adquiere un mejor desempeño. Por otro lado, el desempeño de los pronósticos probabilísticos muestra resultados similares a los encontrados por otros autores para la temporada de verano. Los resultados muestran la sensibilidad según la cantidad de días que se utilizan para la calibración así como un mejor desempeño para los umbrales pequeños.

Esta primera evaluación del pronóstico experimental permitió identificar algunas limitaciones del mismo. Los resultados obtenidos a través de las verificaciones realizadas ponen de manifiesto la necesidad de extender el dominio de integración del modelo debido a la relación entre el tamaño de los sistemas que se pretenden detectar y el tamaño del dominio. En algunos casos no se logra ver la evolución completa de los sistemas de tormentas debido a la limitada extensión del dominio empleado. Si bien la limitación del dominio está relacionada con la capacidad de cómputo, se plantea la posibilidad de considerar otro tipo de anidado. Por otro lado, dado que el modelo de pronóstico WRF está siendo ampliamente utilizado en la región y por la comunidad científica en general lo que repercute en avances en el desarrollo del mismo, se plantea la posibilidad de realizar los pronósticos en alta resolución utilizando dicho modelo. La determinación del tamaño del dominio, resolución y el tipo de configuración empleada se presentan como un desafío en el que hay que avanzar.

Cabe destacar que en la región es el primer siste-

ma de pronóstico numérico operativo con resoluciones de 8 y 2 km que resuelve la convección en forma explícita. Además es importante señalar la dificultad adicional que representa para la validación y verificación de los pronósticos la falta de fuentes de información en una escala acorde a la del pronóstico. Dada esta carencia, se opta por utilizar las estimaciones de precipitación CMORPH como fuente para las observaciones, pero es importante tener en cuenta sus limitaciones. En este sentido se plantea la necesidad de avanzar en el desarrollo e implementación de técnicas de calibración de dichas estimaciones. Es importante mencionar, la existencia en la actualidad dentro del área del dominio del modelo, de dos disdrómetros uno en funcionamiento y otro en proceso de instalación, ambos en el área de cobertura del radar de Ezeiza. Se espera que con la información brindada por dichos equipos se puedan ajustar las estimaciones de precipitación a partir de datos de radar. En el futuro uno de los objetivos propuestos es realizar verificaciones operativas incorporando la información provista por los radares.

Agradecimientos: Los proyectos de investigación que financiaron este trabajo son: PIDDEF 47/2010, ANPCyT PICT 2008-1603, PICT 2007-00355 y PICT 2010-1986 UBACyT 2008-2010 X159, UBACyT 2011-2014 W 742 y CONICET PIP 2010-2012 N° 11220090100850.

## REFERENCIAS

- Aldeco, L. S., 2011: Aplicación de la técnica de análogos a la generación de pronósticos probabilísticos de precipitación sobre algunas estaciones de la Argentina. Tesis de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Brier, Glenn W., 1950: "Verification of Forecasts Expressed in Terms of Probability," *Mon Wea Rev*, 78, No. I, pp. 1-3.
- Cardazzo, S., Ruiz J. y Saulo C., 2010. Calibración de los pronósticos probabilísticos de precipitación derivados de un ensamble multi-modelo utilizando diferentes metodologías. *Meteorológica*, Vol 35 N°2, 41-51.
- Dillon, M. E., 2012: Desempeño del pronóstico de precipitación de modelos de alta resolución en un área limitada: análisis de la estación de verano 2010-2011. Tesis de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Ebert, E, and W. Gallus Jr., 2009: Toward better understanding of the contiguous rain area (CRA) method for spatial forecast verification. *Wea. Forecasting*, 24, 1401-1415.
- Ebert, E.E., 2008: Fuzzy verification of high resolution gridded forecasts: A review and proposed framework. *Meteorol. Appl.*, 15, 51-64.
- Ebert, E.E. y J.L. McBride, 2000: Verification of precipitation in weather systems: Determination of systematic errors. *J. Hydrology*, 239, 179-202.
- Epstein, E. S., 1969. Stochastic-dynamic prediction. *Tellus*, 21, 739-759.
- Fowle, M.A. y P.J. Roebber, 2003: Short-range (0-48 h) numerical prediction of convective occurrence, mode, and location. *Wea. Forecasting*, 18, 782-794.
- Freitas, S. R.; Longo, K. M.; Silva Dias, M. A. F.; Chatfield, R.; Silva Dias, P.; Artaxo, P.; Andreae, M. O.; Grell, G.; Rodrigues, L. F.; Fazenda, A. y Panetta, J., 2009: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 9, p. 2843-2861.
- Gallus, W. A., y M. Segal, 2004: Does Increased Predicted Warm-Season Rainfall Indicate Enhanced Likelihood of Rain Occurrence?. *Weather and Forecasting*, 19, 1127-1135.
- García Skabar, Y., L. Vidal, P. Salio y M. Nicolini, 2011: Experimental high-resolution forecast in a region of Argentina. Working group in Numerical Experimentation (WGNE) Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling (Blue book), 5, Pag 09-10. Online: [http://www.wmo.int/pages/about/sec/rescrosscut/resdept\\_wgne.html](http://www.wmo.int/pages/about/sec/rescrosscut/resdept_wgne.html)
- Goodman S.J. y D. Cecil, 2002: The most extreme thunderstorms on earth. 17th International lightning Detection Conference. Tucson,

- AZ. 6 págs.
- Hamill T., 1999. Hypothesis Tests for Evaluating Numerical Precipitation Forecasts. *Weather and Forecasting*, 14, 155-167.
- Hamill, T. y S. J. Colucci, 1998: Evaluation of Eta-RSME Ensemble Probabilistic Precipitation Forecast. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 711-724.
- Hamill, T., y S. J. Colucci, 1997: Verification of Eta-RSM Short-Range Ensemble Forecast, *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1312-1327.
- Houbouchian, P, P. Salio, D. Vila y Y. Garcia Skabar, 2012: Comparación de productos de precipitación de alta resolución sobre Sudamérica utilizando una red de observaciones de alta resolución espacial. *Congremet XI*, Mendoza, Argentina. 28 de mayo al 1 de junio de 2012.
- Joyce R.J., Janowiak J.E., Arkin P.A. y Xie P., 2004: CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *J. Of Hydromet.*, Vol 5, 487-503.
- Kain J.S., Weiss S.J., Bright D.R., Baldwin M.E., Levit J.J., Carbin G.W., Schwartz C.S., Weisman M.L., Droegemeier K.K., Weber D.B. y Thomas K.W., 2008. Some practical considerations regarding horizontal resolution in the first generation of operational convection-allowing NWP. *Weather and Forecasting.*, 23, 931-952.
- Kalnay, E., 2003: Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press, UK, 341 pp.
- Lean, H. W., P. A. Clark, M. Dixon, N. M. Roberts, A. Fitch, R. Forbes, y C. Halliwell, 2008: Characteristics of High-Resolution Versions of the Met Office Unified Model for Forecasting Convection over the United Kingdom. *Mon. Wea. Rev.* Vol 136, Issue 9, 3408-3424.
- Matsudo, C. M., Y. García Skabar, L. Ferreira y P. Salio, 2012: Aplicación de una técnica espacial de verificación en pronósticos de precipitación en alta resolución. *Congremet XI*, Mendoza, Argentina. 28 de mayo al 1 de junio de 2012.
- Meyers, M. P., Walko R. L., Harrington J. Y. y Cotton W. R., 1997. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II. The two-moment scheme. *Atmos. Res.*, 45, 3-39.
- Murphy, A.H., 1973: A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Meteor.*, 12, 595-600.
- Roberts N.M. y Lean H.W., 2008. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Mon. Wea. Rev.*, Vol 136, 78-97.
- Roebber P.J., 2009. NOTES AND CORRESPONDENCE. Visualizing multiple measures of forecast quality. *Wea. And For.*, Vol 24, 601-608.
- Ruiz, J. and C. Saulo, 2011. How sensitive are probabilistic precipitation forecasts to the choice of calibration algorithms and the ensemble generation method? Part I: Sensitivity to calibration methods. *Meteorological Applications*, 1-12, DOI:10.1002/met.286.
- Ruiz, J., C. Saulo y E. Kalnay, 2009: Comparison of methods to generate probabilistic quantitative precipitation forecasts over South America, *Wea. Forecasting*, 24, 319-336.
- Ruiz J. 2009. CMORPH precipitation estimates calibration and verification over South America. *Revista Brasileira de Meteorologia* 24: 474-488 (in Spanish).
- Salio, P., M. Nicolini, y E. J. Zipser, 2007: Mesoscale Convective Systems Over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1290-1309.
- Saulo, C., S. Cardazzo, J. Ruiz, C. Campetella y A. Rolla, 2008. El sistema de pronóstico experimental del Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, *Meteorológica*, vol. 33, 83-97.
- Stensrud, D. y N. Yussouf, 2007: Reliable Probabilistic Quantitative Precipitation Forecast from a Short-Range Ensemble Forecasting System. *Weather and Forecasting*, Vol 22, 3-17.
- Suaya M. y R. Valdivieso, 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.

Vidal L., 2009: Caracterización de los sistemas convectivos sobre el sudeste de Sudamérica a partir de observaciones TRMM con énfasis en la convección extrema. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA, Argentina.

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

Zipser E.J., Cecil, C. Liu, S. W. Nesbitt y D.P. Yorti, 2006: Where are the most intense thunderstorms on earth? *Bull. Amer. Soc.*, Vol 87, N°8, 1057-1071.



## NORMAS PARA LA PRESENTACIÓN DE ARTÍCULOS

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Ejemplo:

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

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

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

Ejemplo:

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

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

# Meteorología

## CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

### COMISIÓN DIRECTIVA

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

### TRIBUNAL DE HONOR

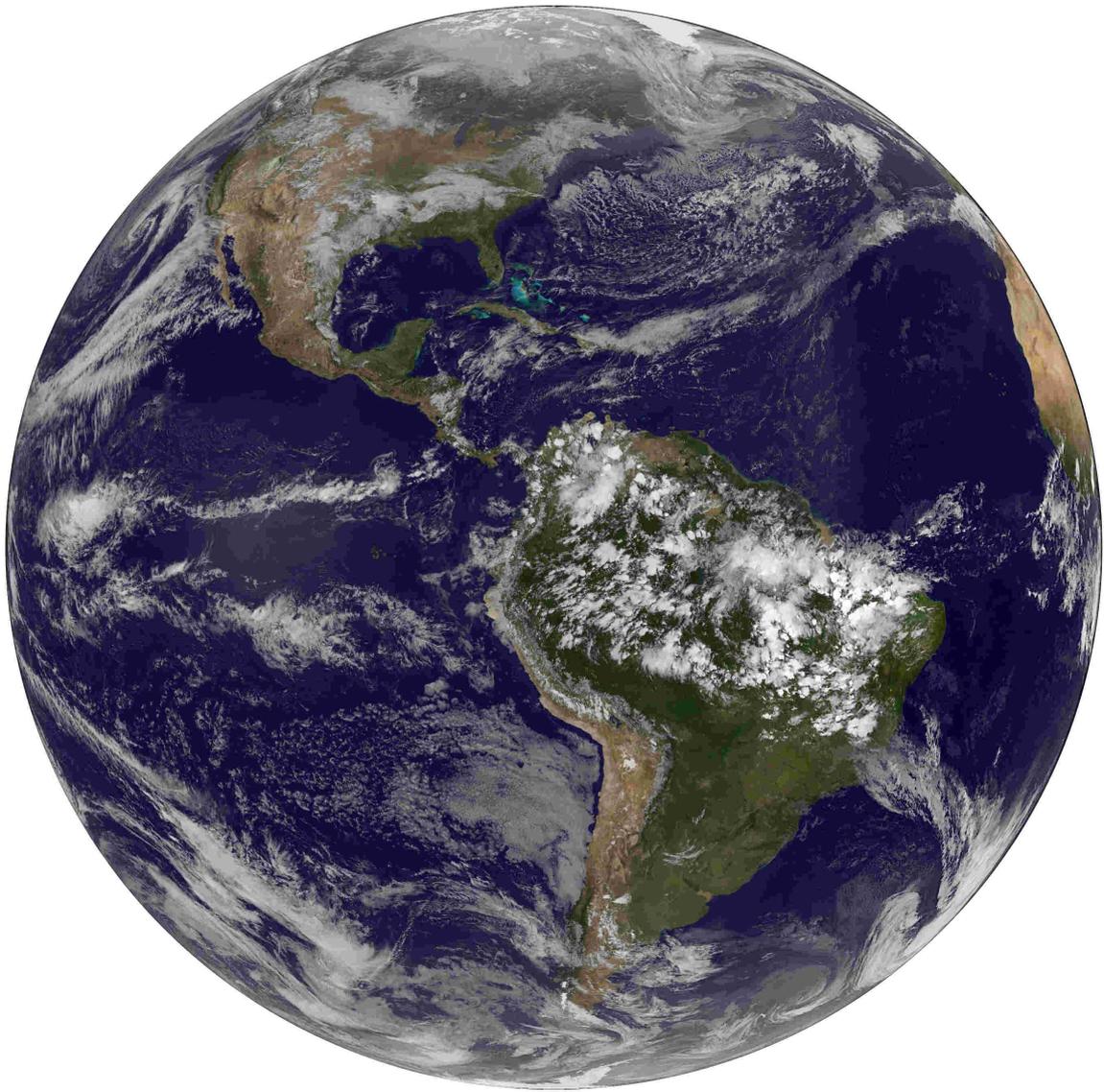
TITULARES:	María Luisa Altinger María Luz Duarte Inés Velasco Ernesto Crivelli
SUPLENTE:	Mónica Marino Beatriz Scian

### 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



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