

Meteoro logica

PUBLICACIÓN ESPECIALIZADA
EN TEMAS METEOROLÓGICOS

Versión en línea

ISSN 1850-468X

Volumen 42

Número 2

Año 2017

CONTENIDO:

- Virginia Palastanga, Elisa C. Nuré, Estela A. Collini y Olga C. Penalba*
OBSERVACIONES METEOROLÓGICAS SUPERFICIALES DE BUQUES EN
NAVEGACIÓN EN EL ATLÁNTICO SUDOCCIDENTAL: CONTROL DE CALIDAD
ESTADÍSTICO 3
- Henrique Fuchs Bueno Repinaldo, Matilde Nicolini y Yanina García Skabar*
INICIACIÓN DE UN SISTEMA CONVECTIVO SOBRE LAS SIERRAS DE CÓRDOBA
Y SENSIBILIDAD A MODIFICACIONES EN EL PERFIL OROGRÁFICO 23
- María Paula Llano y Walter Vargas*
CARACTERÍSTICAS DE LAS TEMPERATURAS EXTREMAS EN BUENOS AIRES
MEDIANTE REGISTROS CENTENARIOS. ESTUDIO DE LAS CONDICIONES
INVERNALES 43
- Federico Otero, Bibiana Cerne y Claudia Campetella*
ESTUDIO PRELIMINAR DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN SAN JULIÁN EN
REFERENCIA A LA GENERACIÓN DE ENERGÍA EÓLICA 59

Meteorología

PUBLICACIÓN SEMESTRAL DEL CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

DIRECTOR

JOSEFINA BLAZQUEZ. CIMA, CONICET/FCEN-UBA. UMI-IFAECI, CNRS. DCAO, FCEN-UBA. FCAG-UNLP. ARGENTINA

EDITORES EJECUTIVOS

PATRICIO ACEITUNO. UNIVERSIDAD DE CHILE. CHILE

MARIANA BARRUCAND. DCAO, CONICET/FCEN-UBA. ARGENTINA

MARCELO BARREIRO. UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA. URUGUAY

JUAN RUIZ. CIMA, CONICET/FCEN-UBA. UMI-IFAECI, CNRS. DCAO, FCEN-UBA. ARGENTINA

RAMIRO SAURRAL. CIMA, CONICET/FCEN-UBA. UMI-IFAECI, CNRS. DCAO, FCEN-UBA. ARGENTINA

MARCELO SELUCHI. CEMADEN. BRASIL

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

T. AMBRIZZI - U. SAO PAULO/BRASIL

N. A. MAZZEO - UBA/CONICET

W. M. VARGAS - UBA/CONICET

D. KAROLY - MONASH U./ AUSTRALIA

E. H. BERBERY - U. MARYLAND/USA

S. HASTENRATH - U. WISCONSIN/USA

A. M. GRIMM - U. F. PARANA/BRASIL

M. A. F. SILVA DIAS - U. SAO PAULO/BRASIL

H. LE TREUT - LMD-CNRS/FRANCIA

G. RAGA - UNAM/MEXICO

J. PAEGLE - U. UTAH/USA

H. CIAPPESONI - SMN/CONICET

I. VELASCO - UBA

J. RUTLLANT - U. CHILE/CHILE

G. NECCO - IAI/BRASIL

M. L. ALTINGER - UBA/CONICET

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

B. SCIAN - U. NAC. DEL SUR

P. WAYLEN - U. FLORIDA/USA

J. ZAWADSKI - MCGILL U./CANADA

R. D. GARREAUD U. CHILE/USA

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

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

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



Forma parte del Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas

©2017 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 propiedad intelectual número 534619.

ISSN: Versión en línea 1850-468X

Editorial

Estimados lectores, tenemos el agrado de presentar el primer número del volumen 42 de la revista Meteorologica, el cual incluye cuatro artículos en temáticas de particular interés para la comunidad meteorológica y profesionales de áreas afines.

Queremos aprovechar esta oportunidad para comentarles que estamos prontos a incorporar el sistema de administración de trabajos Open Journal System (OJS), el cuál permitirá a través de la página web de nuestra revista (<http://www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica/>) el envío y el seguimiento de los trabajos de una manera más ágil y práctica. Por otra parte, nos es grato informarles que Meteorologica ha sido incluida en la base de datos Scopus, lo cual contribuirá a una mayor visualización de los trabajos publicados en nuestra revista. Estos logros han sido posibles gracias a la labor continuada de los autores, revisores y editores de la revista que desde su fundación han apostado a la difusión y generación de conocimiento en el ámbito nacional y regional y que desde 2004 han además contribuido a la difusión libre del conocimiento a través de la implementación de las políticas de acceso libre y gratuito a todo el material publicado por la revista.

Recordamos que Meteorologica también se encuentra indizada en Meteorological & Geostrophysical Abstracts, se encuentra incluida en el catálogo del sistema LATINDEX, en la biblioteca electrónica de Scielo, en las bases de datos EBSCO, SHERPA/ROMEO, DOAJ y ha renovado exitosamente su inclusión en el núcleo básico de Revistas Científicas Argentinas (CAICYT – CONICET).

El Comité Editorial agradece la contribución de los autores, quienes con sus aportes garantizan la continuidad de la revista y la excelencia del material publicado. El Comité Editorial desea agradecer también la participación de numerosos científicos argentinos y extranjeros como revisores, quienes avalan la calidad científica de Meteorologica. Invitamos a todos los profesionales e investigadores que se desempeñan en áreas relacionadas con las ciencias de la atmósfera y ciencias afines, a seguir enviando sus contribuciones a nuestra revista.

Como siempre, agradecemos al Centro Argentino de Meteorólogos por su permanente apoyo a este Comité Editorial.

La Dirección

OBSERVACIONES METEOROLÓGICAS SUPERFICIALES DE BUQUES EN NAVEGACIÓN EN EL ATLÁNTICO SUDOCCIDENTAL: CONTROL DE CALIDAD ESTADÍSTICOVirginia Palastanga^{1,5}, Elisa C. Nuré², Estela A. Collini^{2,4}, Olga C. Penalba^{3,5}¹ Departamento Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval, Argentina² Departamento Meteorología, Servicio de Hidrografía Naval, Argentina³ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina.⁴ Servicio Meteorológico Nacional, Argentina⁵ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina

(Manuscrito recibido el 23 de diciembre de 2015, en su versión final el 19 de mayo de 2016)

RESUMEN

Las observaciones meteorológicas marinas de buques en navegación en el Océano Atlántico Sudoccidental son recopiladas históricamente por el Departamento Meteorología del Servicio de Hidrografía Naval (DMSHN), institución responsable del Servicio Público de Seguridad Náutica en las zonas de interés nacional de la República Argentina, generándose una base de datos que abarca desde el año 1950 hasta la fecha. Debido a la relevancia de esta información a escala regional, el DMSHN lleva a cabo un control de calidad (QC) estricto de los datos siguiendo las recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) referentes a la climatología marina. En este trabajo se describe el procedimiento de QC estadístico desarrollado e implementado para algunas de las variables en esta base de datos, como complemento al proceso de QC realizado a la fecha. El método presentado consiste en definir los límites estadísticos superior e inferior para cada variable considerada con lo cual aquellos valores que no queden comprendidos en dicho rango son marcados como valores atípicos, y filtrados de la base de datos a procesar para fines climatológicos. Aquí se analiza la sensibilidad de los resultados frente a la definición de los límites estadísticos de QC cuando se consideran diferentes períodos climáticos, resolución espacial y criterios estadísticos. Finalmente, las climatologías estacionales de la temperatura superficial del mar y la presión a nivel del mar obtenidas son comparadas con las de conjuntos globales pertenecientes a otras instituciones.

Palabras clave: : base de datos, control de calidad, climatología, temperatura superficial del mar, presión a nivel del mar

SURFACE METEOROLOGICAL OBSERVATIONS FROM SHIPS IN THE SOUTHWESTERN ATLANTIC OCEAN: AN STATISTICAL QUALITY CONTROL**ABSTRACT**

Surface marine meteorological observations made on board ships that navigate in the Southwestern Atlantic Ocean are regularly collected and verified at the

Meteorological Department of the Naval Hydrographic Service of Argentina (DMSHN). The database that contains this information spans from 1950 to present. Due to the importance of these data at the regional scale, a strict quality control (QC) is applied following the recommendations of the World Meteorological Organization (WMO) for marine climatology. The aim of this paper is to describe the development and implementation of an additional QC (statistical). By this technique individual observations that fall out of the statistical limits defined for each selected variable and grid box are trimmed from the database, after which a database suitable for climatological purposes is generated. The sensitivity of the results to the definition of the statistical limits upon different climatic periods, grid spatial resolution and statistical criteria is analyzed. Finally, the resulting seasonal mean values of sea surface temperature and sea level pressure are compared to those obtained with global marine databases.

Keywords: dataset, quality control, climatology, sea surface temperature, sea level pressure

1. INTRODUCCIÓN

El desarrollo de la climatología marina de variables fundamentales como la temperatura superficial del mar, la temperatura del aire y los vientos en superficie, es esencial para investigar la variabilidad del sistema acoplado mar-atmósfera y el impacto del cambio climático. La importancia de esta información queda planteada desde el Segundo Informe del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 1996). El océano Atlántico Sur se ha caracterizado en general por una escasa cobertura espacial y temporal de observaciones marinas in situ, por lo cual se requieren de esfuerzos para generar, a partir de la información disponible regionalmente, bases de datos confiables y útiles a propósitos climatológicos.

En las últimas décadas, el advenimiento de la información satelital permitió inferir observaciones de la temperatura y el viento sobre la superficie del mar, mejorando ampliamente la cobertura espacial de ambas variables. Esto, a su vez, dio como resultado la aparición de climatologías globales y regionales a partir de los análisis de diversa resolución que combinan datos in situ y satelitales (Reynolds y otros, 2002; Mesias y otros, 2007; Risien y Chelton, 2008). Aun así, las observaciones in situ

continúan siendo críticas para la construcción de dichas climatologías, tanto para la validación y calibración de las observaciones satelitales, como para proporcionar información que los satélites no pueden detectar (Reynolds y otros, 2005).

Particularmente, en el océano Atlántico al sur de los 35°S los buques realizan observaciones atmosféricas y oceanográficas de visibilidad, nubosidad, viento, temperatura superficial del aire, temperatura superficial del mar (TSM), presión atmosférica a nivel del mar (PNM), estado del tiempo, olas de viento y mar de fondo en su ruta de navegación. El Departamento Meteorología del Servicio de Hidrografía Naval (DMSHN) recopila estos datos desde el año 1950. Esta información, permanentemente actualizada, es sometida a un control de calidad (QC) a partir de las recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), el cual asigna contenido a campos de control de calidad del registro, a partir de la verificación de valores, tanto de rangos permitidos como de relaciones entre variables de una misma observación, o sucesivas. Adicionalmente, los datos son procesados estadísticamente con el fin de obtener parámetros básicos para la navegación -valores medios, frecuencias relativas- como sus valores extremos, en un dominio sobre el Atlántico Sur (35° S a 60° S y de 70° W a 20° W). Una descripción detallada de esta información y su

distribución espacial, utilizando un Sistema de Información Geográfica (SIG), es descripta en Nuré y Collini (2011).

Esta información climatológica, necesaria para la navegación, es asimismo útil para fines científicos, como por ejemplo especificar las condiciones de borde superficial en los modelos de circulación general, así como evaluar la asimilación de datos en estos modelos y validar los reanálisis producidos por los mismos. Además, el conocimiento de la TSM es crucial en estudios ambientales y de modelado, ya que ésta influye significativamente en los intercambios entre el mar y la atmósfera, y por lo tanto resulta de gran importancia para la estimación de los flujos y balance de calor.

El objetivo de este trabajo es discutir el desarrollo y aplicación de un nuevo control de calidad para las observaciones meteorológicas marinas superficiales de la base de datos del DMSHN. Este procedimiento se basa en definir por variable y punto de la retícula seleccionada, un rango estadístico mediante el cual aquellas observaciones que no estén comprendidas en dicho rango son marcadas y descartadas del cálculo de los valores medios (Woodruff y otros, 2011). Se encontró que la implementación del nuevo QC estadístico mejora notablemente los valores medios de la TSM y PNM en el Atlántico Sudoccidental. Sin embargo, es de notar que en amplias zonas del dominio, sobre el océano abierto, el QC estadístico aún está limitado por la escasez de datos. La información climática resultante de este procedimiento proporciona por un lado, un valioso aporte para la seguridad marítima y por el otro, permite avanzar en el conocimiento de la variabilidad del sistema climático, temática importante para la modelización como para la vigilancia del cambio climático.

La organización de este trabajo incluye una Sección 2 de datos donde se describe la información utilizada, una Sección 3 donde se describen las técnicas de QC aplicadas, una Sección 4 donde se discute la sensibilidad de

los resultados a la técnica de QC estadístico y se presentan las climatologías estacionales de la TSM y PNM derivadas a partir de la media aritmética de las observaciones mensuales, y finalmente una Sección 5 de conclusiones y recomendaciones.

2. DATOS

La base de observaciones meteorológicas marinas (superficiales) del DMSHN contiene observaciones de la TSM, PNM, temperatura superficial del aire (TA), velocidad del viento en superficie (FF) y su dirección, visibilidad, nubosidad, tiempo presente (WW), altura de la ola de viento (HW), entre otras, abarcando el período 1950 – al presente. Esta información, actualizada permanentemente, es codificada en registros de 97 campos, de los cuales 61 corresponden a las observaciones originales y diversos indicadores, y 36 a los campos resultantes del QC definidos en base a las Recomendaciones y Normas de la OMM y del Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI) (KNMI, 1991; WMO, 2004). Además de las observaciones individuales, en el DMSHN se generan resúmenes mensuales de todas las variables, tanto para el período total como por cada década del mismo que son visualizados mediante aplicaciones de SIG.

La Figura 1 muestra la evolución temporal del número total de observaciones anuales sobre el dominio de estudio (35° S a 60° S; 70° W a 20° W) desde el año 1950 para variables seleccionadas (TSM, TA, PNM, y FF). Se observa que el número de observaciones en la década de 1950 fue mínimo, con un salto abrupto en el número de observaciones a comienzos de 1962 que persiste hasta 1971, resultando ser éste el período con el mayor número de observaciones. Luego se observa una tendencia decreciente en el número de observaciones hasta llegar a un período de mayor estabilidad en la década de 1980, con máximos aislados a fines de 1970 y entre 1985-1987. En los últimos 5 años del período analizado se observan máximos, especialmente en el número de observaciones de la PNM, de

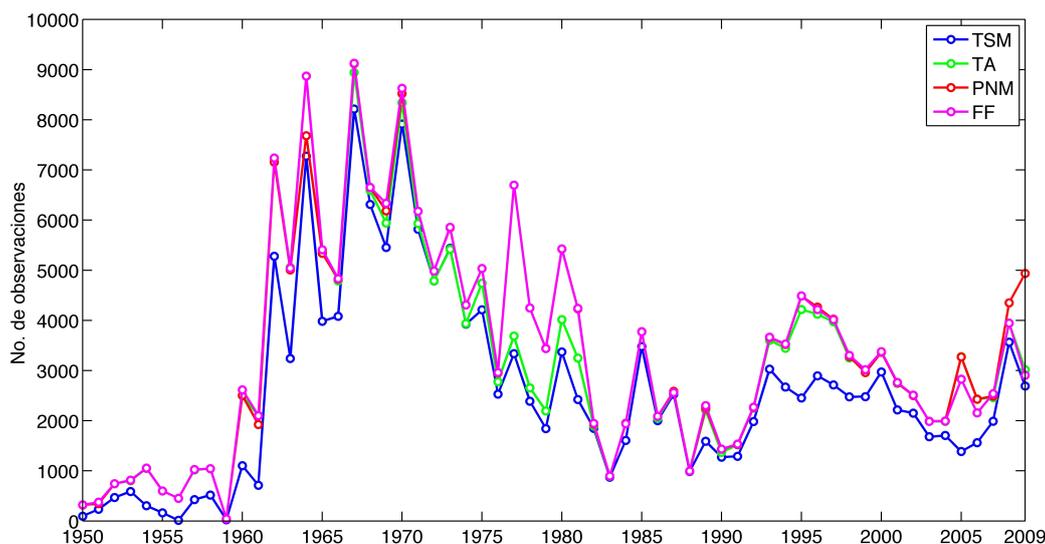


Figura 1: Número total de observaciones anuales de la TSM, TA, PNM y FF sobre el dominio de estudio para el período 1950-2009.

magnitud comparable a los de la década de 1970. Esta variabilidad temporal se ve también afectada en el dominio espacial, dependiendo de las rutas de navegación. La distribución espacial de las observaciones está dada por una alta densidad sobre el Mar Argentino, y en zonas del océano abierto que coinciden con las rutas de navegación, mientras que la densidad disminuye notablemente hacia el sector central y este del dominio (ver p.e. Figura 1 en Nuré y Collini, 2011).

A modo de resumen, en la Tabla I se presenta el número total de observaciones de todas las variables, calculadas para cada década del período 1951-2010. La variabilidad temporal observada en la Figura 1 se refleja en los totales decadales y en todas las variables. Si se tiene en cuenta la distribución espacial de las observaciones, se observa que para las décadas que registran el mayor número de observaciones, éstas se concentran principalmente en la zona de la plataforma continental argentina (Tabla II). En particular, el extraordinario aumento observado entre 1962 y 1971 (Figura 1) ocurre en áreas localizadas del interior de la plataforma continental argentina. Por otro lado, en las

últimas dos décadas, si bien el número total de observaciones disminuye, se observa un aumento del número de observaciones sobre el océano abierto (Tabla II).

Adicionalmente, el número de observaciones dependerá de la época del año. Este análisis indica que en las tres primeras décadas, en general, el máximo de observaciones se da en otoño (marzo, abril y mayo), y el mínimo en verano (diciembre, enero, y febrero), mientras que en las últimas tres décadas esta tendencia se mantiene pero con mayor variabilidad, pudiendo variar localmente. Por ejemplo, en la Figura 2 se muestran los totales decadales para cada mes en una caja de $5^\circ \times 5^\circ$ centrada en $65^\circ \text{W } 45^\circ \text{S}$, y $50^\circ \text{W } 45^\circ \text{S}$, sobre una zona del Mar Argentino y una zona del océano abierto, respectivamente. Ambas regiones presentan una variación estacional similar en el número de observaciones en la última década, cuando también se observa un aumento en el número de observaciones sobre el océano abierto. Por otra parte, la baja densidad de datos en la zona de océano abierto indica que un análisis de alta resolución en esta región es de validez limitada.

Décadas	TSM	TA	PNM	FF	DIRECC. VIENTO	WW	HW	VISIBILI- DAD	NUBO- SIDAD
1951-	3839	8625	8622	8759	8743	8622	2503	8624	7625
1961-	52458	63192	62407	64240	64193	63585	36708	63599	59725
1971-	37650	40158	49117	49138	49130	49136	30715	49144	47704
1981-	18496	20693	21889	21920	15477	6108	16454	21781	14044
1991-	25044	32878	33446	33495	33479	11138	26193	33648	27853
2001-	20964	26931	29428	26162	26182	10337	17309	21250	14442

Tabla I: Número de observaciones totales por década sobre el dominio de estudio.

Décadas	TSM	TA	PNM	FF	DIRECC. VIENTO	WW	HW	VISIBILI- DAD	NUBO- SIDAD
1951-	79.6	77	77	77.4	77.4	77	72.5	77	76.5
1961-	97.1	95	94.9	95	95	95.6	98.6	95.6	95.9
1971-	98.4	97.4	96.3	96.3	96.3	96.3	95.4	96.3	96.6
1981-	94.7	94.9	94.3	94.3	92.7	90.2	94.8	94.3	92.8
1991-	71	75.9	76.2	76.2	76.2	51	72.5	76.3	76.7
2001-	57	57.4	56.2	57.9	57.8	41.5	63.1	63.9	67

Tabla II: Porcentaje de observaciones (relativo al total, Tabla I) en la zona del dominio con profundidades menores a los 200 m, y por cada década del período total.

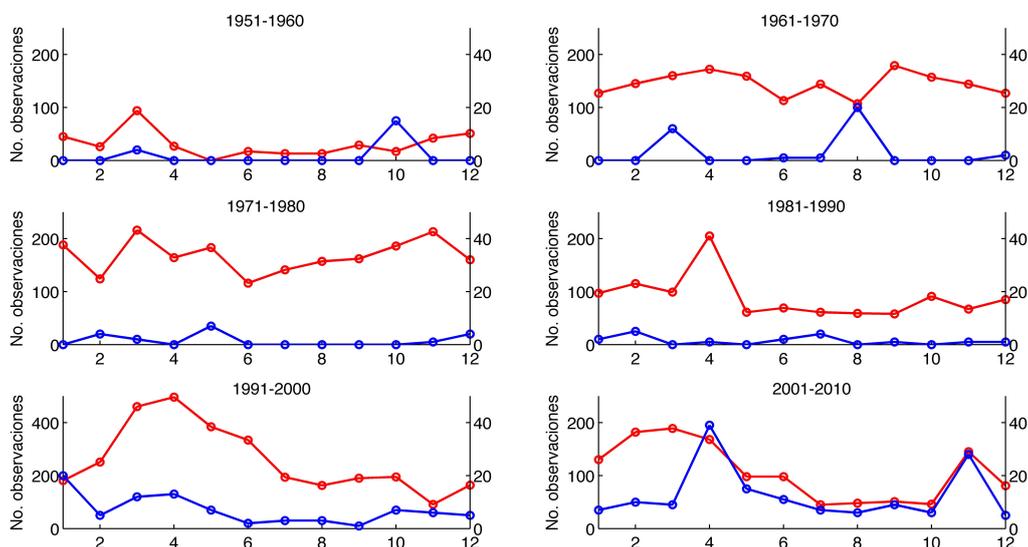


Figura 2: Número de observaciones mensuales de la PNM en una caja de 5° x 5° sobre la plataforma continental argentina centrada en 65°W 45°S (línea roja, eje-y izquierdo) y en una caja de 5° x 5° sobre el Atlántico Sur centrada en 50°W 45°S (línea azul, eje-y derecho). Los paneles muestran cada una de las décadas del período 1951-2010.

3. MÉTODO DE QC

Hasta el año 2013, el QC aplicado en el DMSHN a las observaciones meteorológicas marinas comprendía cinco niveles de análisis: registros duplicados (nivel I - repeticiones), rangos de parámetros (nivel II - campo), verificaciones de coherencia entre parámetros de la observación (nivel III - registro), verificaciones de coherencia entre parámetros de observaciones sucesivas hasta 6 horas de diferencia entre sí, cuyos valores sean correctos según el resultado de los chequeos de los niveles II y III (nivel IV - temporal), y un control de calidad geográfico de los datos a través de la visualización de la información (derrota del barco) en una aplicación de SIG (nivel V - espacial) (para más detalle ver Nuré y Collini, 2011). Los resultados de estas verificaciones quedan representados en los valores de los campos de QC de cada registro. Los datos entrantes al DMSHN se actualizan en forma continua en un archivo temporario sobre el cual, en forma mensual, se realizan estos controles.

A fin de generar una base de datos útil a fines climatológicos, se incorporó un nuevo paso al final del procedimiento integral de QC, es decir, se definió el último nivel (nivel VI - estadístico). La técnica de QC estadístico se basa en definir los límites estadísticos superior e inferior de las variables seleccionadas, para cada mes y punto de retícula, de modo que si una observación individual no está comprendida en el rango estimado alrededor de la mediana, o si los límites estadísticos no están definidos en el punto considerado, esa observación es marcada como inválida y "filtrada" del conjunto de datos usado para definir las medias mensuales (Slutz y otros, 1985). Esta técnica, conocida como "recorte" (trimming en inglés), tiene por objetivo filtrar aquellos datos atípicos pero que, por su carácter de extremos, pueden afectar significativamente el cálculo de los valores medios. Debe remarcarse que la técnica de recorte presenta limitaciones que pueden resultar tanto en la eliminación de valores extremos válidos (error de tipo I) o en la conservación de valores atípicos en la base de datos (error de tipo II) (Woodruff y otros, 2011).

Es por ello que, a fin de minimizar estos errores, es necesario evaluar cuidadosamente la definición de los límites de recorte previo su aplicación para el QC de la base de datos.

A continuación, se describe en detalle el procedimiento para el cálculo de los límites estadísticos de QC para la base de datos del DMSHN, y luego se discuten los resultados de su aplicación cuando se consideran diferentes criterios para la definición de dichos límites (Sección 4).

3.1. Cálculo de los límites estadísticos de QC

La nueva técnica de QC estadístico implementada para la presente base de datos se basa esencialmente en la metodología de QC estadístico utilizada por ICOADS (por sus siglas en inglés, International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set, Woodruff y otros, 2011). Para realizar el QC estadístico, primero se deben generar los resúmenes mensuales y/o estacionales de las observaciones individuales de las variables seleccionadas para una retícula elegida, y por cada década del período considerado. Luego, estos resúmenes son utilizados para calcular los límites estadísticos de cada variable, en cada caja de la retícula. Las suposiciones previas que se realizan para aplicar esta metodología son las siguientes:

- Los límites estadísticos del QC se calculan únicamente para las variables TSM, TA, PNM y FF, es decir, el QC estadístico no se aplica actualmente a las variables nubosidad, visibilidad, WW, HW y dirección del viento.
- Debido a que el número total de observaciones reveló un aumento a partir del año 1981 sobre el océano abierto (Tabla II), que conlleva a una mejor representación en la distribución espacial de los datos respecto al período total, se consideraron dos posibles períodos para calcular los límites estadísticos, 1951 - 2009 y 1981 - 2009, a fin de evaluar la posible

influencia del cambio sistemático en el número de observaciones en la definición de los límites estadísticos.

- Debido a que el patrón de las observaciones sobre el dominio de estudio está dado por una alta densidad sobre la región del Mar Argentino (en todas las décadas), y una distribución sobre el océano abierto asociada a las rutas de navegación, se utilizaron retículas de resolución variable (de 1° a 5°) para calcular los límites estadísticos.

A continuación se detallan los pasos a seguir para el cálculo de los límites estadísticos de QC para cada mes y punto de retícula:

- i En primer lugar, a partir de los resúmenes mensuales de las observaciones por cada década del período elegido, se calculan los sextiles s_1 , s_3 , y s_5 , en cada caja de la retícula y mes seleccionados, así como para el mes anterior y posterior al mismo. Estos estadísticos son utilizados en lugar de la media y desviación estándar ordinaria alrededor de la media, debido a que son medidas estadísticas más robustas para detectar valores atípicos entre los datos (Slutz y otros, 1985). Debido al escaso número de observaciones en algunas cajas, la mediana se calcula siempre que haya al menos una observación en la caja considerada, mientras que para el cálculo de s_1 y s_5 se requieren al menos tres observaciones.
- ii En segundo lugar, se construyen los “cubos decadales” en cada caja de la retícula. Éstos consisten en agrupar para cada década del período elegido, las estimaciones de los sextiles en las cajas contiguas espacialmente y las correspondientes al mes anterior y posterior al mes considerado, formando así un cubo en latitud, longitud y mes. Por lo tanto, un “cubo decadal” centrado en una caja determinada, contiene 27 conjuntos posibles de s_3 y de las desviaciones estándar respecto a la mediana, definidas como $(s_3 - s_1)$ y $(s_5 - s_3)$.
- iii En tercer lugar, se calcula la mediana de todos los valores (M) de s_3 (a la que se

denomina g) y de todos los valores (N) de $(s_3 - s_1)$ y $(s_5 - s_3)$ (a los que se denomina v_1 y v_5 , respectivamente) encontrados en todos los cubos decadales correspondientes a la caja seleccionada, con la condición de que $M > 4$ y $N > 4$ dada por Slutz y otros (1985). Por lo tanto, el valor máximo de M y N es 27 por el número de décadas consideradas. Sin embargo, M y N pueden diferir entre sí, debido por un lado, a la condición más estricta para el cálculo de s_1 y s_5 , y por otro lado, dado que para preservar los gradientes espaciales y temporales centrados en un cubo decadal de una caja particular, los pares simétricos se incluyen sólo cuando ambos miembros del par se encuentran definidos.

- iv Se realiza un QC adicional de los mapas resultantes de g , v_1 y v_5 de acuerdo a las siguientes condiciones:
 - a) Criterio de corte para la mediana g
Cualquier valor de g que esté por debajo del valor de corte inferior o por arriba del valor de corte superior se declara como dato faltante. Los valores de corte están dados por variable y por rango latitudinal, de acuerdo a la Tabla III (Slutz y otros, 1985).
 - b) Criterio de remplazo para las desviaciones
Para computar los límites estadísticos, los valores obtenidos de v_1 y v_5 se multiplican por un factor λ igual a 3.5. Este factor es elegido a fin de rechazar el menor número posible de datos válidos, pero aun así poder detectar datos erróneos entre las observaciones, para luego poder “marcarlos” como inválidos. En caso de una distribución normal, los límites de recorte calculados como $\pm 3,5v$ alrededor de la mediana descartarían 1 observación entre 2500. El criterio para las desviaciones verifica que en caso de que λv sea mayor o menor que el valor de la desviación límite de cada variable (D_{sup} y D_{inf} , respectivamente) y detallado en la Tabla IV (por Slutz y otros, 1985), éste es remplazado por el valor límite establecido. Es decir,

$$\lambda v_1 = \max(\min(\lambda v_1, D_{sup}), D_{inf})$$

$$\lambda v_5 = \max(\min(\lambda v_5, D_{sup}), D_{inf})$$

	TSM	TA	FF	PNM
Latitud				
$60^\circ < y \leq 90^\circ$	-3 20	-45 25	0 15	950 1050
$30^\circ < y \leq 60^\circ$	-3 30	-15 35	0 15	950 1050
$0^\circ \leq y \leq 30^\circ$	10 35	10 40	0 15	950 1050
Unidades	°C	°C	ms ⁻¹	hPa

Tabla III: Valores de corte para la mediana g .

- v Se calculan los límites estadísticos inferior (L_i) y superior (L_s) siempre que g , v_1 , y v_5 están todos definidos; es decir, en caso de no existir observaciones suficientes para calcular los límites, éstos se definen como faltantes. En este paso se verifica además que los valores obtenidos tanto de g , como de L_i y L_s no superen los valores extremos de cada variable de acuerdo a la Tabla V, según lo establecido por Slutz y otros (1985) y considerando los valores permitidos de las desviaciones de acuerdo a la Tabla IV. Como resultado,

$$g = \max(\min(g, X_{min} - D_{inf}), X_{min} + D_{inf})$$

$$L_i = \max(g - 3,5v_1, X_{min})$$

$$L_s = \max(g + 3,5v_5, X_{max})$$

- vi Se realiza un suavizado zonal no-recursivo de tipo 1-2-1 a los valores resultantes de g , L_i y L_s . Es decir, si los tres valores adyacentes en longitud se encuentran definidos, el valor central se calcula como la media de los tres, dándole el doble de peso al valor central. En caso de que alguno de los tres valores se encontrara faltante o cayera en tierra, el valor central no es modificado.
- vii Por último, se realiza una interpolación zonal de los valores de g , L_i y L_s a aquellas cajas sin dato. Se fijó un umbral de manera que dada una fila de datos faltantes de hasta 6° de longitud, se realiza una interpolación lineal de los valores entre las cajas adyacentes con dato. En particular, se decidió no realizar extrapolación alguna a cajas sin datos, ya que éstas se encuentran en su mayoría en zonas del océano abierto con muy escasas observaciones.

	TSM	TA	FF	PNM
Latitud				
$60^\circ < y \leq 90^\circ$	1.5 15	3 30	5 40	10 70
$30^\circ < y \leq 60^\circ$	1.5 15	3 30	5 40	11 70
$0^\circ \leq y \leq 30^\circ$	1.5 15	3 30	2 30	5 40
Unidades	°C	°C	ms ⁻¹	hPa

Tabla IV: Cota inferior y superior para las desviaciones (D_{inf} y D_{sup}) de variables seleccionadas.

	TSM	TA	FF	PNM
Latitud				
$0^\circ < y \leq 90^\circ$	-3 40	-50 50	0 50	920 1060
Unidades	°C	°C	ms ⁻¹	hPa

Tabla V: Rango de valores extremos de (X_{min} y X_{max}) de variables seleccionadas.

A través del procedimiento detallado se calcularon los límites estadísticos de QC con los que luego se aplicó el último nivel de QC estadístico a las observaciones mensuales de la TSM, TA, PNM, y FF. Ello genera un nuevo conjunto de datos o “base de datos filtrada” que es utilizada para calcular los promedios mensuales y estacionales de dichas variables. Debido a la gran cantidad de casos analizados para el cálculo de los límites estadísticos (ver Anexo), en la siguiente Sección se describen, mediante algunos ejemplos, los resultados más relevantes de la aplicación del QC estadístico.

4. RESULTADOS

4.1. Sensibilidad al QC estadístico

A continuación se presentan como ejemplo, los valores medios de la TSM, TA, PNM, y FF para el mes de noviembre, calculados a partir de los datos del período total, para un caso sin la aplicación del QC estadístico y para tres casos con el QC estadístico, tomando distintas definiciones de los límites, todos sobre una grilla de $1^\circ \times 1^\circ$ (Figuras 3-6). En general, se observa que el QC estadístico resulta crítico para el filtrado de las observaciones en el cuadrante noreste del dominio. Por otro lado, el efecto de la

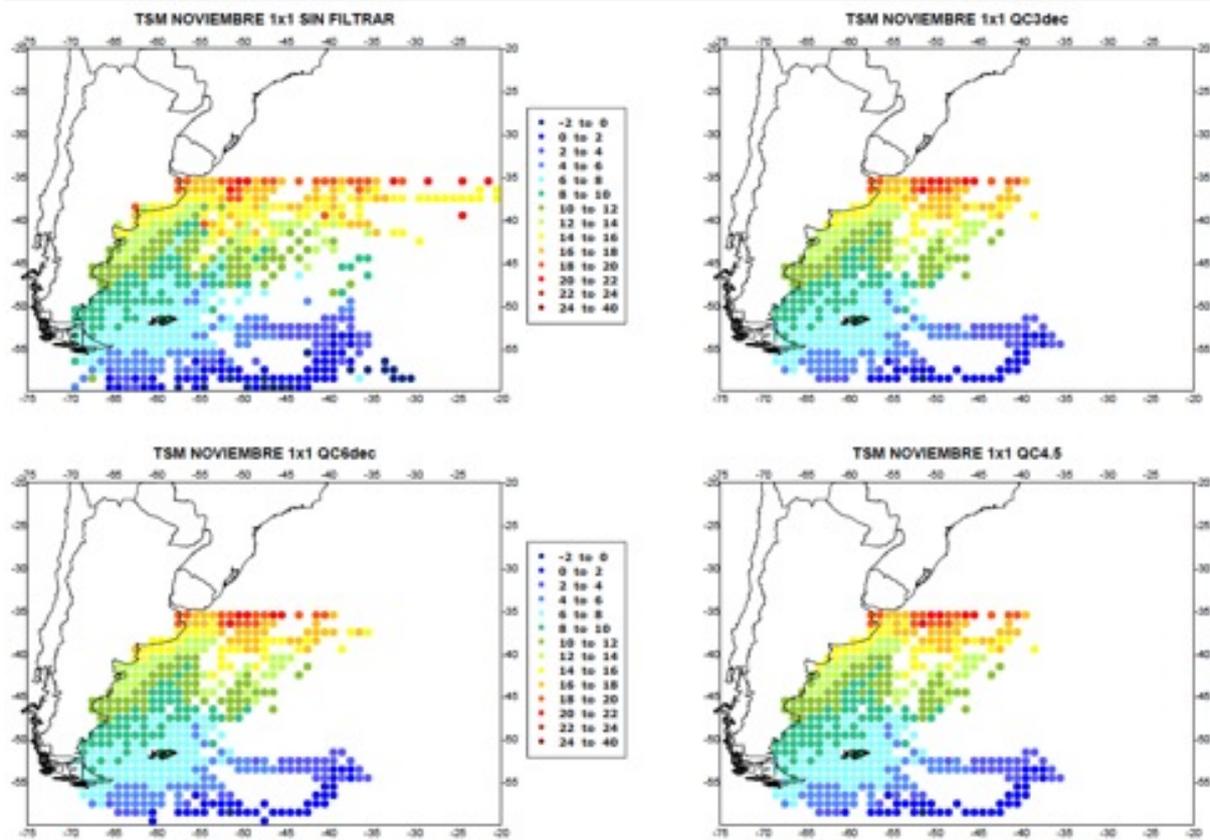


Figura 3: TSM media del mes noviembre calculada con las observaciones sin el QC estadístico (caso “SIN FILTRAR”) y las observaciones luego de aplicar el QC estadístico para los casos QC3DEC, QC6DEC, y QC4.5.

aplicación del QC estadístico sobre la definición de los valores medios es más notorio en el caso de la PNM y FF (Figuras 5-6), en comparación con la TSM y TA; éstas últimas presentan además tendencias espaciales similares en todos los casos (Figuras 3-4). En particular, la FF es la variable que presenta una mayor amplitud en el rango de valores medios obtenidos cuando no se aplica ningún QC estadístico (Figura 6).

La técnica de QC estadístico definida con los límites de QC calculados con todas las observaciones del período 1981 – 2009 se denominó QC3DEC. Al aplicar esta técnica el porcentaje de observaciones que son filtradas varía de acuerdo a la variable y la resolución de la retícula seleccionada. Se encontró que el porcentaje de datos filtrados disminuye a medida que disminuye la resolución (ver Tablas A-C

en el Anexo). Ello se debe a que a medida que aumenta el área de promedio para el cálculo de los límites, el rango comprendido por dichos límites se amplía y consecuentemente menos observaciones son rechazadas. Para todos los casos analizados, el mes con mayor número de observaciones filtradas es Junio, y las variables con el porcentaje más alto de observaciones filtradas resultan ser la TSM y TA. La TSM, y en segundo lugar la TA, son las variables que presentan el menor número de observaciones totales sobre el dominio en todos los meses, lo que en la técnica de QC estadístico parece reflejarse en un porcentaje más alto de recorte.

Para el caso en que los límites de QC son calculados con las observaciones del período total, 1951 – 2009 (denominado QC6DEC), el porcentaje de observaciones filtradas por variable

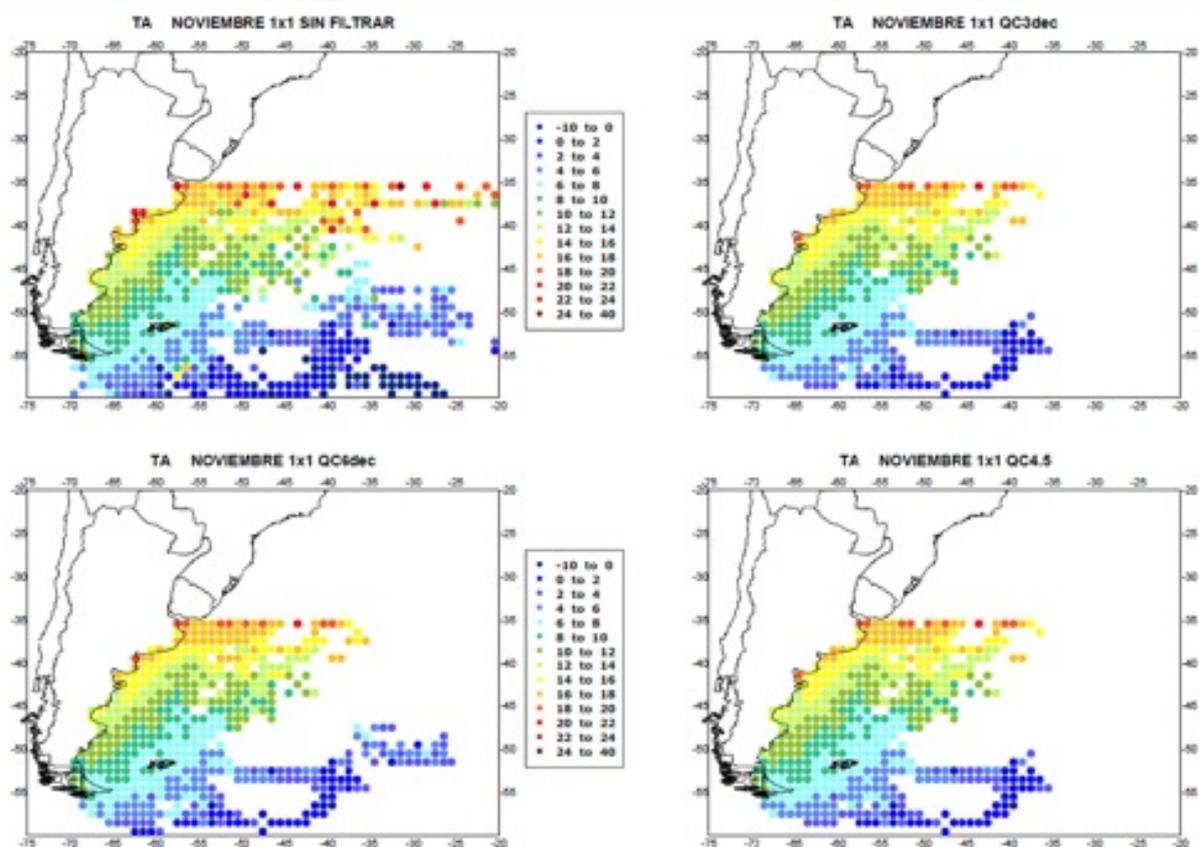


Figura 4: Ídem Figura 3 pero para la TA.

resulta menor que en el caso QC3DEC (entre un 0.2 y 1.9%, ver Tabla D en el Anexo). Si bien la diferencia de recorte entre ambos métodos es pequeña, la metodología QC6DEC permite, por ejemplo, la determinación de valores medios en el sector este del océano abierto (ver Figuras 5 a 7). Sin embargo algunas de estas estimaciones son de carácter dudoso, es decir, los valores medios caen en el extremo del rango observado sobre el dominio y/o regiones cercanas, y en algunos casos resultan en estimaciones puntuales aisladas espacialmente, particularmente en zonas del océano abierto. En conclusión, si bien los límites de QC6DEC representan un menor filtrado de las observaciones originales, al definir los valores medios, dependiendo de la variable y el mes considerado, las diferencias con QC3DEC aparecen mayormente en el sector central y este del dominio, que está a su vez caracterizado por una escasez en el número de datos y densidad de la información.

Por otro lado, se consideró un caso en que los límites estadísticos se definen de acuerdo a $\pm 4,5v$ respecto a la mediana, por lo que resultan menos restrictivos, y donde se utilizan las observaciones del período 1981 – 2009 (denominado QC4.5). El porcentaje de datos filtrados disminuye muy poco en comparación al caso QC3DEC (Tabla E en el Anexo). En promedio, la diferencia del porcentaje de datos marcados inválidos entre ambos procedimientos resulta ser del 1%, y las variables que presentan las mayores diferencias son la TSM y TA. Sin embargo, los patrones de los valores medios calculados con las observaciones procesadas con un método u otro son muy similares (ver p.e. los casos QC3DEC y QC4.5 en la Figuras 3 a 6), lo cual sugiere que para el cálculo de los valores medios ambos criterios estadísticos son igualmente válidos.

Finalmente, se analizó un caso en que los límites estadísticos del caso QC3DEC fueron sometidos

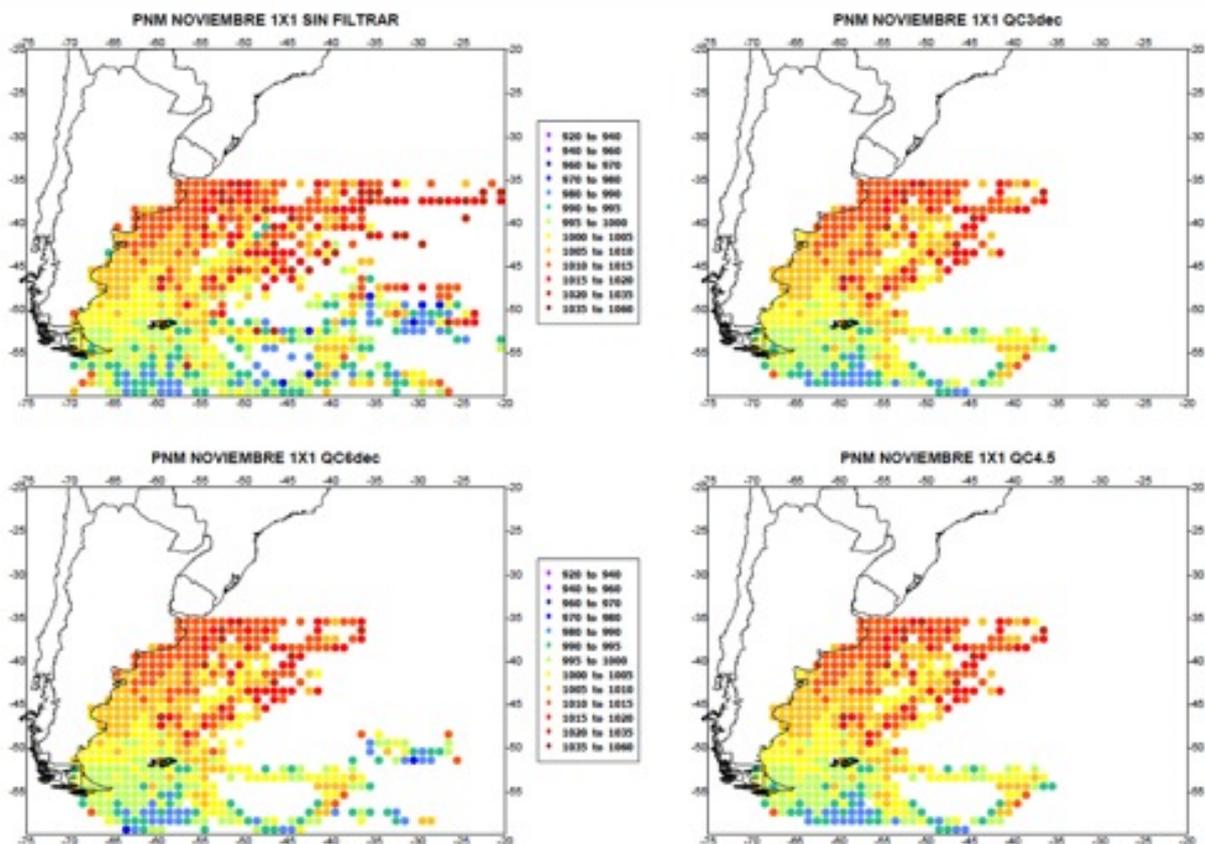


Figura 5: Ídem Figura 3 pero para la PNM.

a un suavizado zonal extra (no mostrado), con lo cual los límites de recorte son relajados aun más que en el caso QC4.5. Si bien este procedimiento conserva un número mayor de observaciones, los valores medios mensuales resultantes especialmente de la PNM y la FF presentan un mayor número de casos en los extremos del rango observado sobre el dominio. Por lo tanto, se descartó usar este criterio como QC estadístico.

4.2. Comparación de los valores medios de la TSM y PNM

El análisis de los resultados de la aplicación del QC estadístico revela que la base de datos del DMSHN es un conjunto de datos consolidado y factible de utilizar como referente climatológico para los estudios en los que se aplique. A modo de ilustración, en esta Sección se comparan los valores medios estacionales

de la TSM y PNM calculados con la base de datos filtrada con el método QC3DEC, con los patrones respectivos del National Center for Environmental Prediction (NCEP). Para los primeros se utilizan mapas de clases, ya que se observó que el análisis de mapas de isolíneas es consistente con los mapas de clases en áreas y/o meses del año con alta densidad de observaciones, pero es dudoso en regiones con muy pocas o nulas observaciones (p.e. principalmente en los meses de invierno y al este de 40° W ó 50° W).

La Figura 7 muestra el valor medio estacional de la TSM, junto con la media estacional obtenida a partir de las medias mensuales del Reanálisis del NCEP, ambas sobre el período 1950–2009 (datos y análisis disponibles en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>). La TSM en verano muestra la intrusión de aguas relativamente frías a lo largo del borde de la plataforma continental argentina (PCA), que corresponde al flujo hacia

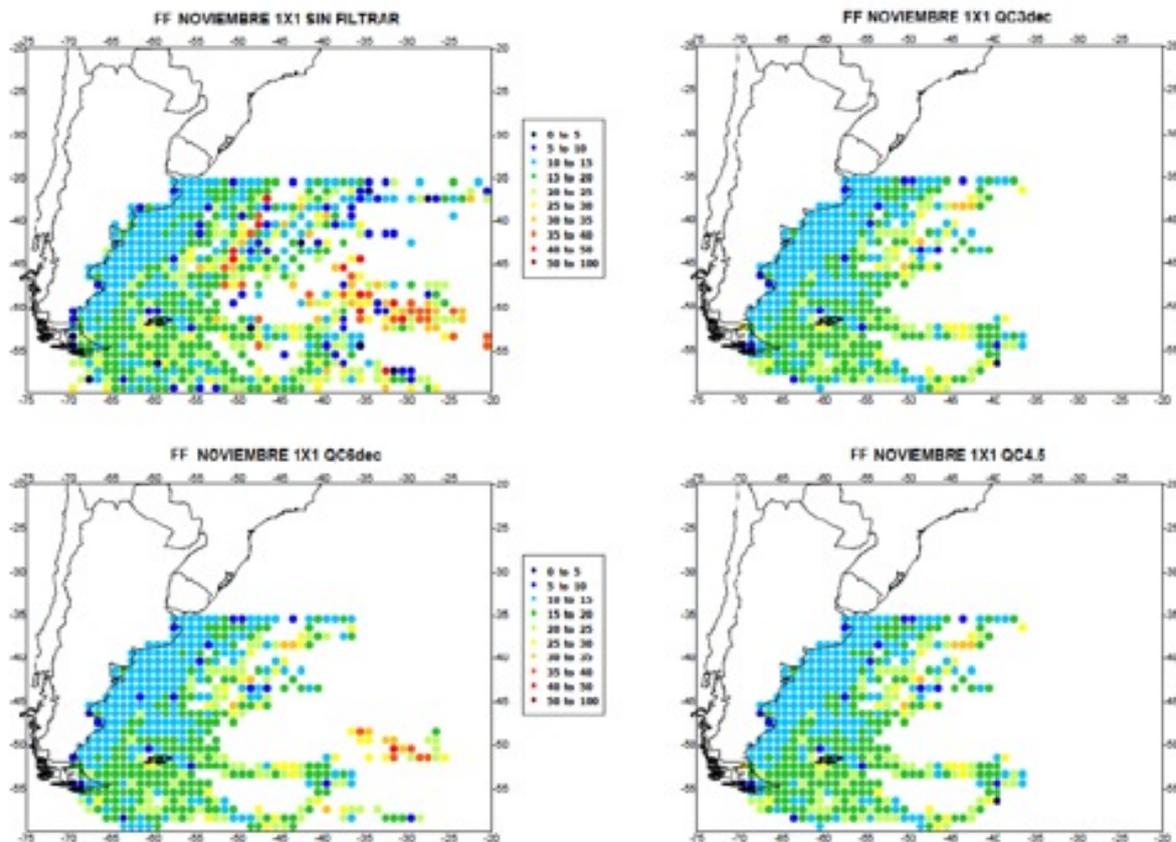


Figura 6: Ídem Figura 3 pero para la FF.

el norte de las aguas frías y subantárticas de la corriente de Malvinas (CM). Una banda de temperaturas entre 12-14°C se deflecta hacia el norte hasta aproximadamente 41° S, 57° W, región donde la CM se encuentra con el flujo hacia el sur de las aguas cálidas y subtropicales de la corriente de Brasil (CB), en la llamada Confluencia Brasil-Malvinas (CBM). Los patrones correspondientes de NCEP muestran una deflexión más suave de las isotermas de 10-14°C hacia el norte, y de 14-16°C hacia el sur asociadas a los flujos de la CM y CB, respectivamente, mientras que sobre el océano abierto las isotermas tienen un marcado carácter zonal. Por otro lado, ambos conjuntos de datos muestran características muy similares en la zona sur del dominio, donde las isotermas, asociadas a la presencia de los frentes Subtropical y Subantártico, presentan una inclinación en la dirección SW-NE.

Por otro lado, el valor medio de la TSM en otoño muestra un patrón similar al del NCEP, reflejado en particular en una mayor intrusión de las aguas de la CM hasta aproximadamente 38-39° S (Figura 8). Además, ambos conjuntos muestran valores máximos (18-20°C) alrededor de 35° S, 50° W. En invierno, la TSM muestra una variación de 2°C a 12°C sobre la PCA y de 0°C a 18°C sobre el océano abierto, y una máxima extensión hacia el norte (aproximadamente 38° S) de las aguas frías y subantárticas de la CM (8-10°C). En este caso el patrón de NCEP muestra valores de TSM más bajos en la PCA sur y el ingreso de las aguas frías de la CM alcanza los 39° S.

En resumen, los patrones estacionales de la TSM en la presente base de datos muestran características muy similares a los obtenidos con los datos del Reanálisis de NCEP. Se observa que las medias estacionales de NCEP muestran

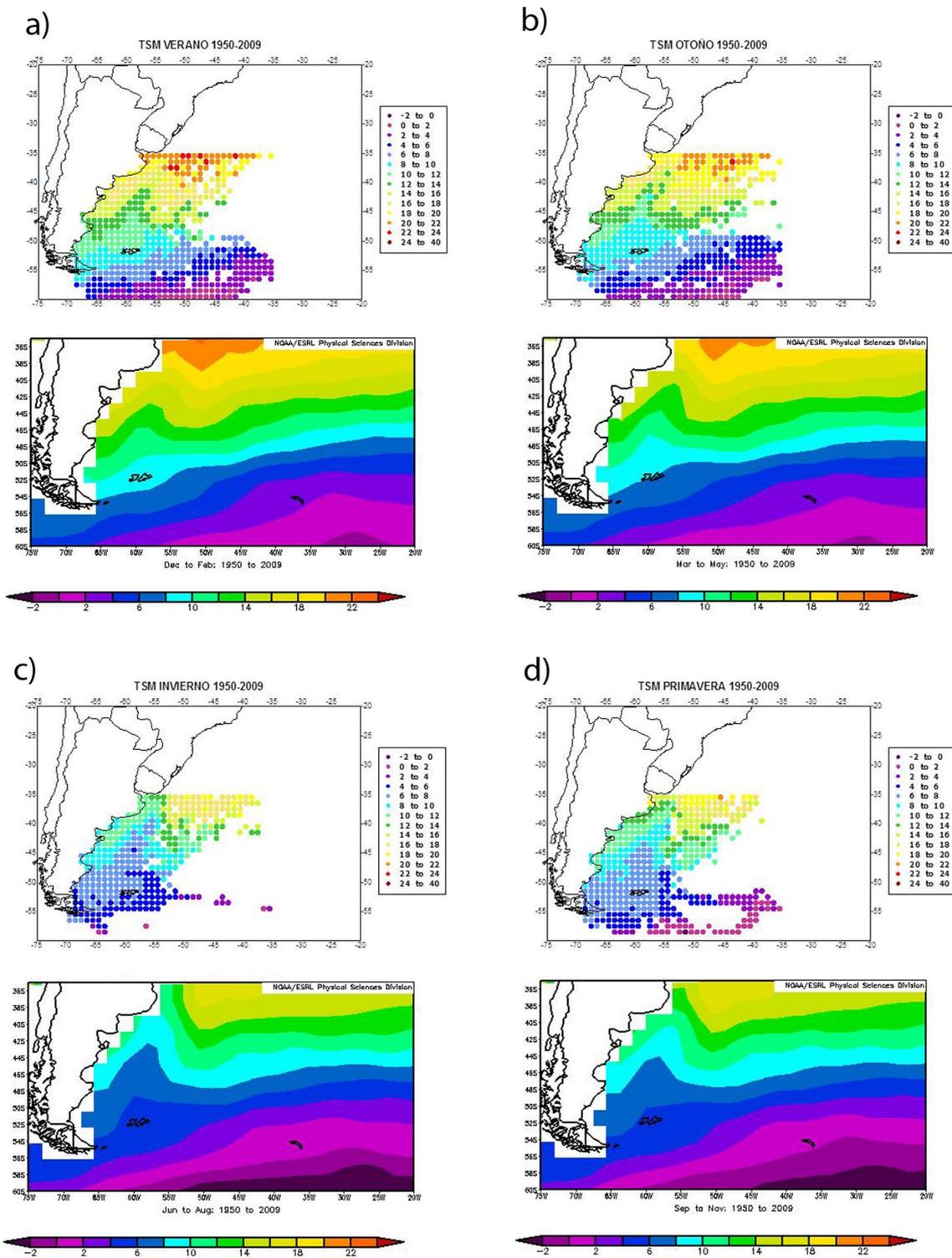


Figura 7: Valor medio de la TSM para (a) verano, (b) otoño, (c) invierno, y (d) primavera, calculado con las observaciones de la base de datos del DMSHN, luego de aplicar el QC estadístico QC3DEC. Debajo de cada gráfico se muestra el patrón correspondiente del Reanálisis de NCEP. Unidades en °C.

una clara deflexión hacia el sur de las isoterma asociadas a la intrusión de la CB, mientras que en los valores medios aquí calculados se observa una clara intrusión de aguas frías de la CM sobre el exterior de la PCA, pero no se registra en todas las estaciones la deflexión de las isoterma asociada a la CB en la zona norte del dominio.

En la Figura 8 se presenta el valor medio estacional de la PNM calculada con la base de datos del DMSHN, junto con el del Reanálisis de NCEP. La PNM en verano muestra una variación promedio de 990 hPa a 1015 hPa de sur a norte, similar al rango de variación mostrado por NCEP. Por otro lado, la presencia de valores máximos de la PNM (1015-1025 hPa) sobre la región noreste del dominio es consistente con la influencia del anticiclón del Atlántico Sur, como también ilustra el patrón de NCEP.

En otoño, el gradiente de la PNM sobre la PCA refleja el comienzo de la fase de intensificación del anticiclón, con la consecuente extensión hacia el sur de la faja de bajas presiones; sobre el océano abierto esta tendencia es menos clara, y en particular allí se observan algunos valores medios de la PNM muy bajos (p.e. entre 972-976 hPa alrededor 56°S, 50°W y 985-992 hPa alrededor de 45°S, 50°W), que pueden responder a la influencia de la escasez de datos. El patrón de la PNM en invierno refleja el máximo en la fase de intensificación del anticiclón, con una predominancia de valores altos de la PNM (entre 1015-1025 hPa) en la zona norte del dominio y hasta 41° S. La PNM en primavera marca la transición hacia la fase débil del anticiclón; en ambos conjuntos se observa la persistencia de valores altos en la región subtropical, con una extensión hacia el norte de las bajas presiones.

En resumen, los valores medios estacionales de la PNM aquí calculados muestran una variabilidad consistente con las tendencias mostradas en las climatologías de NCEP, en particular existe un buen acuerdo en los gradientes de la PNM sobre la PCA entre ambos conjuntos. Cabe destacar que para la base de datos del DMSHN los valores medios de la TSM (y TA, no mostrado) muestran

gradientes espaciales más uniformes que los de la PNM (y FF, no mostrado), es decir, la PNM y el viento presentan variaciones en escalas espaciales pequeñas superpuestas a las tendencias dominantes sobre el dominio.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este trabajo se describe un nuevo método de QC estadístico, como parte integral del QC aplicado a las observaciones meteorológicas superficiales realizadas a bordo de los buques en navegación en el Atlántico Sudoccidental. Esta información está contenida en la base de datos que recopila el DMSHN, y que abarca el período 1950 a la fecha.

El análisis de los valores medios de la TSM, TA, PNM, y FF calculados con los datos originales, y luego de aplicar el QC estadístico, muestra que esta técnica de QC mejora notablemente la representación espacial de los valores medios sobre el dominio, especialmente, para la PNM y FF. Por otra parte, la técnica de QC estadístico induce una pérdida importante de los datos al este de los 45°W. De esta forma, la información resultante proporciona una mayor robustez en los resúmenes mensuales marítimos para los buques que navegan en estas regiones.

Para la definición de los límites de QC estadístico de las observaciones se analizaron diferentes casos. Para ello, se tomaron dos períodos distintos (1950-2009, caso QC6DEC vs. 1981-2009, caso QC3DEC) y se consideraron desviaciones de $\pm 3,5v$ (QC3DEC) y $\pm 4,5v$ (QC4.5) respecto a la mediana. Tanto en el caso QC6DEC como QC4.5 los límites de QC resultan menos restrictivos que en QC3DEC, aunque la diferencia en el porcentaje de datos recortados en todos los casos es pequeña (1%). La sensibilidad de la definición de los valores medios frente a los límites de QC3DEC y QC6DEC está acotada principalmente a las estimaciones en regiones del océano abierto, en el centro y este del dominio, caracterizadas por una muy baja densidad de observaciones en comparación al sector del

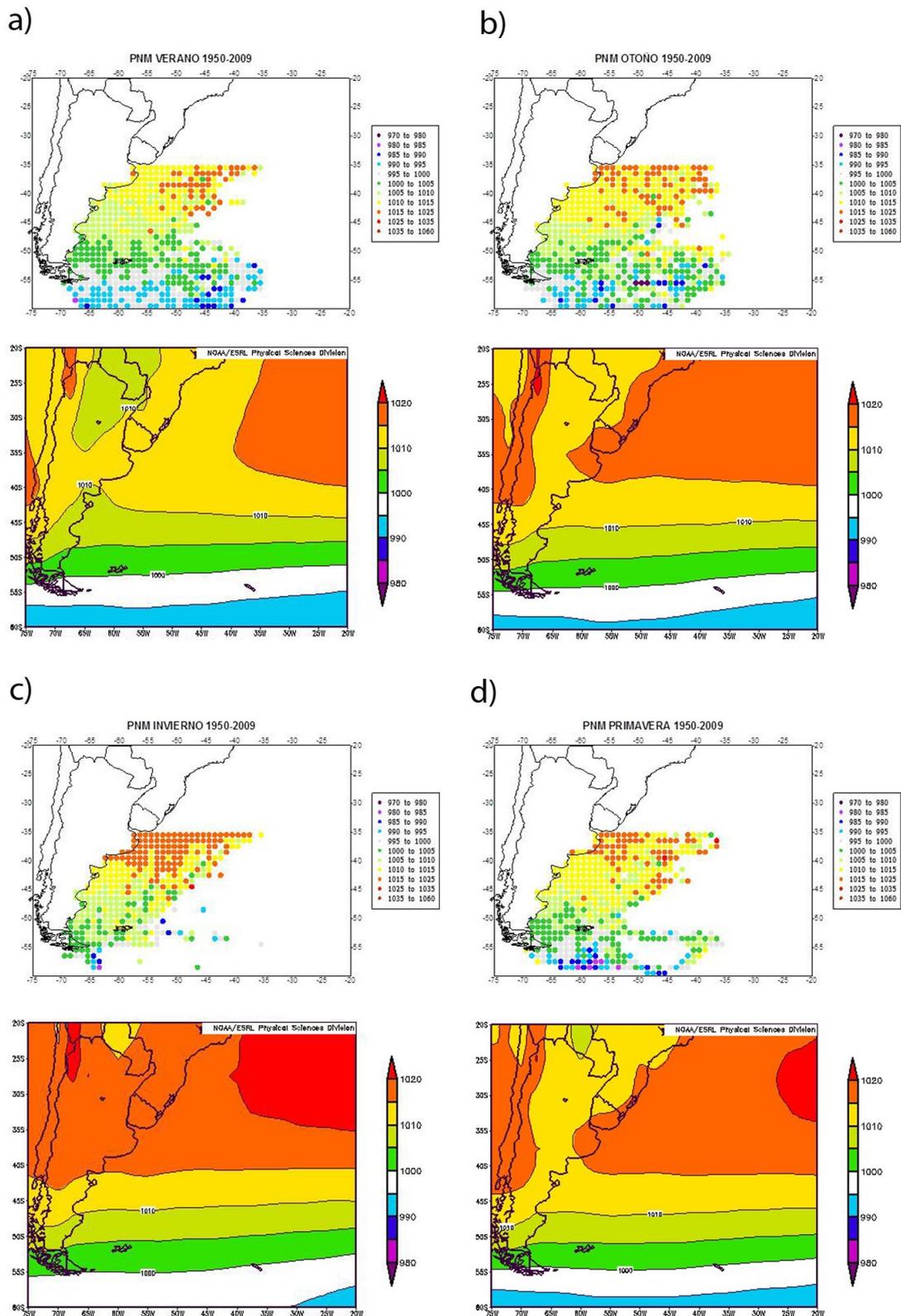


Figura 8: Valor medio de la PNM para (a) verano, (b) otoño, (c) invierno, y (d) primavera, calculado con las observaciones de la base de datos del DMSHN, luego de aplicar el QC estadístico QC3DEC. Debajo de gráfico se muestra el patrón correspondiente del Reanálisis de NCEP. Unidades en hPa.

Atlántico Sudoeste. Por lo tanto, los valores medios tienden a estar mejor representados con la técnica QC3DEC. Por otro lado, el uso de límites estadísticos de QC4.5 no genera diferencias en los patrones de los valores medios en comparación a QC3DEC. En conclusión, para la implementación y actualización del QC estadístico de esta base de datos, se recomienda utilizar las observaciones del período 1981-2009 y usar límites estadísticos de recorte definidos como $\pm 3,5v$ respecto a la mediana. Es de esperar que la futura actualización de la base de datos, incorporando un mayor volumen de información sobre el océano abierto, permitirá realizar nuevos análisis de la definición de los límites de QC estadístico.

Con la incorporación de la técnica de QC estadístico, podemos afirmar que la base de datos resultante es de alta calidad. La misma permitirá llevar a cabo una variedad de estudios climáticos, tales como evaluación de los cambios observados en los eventos extremos en un dominio espacial no explorado aún, como es el Mar Argentino. Además, proveerá información muy sensible para una eventual asimilación de dichos datos en modelos regionales así como para la validación de los mismos. Por último, cabe destacar que aún después de aplicar el nivel estadístico de QC, algunos valores atípicos pueden permanecer en la base de datos, especialmente en zonas del océano abierto con pocas observaciones.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido realizado en el marco del Proyecto PIDDEF 045/10 "Sistema Integrado Meteorológico-Climático de procesamiento con control de calidad de observaciones meteorológicas y de hielos marinos provenientes de buques en navegación y estaciones antárticas - Implementación en el Departamento Meteorología para la visualización en tiempo real de los datos y de los resúmenes climáticos marinos y de bases antárticas" (Palastanga y Nuré, 2013). Programa de Investigación y Desarrollo para la Defensa (PIDDEF), Subsecretaría de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico, Secretaría

de Planeamiento, Ministerio de Defensa.

REFERENCIAS

- IPCC, 1996: Climate Change 1995: The Science of Climate Change. En: Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell, Eds., Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 572 pp.
- KNMI, 1991. Revised Quality Control Procedures of Marine Climatological Data collected from Dutch Voluntary Observing Ships and Bureau Marine Affairs. Ing.Stam, MEMO KD-89-01.
- Mesías, J. M., Bisagni, J. J. y Brunner, A., 2007. A high resolution satellite derived sea surface temperature climatology for the western North Atlantic Ocean. *Cont. Shelf Res.*, 27, 191-207.
- Nuré, E., y Collini E., 2011. Aplicación de la Tecnología SIG para la representación de información climática marina en el Atlántico Sur. *Meteorológica*, Vol. 36, N°1, 49-56.
- Palastanga, V., y Nuré, E., 2013. PROYECTO PIDDEF 0045/10/SHN. Observaciones meteorológicas de buques en navegación. Descripción de la metodología para el control de calidad estadístico y cómputo de valores medios. CEBA-IT 01/13.
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., y Wang, W., 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15, 1609-1625.
- Reynolds, R. W., Zhang, H., Smith, T. M., Gentemann, C. L., y Wentz, F., 2005. Impacts of in situ and additional satellite data on the accuracy of a sea surface temperature analysis for climate. *Int. J. of Climatology*, 25, 857-864.
- Risien, C.M., y Chelton, D.B., 2008. A global climatology of surface wind and wind stress fields from eight years of QuikSCAT scatterometer data. *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 2379-2413.

- Slutz, R.J., Lubker, S.J., Hiscox, J.D., Woodruff, S.D., Jenne, R.L., Joseph, D.H., Steurer, P.M., y Elms, J.D., 1985. Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set Release 1, NOAA Environmental Research Laboratories, Climate Research Program, Boulder, CO, 268 pp.
- WMO, 2004. Minimum quality control standards, MQCS. Version V. Annex 2 to Recommendation 9 (JCOMM-I). Joint WMO/IOC Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology (JCOMM).
- Woodruff, S. D., Worley, S.J., Lubker, S.J., Ji, Z., Freeman, E., Berry, D.I., Brohan, P., Kent, E.C., Reynolds, R.W., Smith, S.R. y Wilkinson, C., 2011. ICOADS Release 2.5: Extensions and Enhancements to the Surface Marine Meteorological Archive. *Int. J. Climatol.*, 31, 951-967.

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

MES	Variable	FF		Variable	TA		Variable	PNM		Variable	TSM	
	ref	QC3DEC	%									
Enero	16279	15427	5.2	15502	14789	4.6	16622	15825	4.8	12769	11771	7.8
Febrero	15112	14303	5.4	14098	13518	4.1	15501	14683	5.3	11648	10938	6.1
Marzo	18956	17828	6.0	17484	16526	5.5	19368	18243	5.8	13718	12580	8.3
Abril	19219	18247	5.1	18094	17197	5.0	19531	18452	5.5	15158	14288	5.7
Mayo	18447	17562	4.8	17375	16451	5.3	18468	17604	4.7	14442	13420	7.1
Junio	16279	15182	6.7	15494	14382	7.2	16184	15085	6.8	12928	11709	9.4
Julio	14630	13999	4.3	13798	13216	4.2	14367	13771	4.1	11364	10631	6.5
Agosto	16303	15416	5.4	15417	14667	4.9	15916	15116	5.0	13031	12060	7.5
Septiembre	16375	15487	5.4	15431	14585	5.5	16115	15223	5.5	12908	11902	7.8
Octubre	16644	15785	5.2	15645	14791	5.5	16582	15693	5.4	12782	12123	5.2
Noviembre	17575	16476	6.3	16935	15975	5.7	17917	16892	5.7	13724	12783	6.9
Diciembre	15835	15035	5.1	15075	14226	5.6	16083	15111	6.0	12092	11260	6.9
Verano	47226	45997	2.6	44675	43069	3.6	48206	47076	2.3	36509	35178	3.6
Otoño	56622	55146	2.6	52953	51403	2.9	57367	56001	2.4	43318	41950	3.2
Invierno	47212	46263	2.0	44709	43405	2.9	46467	45545	2.0	37323	36034	3.5
Primavera	50594	49250	2.7	48011	46523	3.1	50614	49163	2.9	39414	38021	3.5

Tabla A: Número total de observaciones sin filtrar (ref) y filtradas (QC3DEC), y el porcentaje de observaciones filtradas con el método QC3DEC (%), en una retícula de 1°x1°.

MES	Variable	FF		Variable	TA		Variable	PNM		Variable	TSM	
	ref	QC3DEC	%									
Enero	16279	15969	1.9	15502	15243	1.7	16622	16398	1.3	12769	12356	3.2
Febrero	15112	14896	1.4	14098	13888	1.5	15501	15310	1.2	11648	11371	2.4
Marzo	18956	18600	1.9	17484	17140	2.0	19368	19031	1.7	13718	13334	2.8
Abril	19219	19012	1.1	18094	17840	1.4	19531	19247	1.5	15158	14915	1.6
Mayo	18447	18106	1.8	17375	17037	1.9	18468	18146	1.7	14442	14083	2.5
Junio	16279	15905	2.3	15494	14999	3.2	16184	15774	2.5	12928	12291	4.9
Julio	14630	14480	1.0	13798	13591	1.5	14367	14208	1.1	11364	11114	2.2
Agosto	16303	16080	1.4	15417	15137	1.8	15916	15701	1.4	13031	12671	2.8
Septiembre	16375	16125	1.5	15431	15101	2.1	16115	15844	1.7	12908	12570	2.6
Octubre	16644	16379	1.6	15645	15332	2.0	16582	16296	1.7	12782	12570	1.7
Noviembre	17575	17223	2.0	16935	16473	2.7	17917	17537	2.1	13724	13387	2.5
Diciembre	15835	15572	1.7	15075	14810	1.8	16083	15826	1.6	12092	11811	2.3
Verano	47226	46810	0.9	44675	43979	1.6	48206	47814	0.8	36509	35931	1.6
Otoño	56622	56032	1.0	52953	52292	1.2	57367	56930	0.8	43318	42718	1.4
Invierno	47212	46894	0.7	44709	44079	1.4	46467	46221	0.5	37323	36740	1.6
Primavera	50594	50064	1.0	48011	47281	1.5	50614	50056	1.1	39414	38941	1.2

Tabla B: Número total de observaciones sin filtrar (ref) y filtradas (QC3DEC), y el porcentaje de observaciones filtradas con el método QC3DEC (%), en una retícula de 3°x3°.

MES	Variable	FF		Variable	TA		Variable	PNM		Variable	TSM	
	ref	QC3DEC	%									
Enero	16279	16101	1.1	15502	15321	1.2	16622	16448	1.0	12769	12506	2.1
Febrero	15112	14967	1.0	14098	13985	0.8	15501	15364	0.9	11648	11467	1.6
Marzo	18956	18728	1.2	17484	17238	1.4	19368	19227	0.7	13718	13481	1.7
Abril	19219	19012	1.1	18094	17855	1.3	19531	19368	0.8	15158	15012	1.0
Mayo	18447	18242	1.1	17375	16990	2.2	18468	18264	1.1	14442	14027	2.9
Junio	16279	16042	1.5	15494	15078	2.7	16184	15889	1.8	12928	12379	4.2
Julio	14630	14513	0.8	13798	13620	1.3	14367	14253	0.8	11364	11195	1.5
Agosto	16303	16183	0.7	15417	15235	1.2	15916	15813	0.6	13031	12747	2.2
Septiembre	16375	16213	1.0	15431	15104	2.1	16115	15878	1.5	12908	12662	1.9
Octubre	16644	16423	1.3	15645	15382	1.7	16582	16351	1.4	12782	12583	1.6
Noviembre	17575	17293	1.6	16935	16567	2.2	17917	17666	1.4	13724	13502	1.6
Diciembre	15835	15650	1.2	15075	14879	1.3	16083	15890	1.2	12092	11923	1.4
Verano	47226	46841	0.8	44675	44019	1.5	48206	47861	0.7	36509	36023	1.3
Otoño	56622	56231	0.7	52953	52445	1.0	57367	57080	0.5	43318	42817	1.2
Invierno	47212	47028	0.4	44709	44228	1.1	46467	46357	0.2	37323	36855	1.3
Primavera	50594	50278	0.6	48011	47490	1.1	50614	50270	0.7	39414	39013	1.0

Tabla C: Número total de observaciones sin filtrar (ref) y filtradas (QC3DEC), y el porcentaje de observaciones filtradas con el método QC3DEC (%), en una retícula de 5°x5°.

MES	Variable	FF		Variable	TA		Variable	PNM		Variable	TSM	
	ref	%3D	%6D									
Enero	16279	5.2	3.7	15502	4.6	3.4	16622	4.8	3.5	12769	7.8	7.4
Febrero	15112	5.4	4.1	14098	4.1	3.5	15501	5.3	4.2	11648	6.1	5.8
Marzo	18956	6.0	5.1	17484	5.5	4.5	19368	5.8	4.8	13718	8.3	7.3
Abril	19219	5.1	4.2	18094	5.0	4.2	19531	5.5	4.7	15158	5.7	5.5
Mayo	18447	4.8	4.2	17375	5.3	4.5	18468	4.7	4.3	14442	7.1	6.1
Junio	16279	6.7	6.2	15494	7.2	6.5	16184	6.8	6.2	12928	9.4	9.4
Julio	14630	4.3	3.8	13798	4.2	3.8	14367	4.1	3.4	11364	6.5	5.9
Agosto	16303	5.4	3.7	15417	4.9	4.2	15916	5.0	3.9	13031	7.5	7.4
Septiembre	16375	5.4	3.6	15431	5.5	4.2	16115	5.5	4.4	12908	7.8	6.5
Octubre	16644	5.2	4.2	15645	5.5	4.5	16582	5.4	4.4	12782	5.2	4.7
Noviembre	17575	6.3	4.4	16935	5.7	4.6	17917	5.7	4.7	13724	6.9	6.1
Diciembre	15835	5.1	3.9	15075	5.6	4.7	16083	6.0	5.1	12092	6.9	6.3

Tabla D: Número total de observaciones sin filtrar (ref) y porcentaje de observaciones filtradas con los métodos QC3DEC (%3D) y QC6DEC (%6D) en una retícula de 1°x1°.

MES	Variable	FF		Variable	TA		Variable	PNM		Variable	TSM	
	ref	%3DEC	%4.5									
Enero	16279	5.2	4.5	15502	4.6	3.5	16622	4.8	3.9	12769	7.8	6.2
Febrero	15112	5.4	4.5	14098	4.1	3.0	15501	5.3	4.3	11648	6.1	5.0
Marzo	18956	6.0	5.1	17484	5.5	4.2	19368	5.8	4.8	13718	8.3	6.3
Abril	19219	5.1	4.2	18094	5.0	3.8	19531	5.5	4.6	15158	5.7	4.8
Mayo	18447	4.8	4.3	17375	5.3	4.4	18468	4.7	4.1	14442	7.1	5.8
Junio	16279	6.7	6.2	15494	7.2	6.2	16184	6.8	6.2	12928	9.4	8.4
Julio	14630	4.3	3.5	13798	4.2	3.2	14367	4.1	3.4	11364	6.5	5.4
Agosto	16303	5.4	4.7	15417	4.9	3.9	15916	5.0	4.5	13031	7.5	5.9
Septiembre	16375	5.4	4.3	15431	5.5	4.4	16115	5.5	4.2	12908	7.8	6.4
Octubre	16644	5.2	4.3	15645	5.5	4.2	16582	5.4	4.5	12782	5.2	4.1
Noviembre	17575	6.3	5.3	16935	5.7	4.7	17917	5.7	5.1	13724	6.9	5.7
Diciembre	15835	5.1	4.1	15075	5.6	4.2	16083	6.0	4.6	12092	6.9	5.6

Tabla E: Número total de observaciones sin filtrar (ref) y porcentaje de observaciones filtradas con los métodos QC3DEC (%3DEC) y QC4.5 (%4.5) en una retícula de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$.

INICIACIÓN DE UN SISTEMA CONVECTIVO SOBRE LAS SIERRAS DE CÓRDOBA Y SENSIBILIDAD A MODIFICACIONES EN EL PERFIL OROGRÁFICO

Henrique Fuchs Bueno Repinaldo^{1,2}, Matilde Nicolini^{1,2,3}, Yanina García Skabar^{2,4,5}

¹ Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), CONICET-UBA, Buenos Aires, Argentina.

² UMI IFAECI/CNRS, Buenos Aires, Argentina.

³ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

⁴ Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires, Argentina.

⁵ CONICET, Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 30 de diciembre de 2015, en su versión final el 27 de mayo de 2016)

RESUMEN

En la tarde del 29 de octubre del 2013 se desarrolló un sistema convectivo sobre las Sierras de Córdoba que afectó la región con intensas ráfagas de viento, abundante lluvia y caída de granizo. El objetivo de este trabajo es el análisis de la simulación en alta resolución con el modelo WRF de la iniciación de este sistema y la sensibilidad de la misma a las condiciones de borde inferior impuestas por una orografía modificada en distintos experimentos numéricos. En este caso en particular la tormenta se desarrolló en un entorno caracterizado por la presencia de bajas presiones inmediatamente al este de la Cordillera de los Andes, de la corriente en chorro en capas bajas, y por convergencia de humedad sobre Córdoba. La iniciación del sistema en el experimento con orografía real fue favorecida principalmente por la circulación de brisa de montaña que en su fase diurna contribuyó a transportar la humedad hasta la cumbre de las Sierras y a producir la convergencia necesaria para posibilitar los ascensos hasta el nivel de convección libre (NCL). La presencia de ondas de gravedad orográficas y su interacción con ondas generadas por la misma convección, también tienen un importante papel en el desarrollo de la convección profunda. Los experimentos de sensibilidad mostraron que la iniciación orogénica es muy sensible a la cantidad de humedad que llega a la cumbre, a la intensidad de las convergencias producidas por la brisa y al espesor de la capa comprendida entre superficie y el NCL.

Palabras clave: iniciación convectiva orogénica, brisas de montaña, ondas orográficas, WRF.

CONVECTIVE STORM INITIATION OVER THE SIERRAS DE CÓRDOBA AND SENSITIVITY TO CHANGES IN THE OROGRAPHIC PROFILE

ABSTRACT

In this paper we present a high resolution analysis, using the WRF model, of a convective system initiation which has developed over the Sierras de Córdoba on

the afternoon of October 29, 2013. It affected the region with strong wind gusts, heavy rain and hail fall. In this particular case, the storm was developed in an environment characterized by the presence of low pressure near the Cordillera and the low level jet, and moisture convergence over Córdoba. The system initiation was mainly favoured by the presence of mountain breezes, which in its diurnal phase helped to bring moisture up to the top of the Sierras, and to produce the necessary convergence for the updrafts to reach the LFC. The presence of mountain waves and their interaction with waves generated by the convection itself, also have an important role in the development of deep convection. The sensitivity experiments showed that the orogenic initiation is very sensitive to the amount of moisture reaching the top, to the intensity of the convergence produced by the breeze and to the thickness between the ground and the LFC.

Keywords: orogenic convective initiation, mountain breeze, mountain waves, WRF.

1. INTRODUCCIÓN

La identificación de los mecanismos de producción de la convección extrema cerca de las principales cadenas montañosas del mundo es un paso esencial hacia una comprensión general de la precipitación orográfica en una escala global. En especial en el Sudeste de Sudamérica (SESA) la influencia orográfica en el inicio de la convección y el mantenimiento de los sistemas convectivos de mesoescala (SCM) está determinada por la presencia de la Cordillera de los Andes. La mayoría de los sistemas convectivos más intensos que se desplazan sobre la Cuenca del Plata, tienden a dispararse a sotavento de la Cordillera de los Andes, principalmente al pie de la Cordillera o sobre las Sierras de Córdoba (Velasco y Fritsch, 1987; Conforte, 1997; Torres, 2003; Salio y otros, 2007; Romatschke y Houze 2010; Rasmussen y Houze, 2011; Vidal, 2014). Con posterioridad a la iniciación, la convección frecuentemente evoluciona en SCMs que se propagan hacia el este, similares a los observados en las grandes planicies de los EE.UU., y pueden producir tornados, actividad eléctrica, granizo dañino e inundaciones (Altinger de Schwarzkopf y otros, 1982; Velasco y Fritsch, 1987; Nicolini y Torres Brizuela, 1998; Silva Dias, 1999; Matsudo y Salio, 2011; Mezher y otros, 2012; Cecil y Blankenship 2012; Rasmussen y otros, 2014).

Diversas investigaciones han identificado que la

corriente en chorro en capas bajas de Sudamérica (SALLJ, Nicolini y otros, 2006) tiene un importante rol en la convección nocturna sobre el centro y el norte de Argentina (Nicolini y Saulo, 2006; Salio y Nicolini, 2006; Salio y otros, 2007; Borque y otros, 2010). La región de Córdoba, en particular, se encuentra directamente en la trayectoria del SALLJ, que provee el aporte de aire cálido y húmedo hacia el sur a lo largo del borde de los Andes, y además está también favorecida por un ciclo diario del viento en capas bajas, que produce convergencia sobre la cumbre durante la tarde y en el pie de las sierras durante la noche (Nicolini y García Skabar, 2011; Repinaldo y otros, 2015). Vidal (2014) encontró, mediante la composición de numerosos casos, que el entorno previo a los sistemas que se inician alrededor de las 1800 UTC en esta región, está condicionado por: inestabilidad importante con un CAPE superior a 700 J kg^{-1} ; la presencia de un frente frío ingresando sobre el sur de las Sierras de Córdoba; una vaguada de onda larga en niveles medios y altos, asociada a la zona baroclínica en superficie; una intensa corriente en chorro en niveles altos; circulaciones locales; intenso SALLJ con importante advección de aire muy húmedo y caliente; oscilación inercial con el viento ageostrófico paralelo a las Sierras. Estos antecedentes evidencian que las Sierras de Córdoba representan una región favorable para el desarrollo de la convección húmeda profunda, sin embargo, los mecanismos en la mesoescala que favorecen y/o disparan las tormentas convectivas

en esta región han sido muy poco estudiados y en particular aquellos asociados a la orografía.

Entre los mecanismos orográficos de disparo o de control de la convección profunda se encuentran el ascenso forzado en la pendiente a barlovento, el bloqueo del flujo, la formación de áreas de convergencia en el flujo orográficamente modificado, el calentamiento diferencial y las ondas de montaña. Respecto a este último proceso, Booker (1963) encontró que la actividad de ondas de montaña puede disparar ecos de tormenta inmediatamente a sotavento de una barrera montañosa en la fase de descenso de la onda. Estas ondas pueden también estar presentes por encima de la convección (Sinha, 1966; Worthington, 2006). De la Torre y otros (2011) estudiaron eventos de tormentas graniceras severas que se inician en la zona de San Rafael en presencia de ondas de montaña a sotavento de la Cordillera de los Andes. Dado que estos autores se refieren a un proceso local cabe preguntarse si dichas ondas pueden producir algún efecto a distancias más alejadas de las altas cumbres como es el caso de las Sierras de Córdoba. En particular, si los ascensos en las ondas de gravedad asociadas a la orografía o a la convección misma tiene algún rol en la iniciación de la convección profunda o bien puede afectarla en su desarrollo.

Para avanzar en la comprensión de los procesos que favorecen la iniciación de las tormentas convectivas asociadas a la orografía, en este trabajo se simula en alta resolución un intenso sistema convectivo que se desarrolló el día 29 de octubre del 2013 sobre las Sierras de Córdoba y afectó la región con intensas ráfagas de viento, abundante lluvia y caída de granizo. Según reportes del periódico local "La Mañana" de la ciudad de Córdoba (disponible en: http://www.lmcordoba.com.ar/nota/145663_fuerte-tormenta-de-granizo-causo-varios-inconvenientes-en-la-ciudad) el granizo produjo roturas de vidrios en casas y automóviles y graves daños a tejados, árboles y plantas.

El objetivo de este trabajo es poder identificar a partir de la simulación en alta resolución cuáles son los factores en la mesoescala que contribuyeron a la iniciación convectiva sobre las Sierras de Córdoba, y la sensibilidad de estos factores a la modificación del perfil orográfico.

El presente trabajo está organizado de la siguiente manera: en la sección 2 se realiza una descripción de la metodología con énfasis en la configuración del modelo. En la sección 3 se presenta una breve descripción sinóptica del caso estudiado seguido de un análisis de los factores dominantes en la mesoescala que fuerzan el sistema en el experimento control y en los diferentes experimentos de sensibilidad. Finalmente en la sección 4 las principales conclusiones son presentadas.

2. METODOLOGÍA

En este trabajo se utilizó el modelo de mesoescala WRF-ARW en la versión 3.3.1 (Skamarock y otros, 2008), que ha sido utilizado en simulaciones en alta resolución de tormentas convectivas en investigaciones realizadas en la región SESA (Dillon y otros, 2013, Matsudo y otros, 2015). Las simulaciones fueron inicializadas a las 0000 UTC del día 29 de octubre de 2013 con una duración de 24 horas. Las condiciones iniciales y de bordes están dadas por los análisis del modelo operativo Global Forecast System (GFS), con una resolución horizontal de los datos de 0.5° , disponibles cada 6 horas. Se utilizaron 42 niveles en la vertical de los cuales 10 están por debajo de los 1000 m a fin de lograr una mejor representación de la capa límite, y el borde superior está situado a 20 km de altura. Las simulaciones fueron realizadas utilizando 2 dominios anidados interactivos (figura 1) con resolución de 8 y 2 km, respectivamente. Si bien Weisman y otros (1997) encuentran que una resolución horizontal de 4 km en una simulación de una línea de inestabilidad en latitudes medias es suficiente para reproducir tanto la estructura como la evolución del sistema, Bryan y otros (2003) en su análisis de la resolución horizontal apropiada

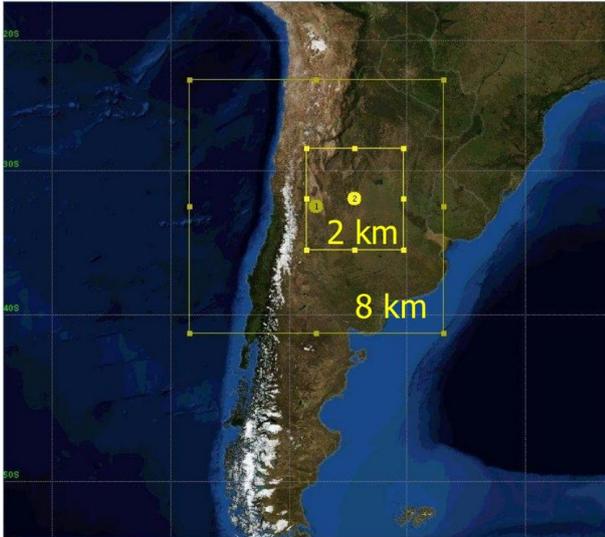


Figura 1: Configuración del modelo: Dominio del modelo con resolución de 8 km (1) y 2 km (2).

para la simulación de la convección profunda, encuentran diferencias hasta una resolución de 125 m. Debido a restricciones computacionales no ha sido posible llegar a una resolución mayor a 2 km.

En ambos dominios los procesos de convección fueron resueltos de forma explícita. Existe un consenso en la necesidad de parametrizar la convección en las escalas intermedias (del orden de 12 km), y de la mejor representación que se obtiene al resolver la convección explícitamente en menores escalas (inferiores a 4 km). Sin embargo, no existe un límite definido en la resolución horizontal a partir de la cual resulte necesaria o no la inclusión de parametrizaciones de la convección (Molinari y Dudek, 1992; Warner y Hsu, 2000). Por ese motivo, se realizó un experimento en la simulación control, activando la parametrización de la convección en el dominio de 8 km utilizando el esquema de Kain-Fritsch (Kain, 2004). Dillon y otros (2015) obtuvieron una mejor representación de otro sistema convectivo al utilizar esta parametrización en la misma región. El resultado del experimento realizado en el presente trabajo, mostró que el tiempo de la iniciación de la convección no se modificó significativamente.

Parametrizaciones	Esquemas
Microfísica	Milbrandt 2-mom
Capa Límite	Mellor-Yamada-Janjic
Suelo	NOAH
Onda Larga	RRTM
Onda Corta	Dudhia
Capa de Superficie	ETA similarity
Convección	Explicito

Tabla I: Parametrizaciones físicas utilizadas en las simulaciones.

Por otro lado no se observaron mejoras en la representación de la intensidad del sistema convectivo estudiado.

Con la finalidad de tener una microfísica robusta que incluyera el granizo, se utilizó en este experimento el esquema de dos momentos y 7 especies de hidrometeoros (Milbrandt y Yau, 2005). En cuanto al control de la generación de ondas de gravedad espurias en el borde superior, se utilizó una capa de amortiguación implícita de ondas de gravedad en los 5 km superiores del dominio del modelo (Klemp et al., 2008). Estas condiciones de borde superior permiten explorar el posible efecto de las ondas de gravedad en la iniciación de la convección. Las demás parametrizaciones físicas utilizadas en los experimentos están descritas en la tabla I.

Las modificaciones a la orografía real (corrida de control) en los experimentos de sensibilidad del modelo se realizaron para alturas mayores a 500 m, utilizando un factor de reducción o de amplificación f según lo especificado en la Tabla II. En la figura 2 se muestra para una latitud determinada a modo de ejemplo cómo se modifica el perfil de la orografía.

Experimento	Área modificada	
E1	-	Corrida control – orografía real
E2		Reducción (f=0.9)
E3		Reducción (f=0.7)
E4	Sierras de Córdoba y San Luis	Reducción (f=0.6)
E5		Reducción (f=0.5)
E6		Amplificación (f=1.2)
E7	Cordillera	Reducción (f=0.8)

Tabla II: Modificaciones en la orografía para los experimentos de sensibilidad.

En este trabajo se estudia la convección que evoluciona a una nube convectiva profunda precipitante. Se conviene en definir en la simulación la iniciación de la convección al tiempo en el cual la nube convectiva finaliza la etapa de pulsos de crecimiento y debilitamiento, se inicia la fase hielo y la convección persiste en su etapa de profundización. La etapa de madurez se define como el momento en el que el sistema convectivo alcanza la menor temperatura de brillo. Por último, el inicio de la etapa de disipación se hace coincidir con el decaimiento del área del sistema y el aumento de la temperatura de brillo. Este criterio ha sido utilizado en todos los experimentos numéricos.

3. CASO DE ESTUDIO - 29 DE OCTUBRE DE 2013

Durante el día del evento, la situación sinóptica estuvo dominada en capas bajas por la presencia de la Baja del Noroeste Argentino (BNOA; Seluchi y otros, 2003), y por la presencia de la corriente en chorro en capas bajas con intenso flujo del sector N-NE que se extiende sobre Paraguay y el centro/norte de Argentina, acompañado por la convergencia de humedad especialmente en la provincia de Córdoba. Características semejantes fueron encontradas por Vidal (2014) como pre-condicionantes para el

desarrollo de convección húmeda en la región de las Sierras de Córdoba, sin embargo la presencia de un frente frío en superficie, cercano a la región de iniciación del sistema, no es observado en este caso.

En niveles medios, las provincias de Córdoba y San Luis están bajo la influencia de un eje de cuña y el efecto de una leve advección cálida y de advección diferencial de vorticidad ciclónica, favoreciendo a los ascensos de escala sinóptica. La posición de la corriente en chorro de niveles altos, situada al norte de las provincias de Córdoba y San Luis no estaría favoreciendo a la convección en las horas de la tarde dado que estas localidades no se ubican en los cuadrantes caracterizados por divergencia en niveles altos (no mostrado).

Las primeras señales del sistema convectivo estudiado, son observadas en las imágenes satelitales (figura 3) a las 1740 UTC (hora local UTC-3), mediante la presencia de una línea en la nubosidad con temperaturas por encima del umbral de -32°C , sobre los topes de las Sierras de Córdoba. Según los datos del sistema FORTRACC (Vila y otros, 2008) el sistema se desplazó hacia el noreste alcanzando el umbral de -52°C a las 1930 UTC y alrededor de las 2140 UTC el sistema alcanzó su máxima

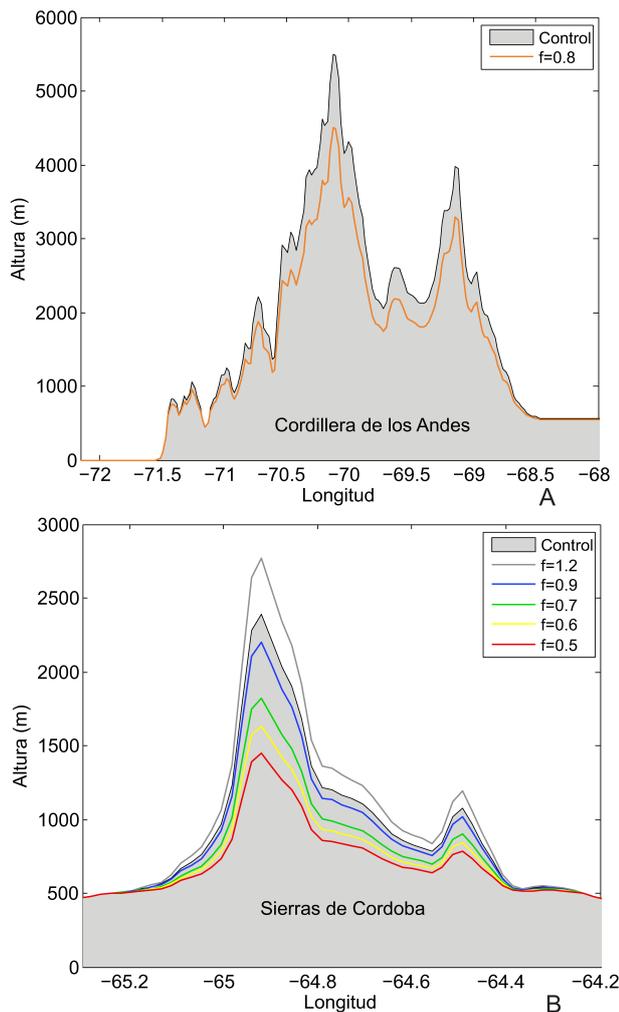


Figura 2: Modificaciones realizadas en el perfil orográfico de la Cordillera de los Andes (A) y las Sierras de Córdoba (B) para los experimentos de sensibilidad descritos en la tabla I. Se muestra a modo de ejemplo el perfil en 32°S.

extensión horizontal y temperatura de brillo más fría, indicando la fase madura del sistema. Al mismo tiempo, otro sistema convectivo de menor intensidad, iniciado al sur de las Sierras, sobre la provincia de San Luis, avanza hacia el este. Después de la fase madura, el sistema convectivo entró en la fase de disipación que persiste hasta las 0030 UTC del día 30 de Octubre, tiempo en el que el sistema alcanzó temperaturas más cálidas que -52°C . La duración total del sistema convectivo de acuerdo con el programa FORTRACC fue de 5 horas (entre las

1930 UTC del día 29 y las 0030 UTC del día 30) y alcanzó un área de 24000 Km^2 .

3.1. Simulación control

Además del aporte de la escala sinóptica previamente señalado, interesa identificar mediante simulaciones con el modelo de mesoescala WRF mecanismos en la mesoescala que favorezcan la iniciación de la convección. Todos los resultados del modelo mostrados y analizados en la sección 3 con excepción de la figura 10 (dominio de 8 Km de resolución) provienen de las simulaciones de 2 km de resolución horizontal.

Las figuras 3 y 4 muestran respectivamente la evolución de la temperatura de brillo de los sistemas observados y simulados en la corrida control. En las Sierras de Córdoba se disparan dos celdas tanto en el modelo como en las observaciones, pero el modelo tiene dificultad de reproducir la evolución de la celda ubicada más al norte. Ya en las Sierras de San Luis las observaciones muestran una débil convección que no alcanza -32°C sobre la cumbre, mientras que en la simulación en el mismo lugar se dispara un sistema más intenso que alcanza la temperatura de brillo de -60°C . En estas regiones las condiciones de inestabilidad y los ascensos de mesoescala son igualmente favorables a las encontradas en la región de génesis del sistema principal. Debido a que estas celdas no son las dominantes en las observaciones no las analizaremos en esta investigación.

Al sur de la provincia de Córdoba desde las 1744 UTC se observa en las imágenes satelitales (figura 3) otro sistema nuboso que se desplaza hacia el este. Este sistema aparentemente no tiene origen orogénica, ya que está en una región que está a una altura de no más que 100 m. Dado que la simulación no lo reprodujo no se ha analizado su evolución.

Comparando las temperaturas de brillo del sistema dominante en las observaciones en las figuras 3 y 4 es posible observar que el sistema

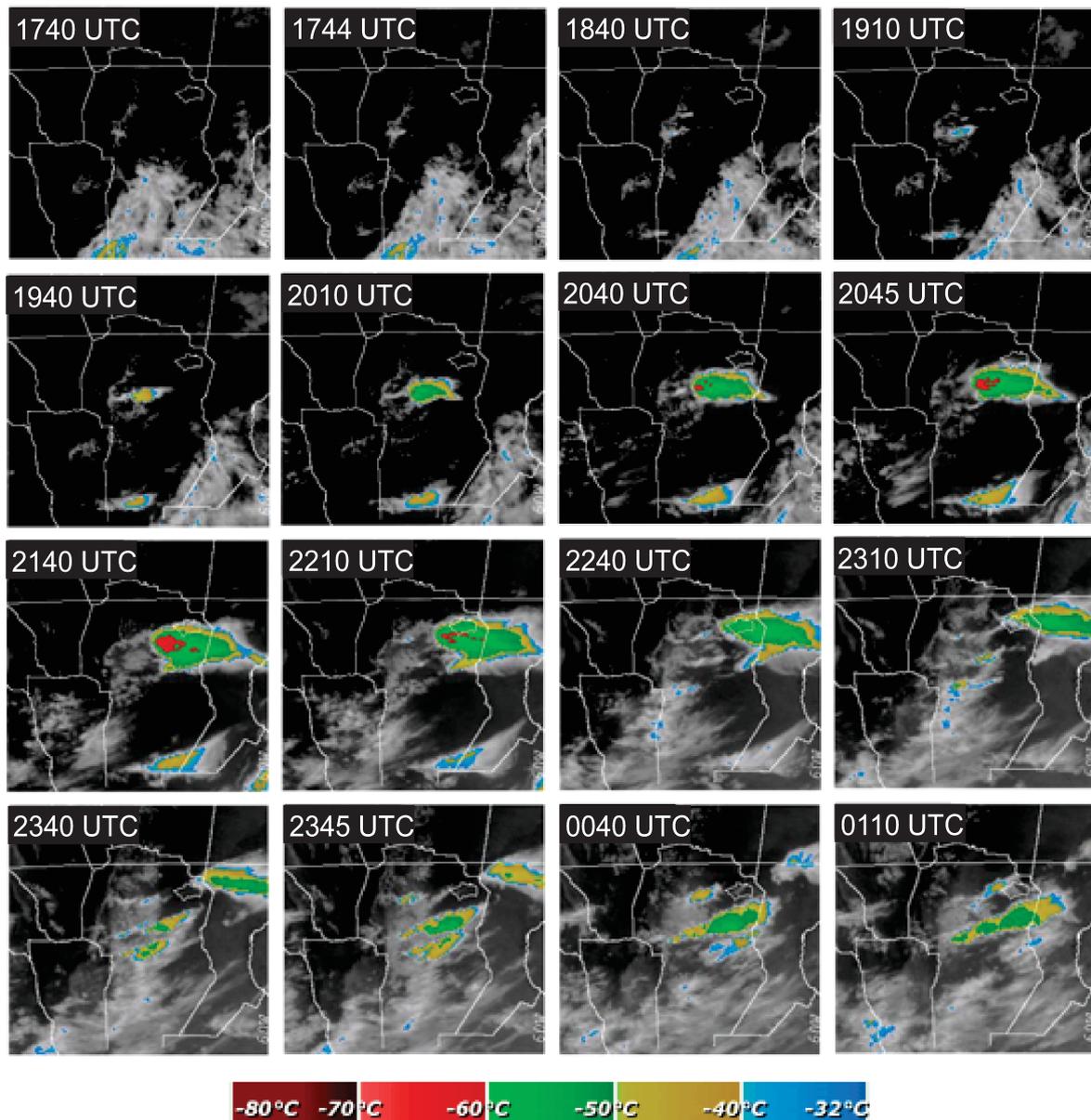


Figura 3: Secuencia de Imágenes satelitales Goes-13 (canal infrarrojo) de temperatura de toques nubosos ($^{\circ}\text{C}$) del evento observado en el día 29 de octubre de 2013. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

convectivo simulado exhibe una estructura horizontal muy similar a la observada, del mismo modo que el valor de la temperatura de brillo simulada en la fase más intensa del sistema (figura 4). El sistema simulado también sigue una trayectoria semejante a la observada, propagándose hacia el noreste (figura 5).

Con respecto al ciclo de vida, una vez iniciado el sistema alcanza la temperatura de brillo de -32°C en la simulación a las 1830 UTC (figura 6), mientras que en las observaciones este estadio es alcanzado aproximadamente a las 1910 UTC (figura 3). Al alcanzar este umbral el sistema simulado evoluciona más rápido, mostrando la máxima intensidad (menor temperatura de

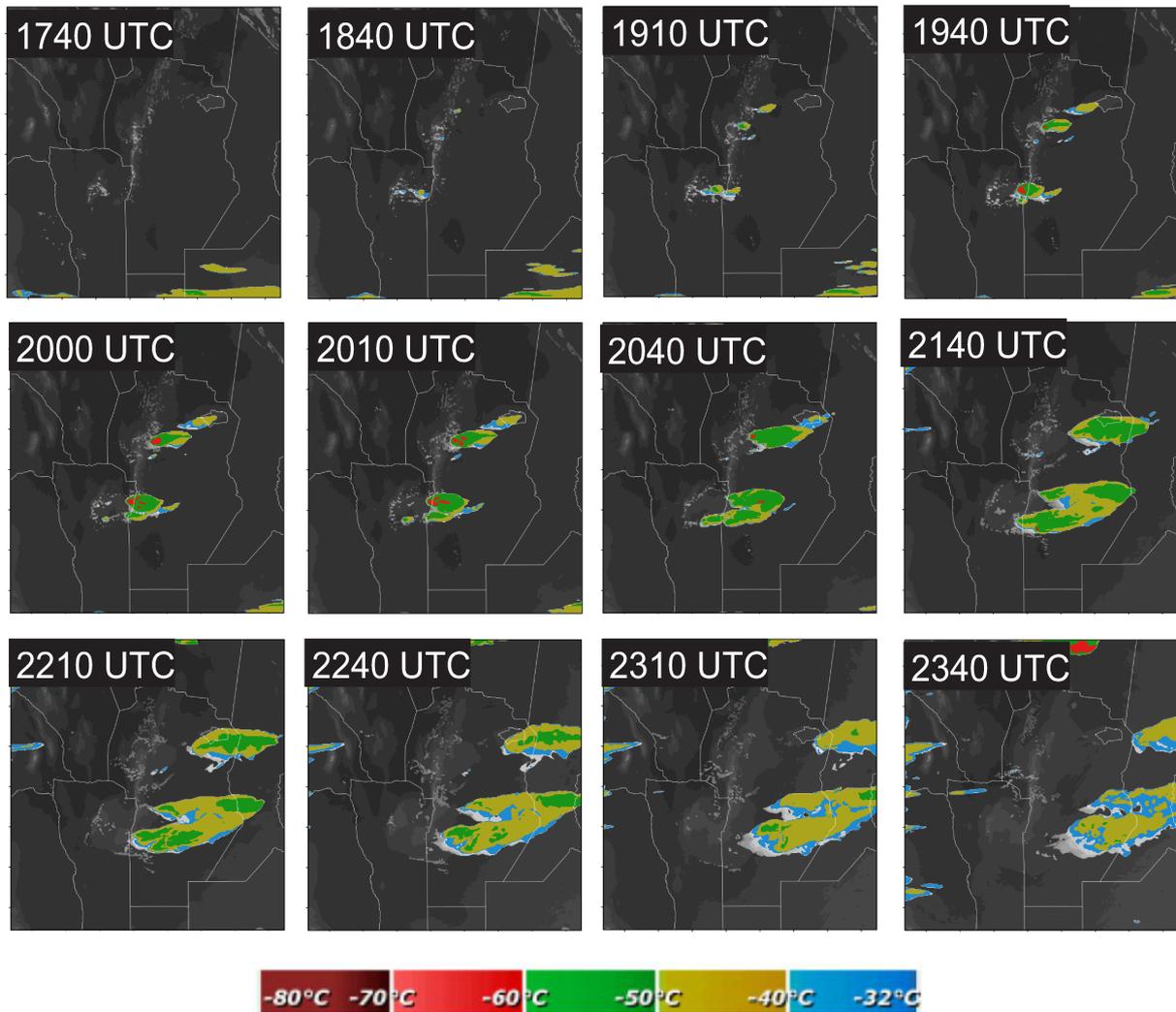


Figura 4: Campo de temperatura de brillo ($^{\circ}\text{C}$) simulada por el modelo con 2 km de resolución horizontal.

brillo) en los siguientes 90 minutos, mientras que en el caso observado este intervalo dura aproximadamente 150 minutos (figura 6).

Analizando las salidas del modelo (figura 7) y teniendo en cuenta que la iniciación del sistema convectivo, según los criterios de este trabajo, tuvo lugar a las 1730 UTC (tabla III), durante las horas previas a la génesis del sistema convectivo (1300 UTC) el flujo del NE en superficie al norte de las Sierras de Córdoba, advecta aire más inestable hacia el “gap” localizado entre la Cordillera y las Sierras.

A las 1500 UTC es posible observar sobre las pendientes este y oeste de las Sierras los vientos anabáticos, característicos de la fase diurna de las brisas de montaña en esta región (Repinaldo y otros, 2015), con el eje de convergencia alrededor de los 65°W . Como las Sierras son tridimensionales la existencia de una pendiente orientada en el sentido meridional también induce un sistema de brisas en esta dirección. Las circulaciones térmicamente inducidas también son observadas en la figura 8a a las 1630 UTC en los vientos anómalos respecto a la media diaria. Estas circulaciones producen sobre las Sierras de Córdoba una línea de convergencia anómala que es la principal responsable de la producción de

Corrida	Área modificada	F	Iniciación	Temp. de brillo	
				-32°C	-60°C
E1	-	1	1730	1850	1930
E2	Córdoba, SL	0.9	1710	1800	1850
E3	Córdoba, SL	0.7	1620	1740	-
E4	Córdoba, SL	0.6	1640	1730	-
E5	Córdoba, SL	0.5	*	*	*
E6	Córdoba, SL	1.2	1750	-	-
E7	Cordillera	0.8	1710	1740	1830

Tabla III: Tiempo en la simulación en que los sistemas alcanzan los umbrales de temperatura de brillo de -32°C y -60°C. (*) Indica que no hubo sistema convectivo, (-) indica que el sistema no alcanzó este umbral.

convergencia total (figura 8c) y en consecuencia de los ascensos en las horas previas a la iniciación de la convección. La componente media en este caso es divergente sobre las Sierras de Córdoba y por lo tanto no favorece la convección (figura 8b). El flujo de NE corriente arriba de las Sierras, al encontrar la pendiente es desviado a una posición más meridional (figuras 7 y 8c), lo que favorece la entrada de aire más inestable desde latitudes más bajas, hacia la región de génesis del sistema convectivo. Esto puede ser observado claramente a las 1700 UTC, donde se incrementan los valores del CAPE de la parcela de superficie que alcanzan entre 1200 y 1500 J Kg⁻¹ en el área donde se dispara la convección.

El corte vertical en 65°W (figura 9), corrobora la presencia del flujo del N alcanzando el tope de las Sierras de Córdoba y facilitando la llegada de aire más húmedo. Al mismo tiempo, las líneas de convergencia asociadas al encuentro de los vientos anabáticos de ambas pendientes (figuras 9a y 9b), posibilitan que el aire húmedo alcance el nivel de condensación por ascenso (NCA) y también el nivel de convección libre (NCL). La baja altura del NCA y del NCL es uno de los

factores que favorece que la convección se inicie sobre las cumbres de las Sierras. Como podemos ver en ambos cortes a las 1700 UTC, en las regiones donde se inician los sistemas convectivos en el sector norte de las Sierras, el NCL está por debajo de los 1000 m sobre el nivel del terreno, favorecido por el forzante orográfico. Además las alturas del NCL y el NCA coinciden, anulando una inhibición convectiva (CIN). El espesor entre superficie y el NCL es coincidente con el espesor de la capa convectiva representada en el campo de temperatura potencial en las figuras 9c y 9d.

La presencia de ondas originadas por la Cordillera de los Andes, a sotavento de la misma también tiene un rol en la iniciación de la convección profunda. En las horas de la mañana del día 29 (figura 10a), cuando todavía está establecida la brisa nocturna sobre las Sierras, se observa un tren de ondas estacionarias por encima de los 5 km de altura que se extiende desde la Cordillera alcanzando la longitud de las Sierras de Córdoba. Las ascendentes en las ondas de montaña de niveles medios y altos tienen una intensidad mayor que la asociada a las ondas sinópticas presentes (evidente al este

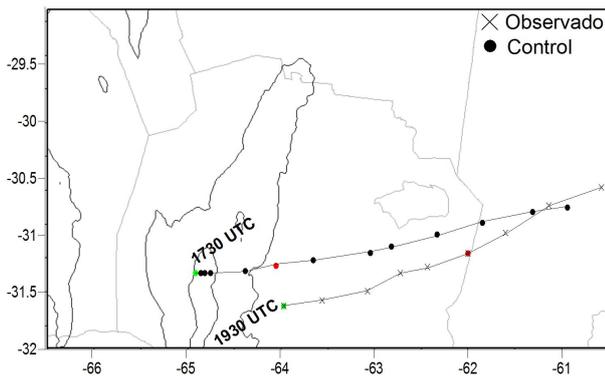


Figura 5: Trayectorias observadas (FORTRACC) y simuladas del sistema convectivo cada 30 minutos. Los puntos verdes corresponden a la hora de la iniciación de sistema y los puntos rojos indican la hora de máxima intensidad del sistema. Los puntos negros en la trayectoria simulada indican la posición de la centroide del contorno de $T_b = -32^\circ\text{C}$. El FORTRACC identifica la iniciación del sistema a partir de la temperatura de brillo inferior a -52°C . Los contornos negros indican la topografía de 500 y 1500 m.

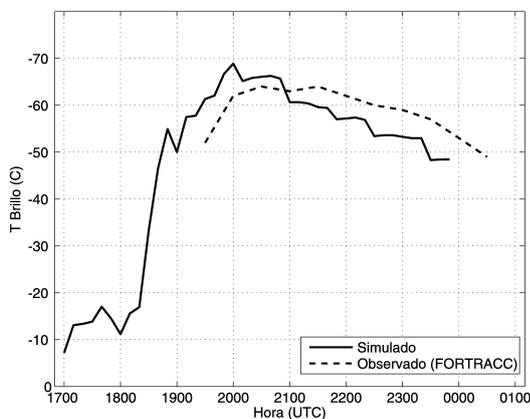


Figura 6: Evolución temporal de la temperatura de brillo observada (FORTRACC) y simulada por el modelo correspondiente al sistema convectivo de la figura 5.

de las Sierras en la figura 10a). Las imágenes satelitales (GOES) de vapor de agua del periodo

estudiado no muestran evidencias de nubosidad asociadas a ondas orográficas en la región de las Sierras de Córdoba. Esta ausencia de señal de presencia de ondas es coherente con los bajos valores de humedad relativa (inferiores a 50 %) encontrados en los niveles en los cuales las ondas son simuladas.

A medida que se establece la brisa diurna los ascensos sobre las Sierras permiten disparar la convección, que se manifiesta en la deformación del campo de humedad relativa, o sea, un incremento de los valores hasta los 5 km en la longitud 64.9°W (figura 10b). Sin embargo, esta convección se mantiene poco profunda (hasta los 4 km). Se observa una intensificación de las ondas al iniciarse la convección y una extensión a menores alturas. Una hipótesis es que la convección aun en su fase inicial genera ondas de gravedad que intensifican tanto la fase ascendente como la descendente de la onda orográfica. La fase de descensos de dichas ondas impide en esta etapa la penetración de la convección. A medida que los ascensos asociados a la brisa se intensifican y logran alcanzar la fase de ascensos de la onda orográfica, la convección profunda se libera y el sistema convectivo alcanza a superar los 4 km como muestra la figura 10c correspondiente a las 1800 UTC. Todo el proceso desde el inicio de la convección “chata” hasta alcanzar la convección profunda no es rápido y en la simulación lleva aproximadamente 120 minutos. El efecto de la interacción de ondas orográficas con las disparadas por la convección y que se manifiesta en la gradual penetración de la convección principal reproduce un mecanismo similar al descrito por Scorer y Ludlam (1953). Estos autores visualizan la historia inicial de una nube convectiva como un tren de térmicas (o burbujas discretas de aire boyante) elevándose sucesivamente a través de un mismo canal, cada una alcanzando una mayor altura que la precedente antes de ser erosionada por su mezcla turbulenta con el entorno o por un mecanismo que inhibe su posterior ascenso. Cada burbuja erosionada resulta en un calentamiento y humedecimiento del volumen ocupado. Eventualmente la agregación de

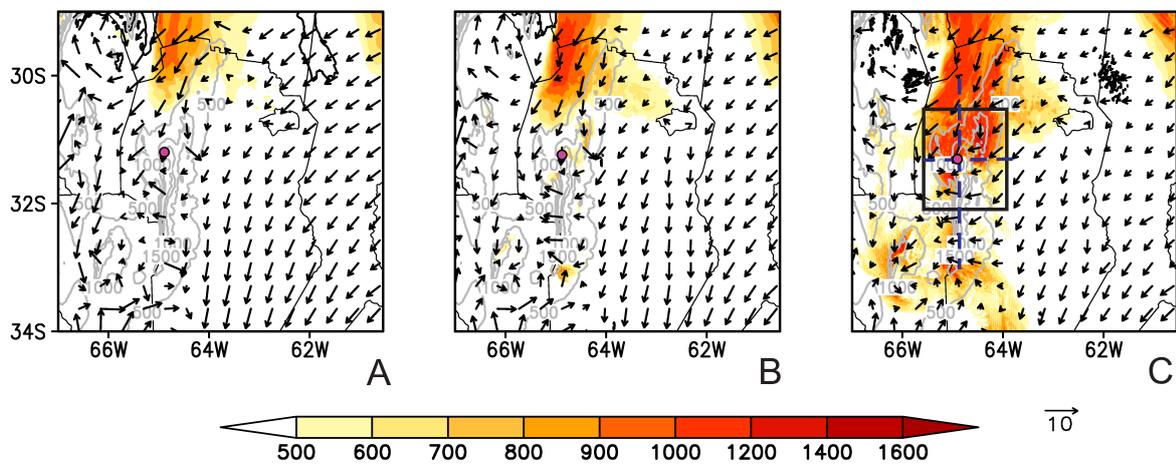


Figura 7: Simulación en el dominio de 2 km de resolución. Campos correspondientes al día 29 de Octubre de 2013 a las 1300 (A), 1500 (B) y 1700 UTC (C). Topografía (m, contornos grises), CIN ($J Kg^{-1}$, contornos negros de $250 J Kg^{-1}$), CAPE ($J Kg^{-1}$, sombreado) y viento (ms^{-1} , vectores) a 10 m sobre el terreno. El punto magenta indica la posición aproximada de la iniciación del sistema, el cuadrado indica la región graficada en la figura 8 y las líneas discontinuas en azul representan la ubicación de los cortes verticales representados en la figura 9.

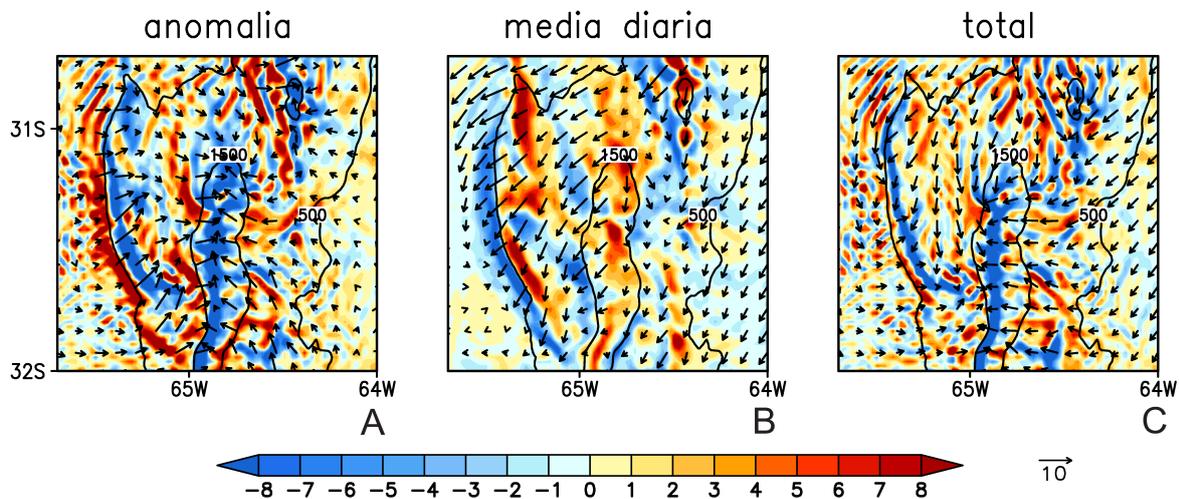


Figura 8: Simulación en el dominio de 2 km de resolución. Campos de divergencia (sombreado, $\times 10^{-4} s^{-1}$) y viento horizontal (vectores) en el primer nivel del modelo ($\sigma=1.0$) correspondientes a las 1630 UTC del día 29 de octubre de 2013: (A) anomalía respecto a la media diaria, (B) media diaria y (C) total (media + anomalía). Topografía (500 m, 1500 m; contornos en negro).

térmicas ascendentes puede vencer el efecto estabilizador de la turbulencia o del mecanismo que frena el ascenso representado en este caso

por la fase descendente de la onda.

3.2. Sensibilidad a las modificaciones en

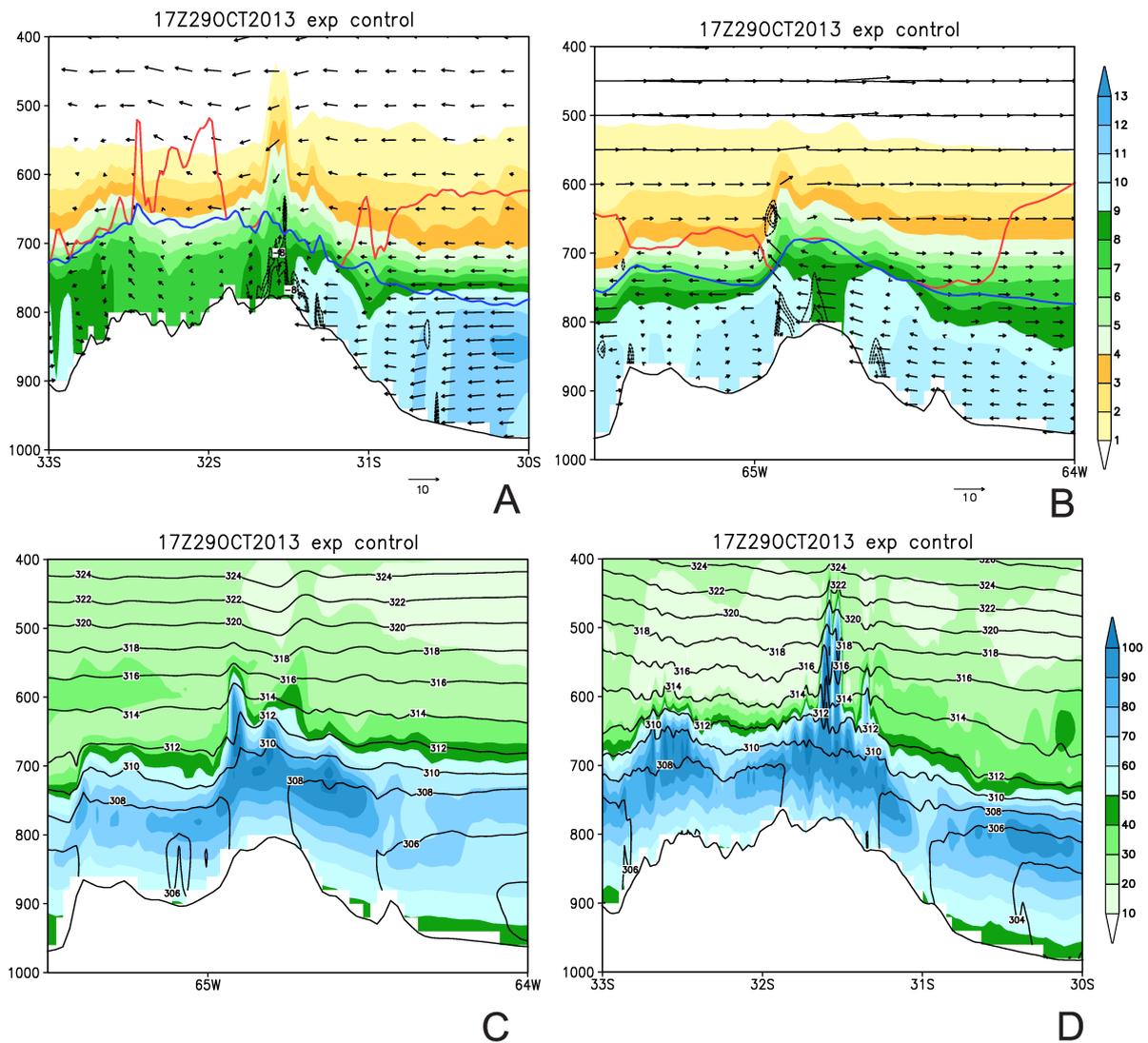


Figura 9: Simulación control con 2 km de resolución a las 1700 UTC del 29 de Octubre de 2013 entre 1000 y 400 hPa. (A) Corte vertical meridional de la relación de mezcla (g kg^{-1} , sombreado), convergencia total ($\times 10^{-4}$, contornos cada 2 a partir de $-8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) y vector componente meridional del viento (v, w). (B) Corte vertical zonal: ídem (A) con vectores de la componente zonal (u, w). (C) Corte vertical meridional de la humedad relativa (% , sombreado) y temperatura potencial (K, contornos). (D) Ídem (C) para el corte zonal. Las líneas en azul y rojo en las figuras (A) y (B) son respectivamente las alturas del NCA y del NCL en metros. Los cortes están indicados en la figura 7.

la orografía

Con el objetivo de evaluar cómo se modifican los factores que favorecieron el desarrollo de la convección sobre las Sierras de Córdoba, en el estudio de sensibilidad se modificó la orografía real en los experimentos numéricos de acuerdo a lo señalado en la tabla II. La tabla III muestra

que al reducir la altura de las Sierras hasta un factor de 0.6 el disparo de la convección ocurre, pero sólo cuando la reducción es mínima (E2) el sistema es comparable en intensidad a la corrida control, los otros no alcanzan el umbral de -60°C . En la corrida E5 donde la reducción es la más extrema, el sistema en ningún momento se

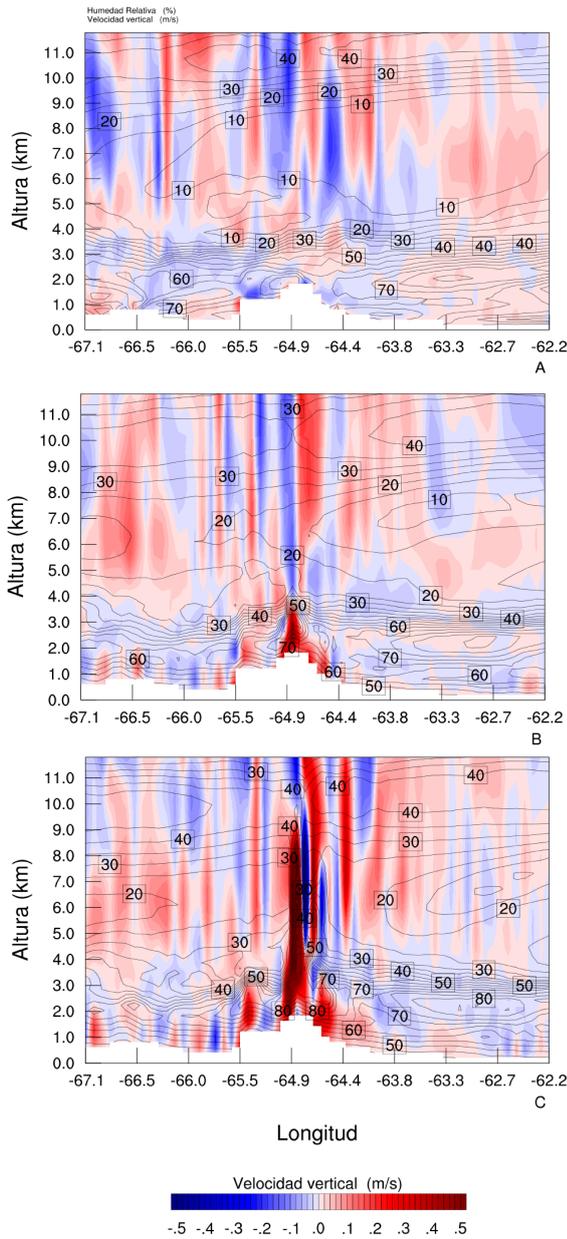


Figura 10: Corte vertical en el dominio de 8 km de resolución horizontal en 31.3°S para el día 29 de Octubre de 2013 de la velocidad vertical w (ms^{-1} , sombreado) y de la humedad relativa (%) (contornos cada 5%) a las (A) 1200 UTC, (B) 1600 UTC y (C) 1800 UTC. La orografía está enmascarada.

dispara. Otro resultado obtenido es que al reducir las Sierras el sistema alcanza el umbral de -32°C más temprano, adelantándose la iniciación con

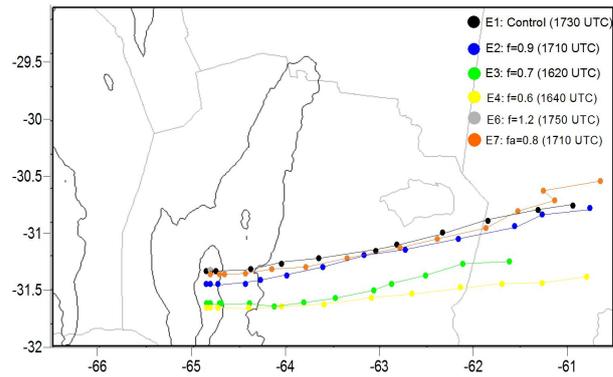


Figura 11: Trayectorias del sistema convectivo, obtenidas en los diferentes experimentos de sensibilidad. Los puntos en cada trayectoria indican la posición de la centroide del contorno de $T_b = -32^{\circ}\text{C}$, cada 30 min. Las horas de iniciación en cada experimento están indicadas en la leyenda. Los contornos negros indican la topografía de 500 y 1500 m.

respecto a la corrida control. Además, a medida que se reduce la altura de la orografía el sistema convectivo presenta una trayectoria desplazada hacia el sur, pero siguiendo en la misma dirección que en la corrida control (figura 11).

Cuando se amplifica la altura de las Sierras (E6), a diferencia de las corridas anteriores, se produce la iniciación de un sistema muy débil sobre la cumbre más alta centrada en 65°W que no alcanza propagarse hacia el este. Otro sistema convectivo se inicia sobre un punto elevado ubicado más al norte, alrededor de 30.9°S - 64.5°W . Comparados con la corrida control, ambos sistemas que se desarrollaron en esta simulación son de menor intensidad, no alcanzando el umbral de -60°C .

En el experimento (E7) se experimentó reducir la altura de la Cordillera y mantener la orografía original de las Sierras de Córdoba y San Luis, y los resultados muestran que hay una concordancia en el punto de iniciación y en la trayectoria con la corrida control, pero el sistema alcanza el umbral de -32°C 70 minutos antes, indicando una iniciación más temprana o un

rápido desarrollo. Además, en este experimento la convección resulta la más intensa de todos los experimentos de sensibilidad.

Con el fin de analizar los campos en un momento más cercano a la iniciación del sistema convectivo, se presentan a continuación los cortes meridionales en la figura 12 correspondientes a los tiempos de iniciación de los sistemas convectivos. La figura muestra que en todos los casos en que hubo convección, la iniciación ocurre en un escenario caracterizado por una relación de mezcla del aire superior a 9 g Kg^{-1} en la cumbre de las Sierras, la presencia de convergencia en los niveles más próximos a superficie y una baja altura del NCL.

La reducción de la orografía en los experimentos E2, E3, E4 y E5 posibilita que el aire más húmedo proveniente del norte ingrese a latitudes más altas y en horas más tempranas, y esto explicaría la iniciación más al sur y adelantada de los sistemas. En el experimento E5 (figura 12e), a pesar de la humedad disponible, las convergencias más débiles no son capaces de inducir ascensos hasta la saturación y tampoco alcanzar los niveles de empuje positivo. Además la distancia entre la superficie y el NCL es aproximadamente 500 m más profundo que en la corrida control. El aumento del espesor entre la superficie y el NCA/NCL, en las simulaciones de reducción de la orografía, ocurre debido a que hay un aumento en la temperatura en las capas más bajas a medida que se reduce la orografía, resultando en un "sondeo" más seco en términos de humedad relativa comparado con el caso control.

En el experimento de amplificación E6 (figura 12f), por el contrario a los experimentos anteriores, se reduce la capa entre superficie y el NCL. Se observa un bloqueo de la capa húmeda al norte de las Sierras. En consecuencia el desarrollo de la convección inicial en este experimento ocurre en un entorno más seco respecto a los otros casos, resultando en una mayor mezcla turbulenta con el entorno. Esto explica que el sistema convectivo resulte en un

desarrollo vertical muy débil, no alcanzando el umbral de -60°C .

La mayor intensidad simulada en el experimento E7 se asocia a un moderado efecto organizador asociado al aumento encontrado en el "Bulk Richardson Numbershear" (BRN shear = $20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ en experimento control y $35 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ en el E7). Estos valores se traducen en una reducción en los valores del "Bulk Richardson Number"(BRN) de 60 a 34. Este aumento del BRN shear responde a la reducción de la altura de Los Andes en el experimento E7 que permite un aumento máximo en la componente del oeste a 3000 msnm en las Sierras de Córdoba. Weisman y Klemp (1982) encuentran en tormentas observadas valores del BRN entre 5 y 50 correspondientes a superceldas, rango en el cual ingresa el experimento E7. Tanto el experimento control como el E7 muestran posteriormente a la iniciación del sistema una bifurcación de la celda original. La celda ubicada a izquierda respecto a la dirección de desplazamiento es la que evoluciona hacia la madurez mientras que la ubicada a la derecha se disipa. El experimento E7 reproduce una ascendente más intensa y más extendida respecto al control.

A fin de completar el análisis anterior interesa comparar la intensidad de los ascensos que alcanzan el NCL a partir del cual se inicia la conversión de energía potencial disponible en energía cinética convectiva (figura 13). A medida que se reduce la altura de la orografía los ascensos pierden intensidad (figura 13a) en parte por la distancia superficie-NCL y por otra parte por el debilitamiento de las convergencias. La figura 14 evidencia una reducción gradual de la intensidad del viento en ambas pendientes a medida que reducimos la orografía de las Sierras, de acuerdo con una reducción en la intensidad de las convergencias. Al aumentar la altura de la orografía no se observa un aumento en la intensidad de los vientos en las pendientes (figura 14), pero los ascensos que alcanzan el NCL son levemente más intensos (figura 13b). Uno de los factores que puede estar ayudando

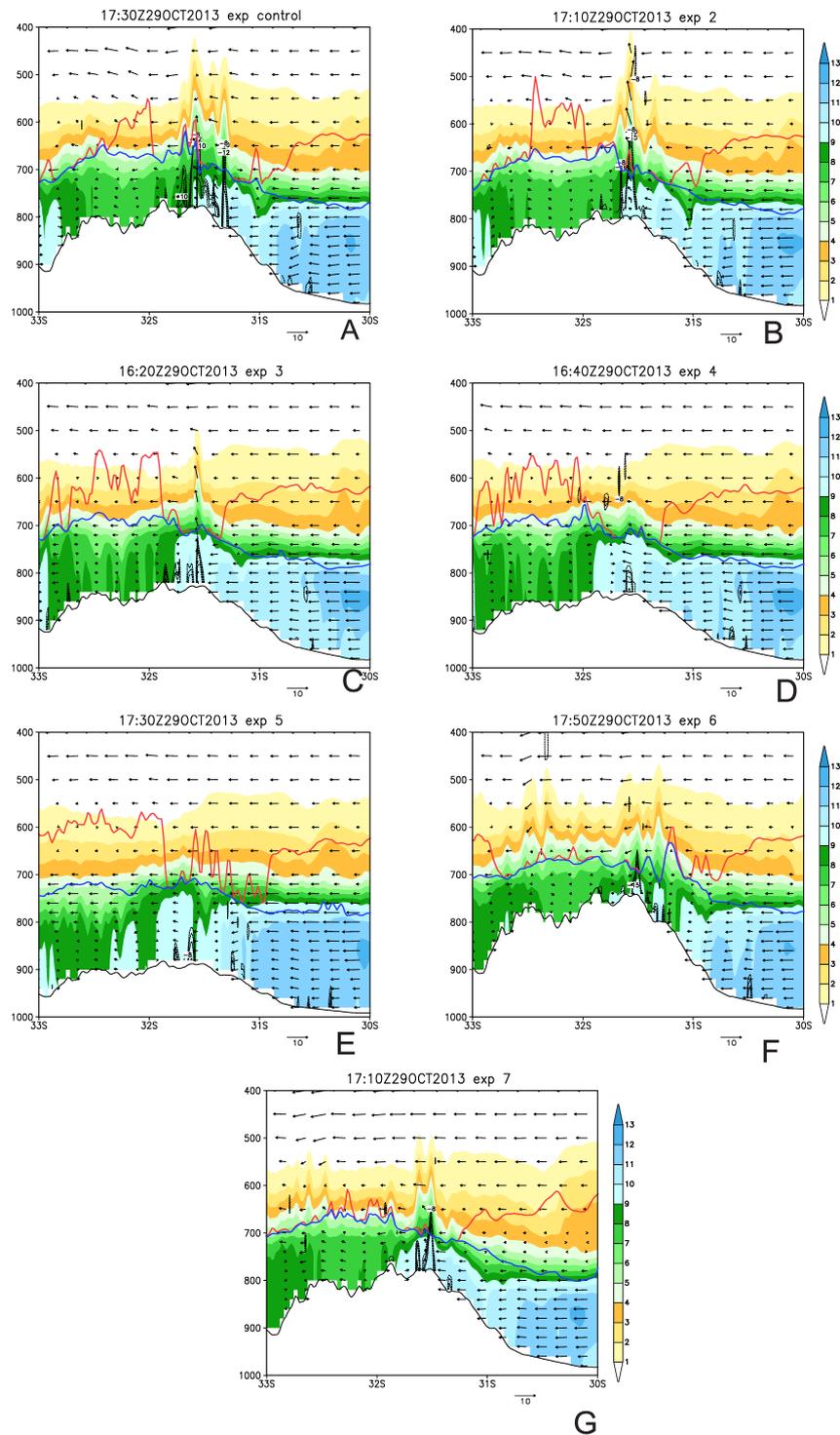


Figura 12: Simulaciones del modelo en el dominio de 2 km de resolución. Cortes verticales meridionales en 65°W correspondientes al tiempo más próximo de la iniciación de cada experimento entre 1000 y 400 hPa. Están graficados la relación de mezcla (g kg^{-1} , sombreado), la convergencia total ($\times 10^{-4}$, contornos cada 2 a partir de -8×10^{-4}) y el vector componente meridional del viento. Las líneas en azul y rojo en las figuras son respectivamente las alturas del NCA y del NCL en metros.

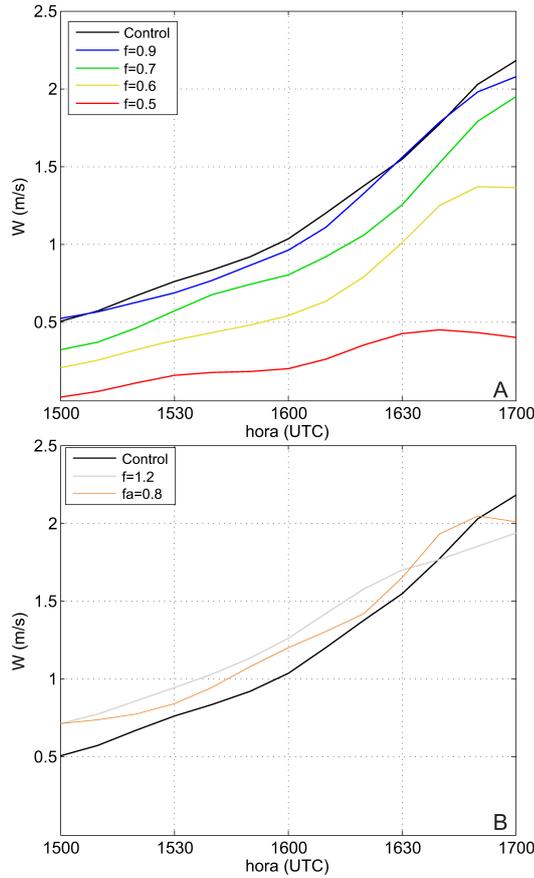


Figura 13: Serie temporal de los ascensos (ms^{-1}) que alcanzan el NCL en $31.5^{\circ}\text{S}-65^{\circ}\text{W}$. (a) E1, E2, E3, E4 E5; (b) E1, E6, E7.

al aumento de la intensidad de los ascensos es que la superficie donde se están generando las convergencias está más próxima al NCL, y otro factor es que el flujo del N que llega a las Sierras, al encontrarse con una mayor altura y experimentar un mayor bloqueo, el ascenso se vería favorecido. En el experimento de reducción de la altura de la Cordillera, no se observa que esta reducción modifique la intensidad de los ascensos que alcanzan el NCL. Esto es esperable dado que el ascenso inicial es resultante de un forzante local (figura 13b).

4. CONCLUSIONES

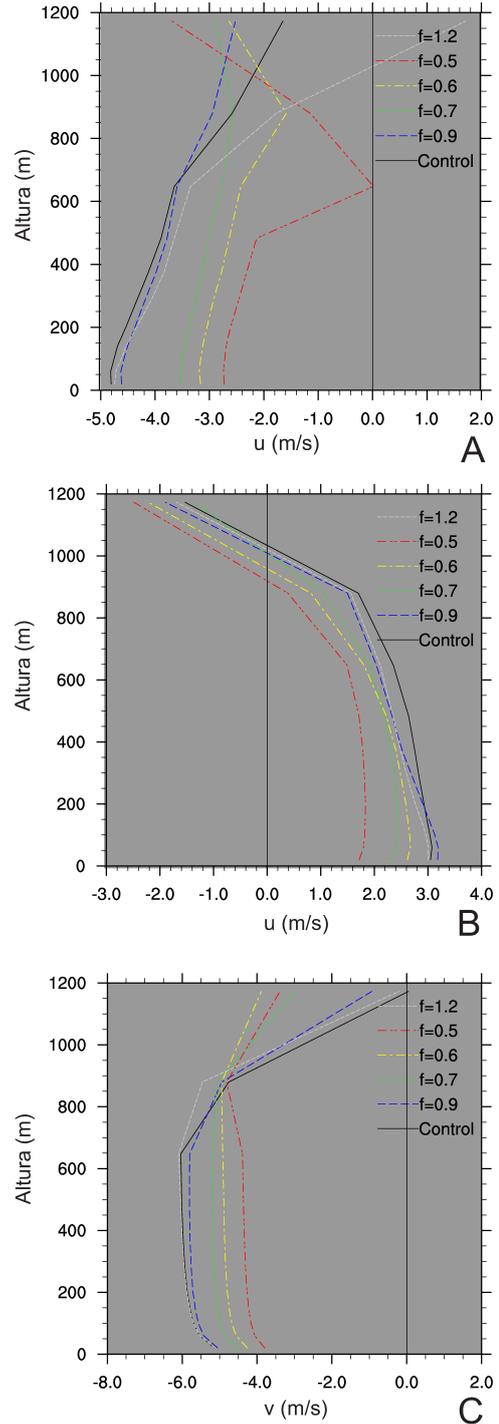


Figura 14: Perfil vertical (altura respecto a superficie) de la componente zonal (32°S) en la pendiente este (A), pendiente oeste (B) y la componente meridional (65°W) en la pendiente norte (C) de las Sierras de Córdoba.

El entorno sinóptico del día 29 de octubre de 2013 en que se desarrolló un intenso sistema convectivo sobre las Sierras de Córdoba estaba caracterizado en la escala sinóptica por la presencia de la BNOA, ascensos asociados a la parte delantera de una vaguada en niveles medios y altos, advección cálida en niveles bajos y a la presencia de la corriente en chorro en capas bajas que posibilita la convergencia de flujo de humedad en su parte delantera, sobre Córdoba. A partir de los resultados de la simulación numérica de este evento convectivo, en la mesoescala los principales factores que contribuyen a la iniciación del sistema convectivo son:

- La presencia de un flujo con dirección N/NE con valores moderados de CAPE y parcialmente bloqueado por la orografía en la región de las Sierras de Córdoba;
- El ascenso orográfico, y la convergencia sobre la cumbre posibilitados por la fase diurna de las brisas en ambas pendientes de las Sierras, que permite que la humedad advectada en el llano alcance sus cumbres más altas;
- El bajo espesor de la capa entre la superficie de la cumbre y los niveles NCA y NCL que facilita la formación inicial de la nube convectiva;

Una vez iniciada la convección en la región de las Sierras en presencia de ondas de gravedad asociadas a la Cordillera de los Andes, la profundización y desarrollo del sistema convectivo es demorado hasta su puesta en fase constructiva con los ascensos en las ondas orográficas modificadas por la propia convección. La disipación posterior del sistema convectivo se asocia a su propagación hacia el este en un entorno menos inestable representado por valores bajos de CAPE y en ausencia de forzantes orográficos.

Los resultados de los experimentos de sensibilidad muestran que la reducción de la altura de las Sierras de Córdoba y San Luis, facilita que la humedad alcance los puntos más altos de las Sierras, en contrapartida las convergencias y los ascensos son cada vez más débiles. Además al reducir la orografía, el espesor entre la superficie del terreno y el NCA y el NCL es cada vez más grande. Cuando elevamos las

Sierras el espesor terreno-NCA/NCL se reduce bastante y los ascensos alcanzan dichos niveles, pero la humedad en parte es bloqueada por las Sierras lo que no permitió el desarrollo de un sistema con la misma intensidad del observado en el día 29. El experimento de reducción de la Cordillera de los Andes no modificó la iniciación de la convección, pero si la intensidad y organización del sistema presumiblemente por un aumento del factor cortante vertical del viento.

Se exploró por primera vez la interacción de ondas orográficas con la convección en la región de las Sierras de Córdoba, sin embargo no se ha realizado aún un análisis de la sensibilidad de este proceso a las modificaciones del perfil topográfico.

Este trabajo se limita al análisis de los forzantes de mesoescala en la iniciación y no en la microfísica del sistema que se analizará en trabajos futuros al igual que el estudio de otros eventos convectivos asociados a la orografía en la misma región.

Agradecimientos: A la Universidad de Buenos Aires por los subsidios UBACyT 2011-2014W742 y UBACyT 20020130100820BA, y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el subsidio PIP 2010-2012 11220090100850.

REFERENCIAS

- Altinger de Schwarzkopf, M. L., y Russo, L., C., 1982: Severe storms and tornadoes in Argentina, Preprints, 12th Conf. on Severe Local Storms, Am. Meteorol. Soc., San Antonio, Tex., 59-62.
- Bryan, G. H., Wyngaard, J. C., y Fritsch, J. M., 2003: Resolution Requirements for the Simulation of Deep Moist Convection. . Mon. Wea. Rev., 131, 2394-2416.
- Booker, D. R., 1963: Modification of convective storms by lee waves, Meteorol. Monogr., 5, 129-140.

- Borque, P., Salio, P., Nicolini, M. y GarcíaSkabar, Y., 2010: Environment associated with deep moist convection under SALLJ conditions: A case study. *Wea.Forecasting* 25, 970–984. doi:10.1175/2010WAF2222352.1.
- Cecil, D. J., y Blankenship, C. B., 2012: Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite passive microwave imagers. *J. Climate*, 25, 687–703. doi:10.1175/JCLI-D-11-00130.1.
- Conforte J.C., 1997: Un estudio de complejos convectivos de mesoescala sobre América del Sur (en portugués). Tesisdoctorado, INPE, 1997.
- De la Torre, A., Hierro, R., Llamedo, P., Rolla, A. y Alexander, P., 2011: Severe hailstorms near Southern Andes in the presence of mountain waves. *Atmos. Res.*, 101, 112–123. doi:10.1016/j.atmosres.2011.01.015.
- Dillon, M. E., García Skabar, Y. y Nicolini, M., 2013: Desempeño del pronóstico de modelos de alta resolución, en un área limitada, análisis de la estación de verano 2010-2011. *Meteorológica*. Vol 38, N2, 69-89.
- Dillon, M. E., García Skabar, Y. y Nicolini, M., 2015: Sensibilidad a la activación de parametrizaciones de cumulus en el modelo WRF. CONGREGMET XII, Mar del Plata, Argentina. 26 al 29 de mayo. Resumen en actas del Congreso.
- Kain, J.S., 2004: The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. *J. Appl. Meteor.*, 43, 170–181. DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2)
- Klemp, J. B., Dudhia, J., y Hassiotis, A., 2008: An Upper Gravity-Wave Absorbing Layer for NWP Applications. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 3987–4004. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/2008MWR2596.1>
- Matsudo C., GarcíaSkabar Y., Ruiz J. J., Vidal L. y Salio P., 2015: Verification of WRF-ARW convective-resolving forecasts over Southeastern South America. *MAUSAM*, Special Issue on Forecast Verification, 66, 3 (July 2015), 445-456.
- Matsudo, C. M. y Salio, P. V., 2011: Severe weather reports and proximity to deep convection over Northern Argentina. *Atmos. Res.*, 100, 523–537. doi:10.1016/j.atmosres.2010.11.004.
- Mezher, R. N., Doyle, M. y Barros, V., 2012: Climatology of hail in Argentina. *Atmos. Res.*, 114, p. 70-82. doi:10.1016/j.atmosres.2012.05.020.
- Milbrandt, J. A. y Yau, M. K., 2005: A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part II: A Proposed Three-Moment Closure and Scheme Description. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3065-3081. doi: 10.1175/JAS3535.1.
- Molinari, J., y Dudek, M., 1992: Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical review. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 326–344. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1992\)120<0326:POCPIM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1992)120<0326:POCPIM>2.0.CO;2)
- Nicolini, M. y Torres Brizuela, M., 1998: “Estadística de vientos fuertes asociados a convección en Ezeiza y Resistencia y estudio numérico de los forzantes en un caso real”. *Meteorologica*, Vol. 22, N°2, 19-35.
- Nicolini, M., Salio, P., Borque, P., 2006: Thermodynamic and kinematic characterization of the low-level troposphere during SALLJEX in different large-scale environments. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICSHMO). Foz do Iguazu, Brazil, April 24-28, pp. 1141–1148.
- Nicolini, M. y Saulo, A.C., 2006: Modeled Chaco low-level jets and related precipitation patterns during the 1997–1998 warm season. *Meteorology and Atmospheric Physics* 94, 129–143. doi: 10.1007/2Fs00703-006-0186-7.
- Nicolini, M., y García Skabar, Y., 2011: Diurnal cycle in convergence patterns in the boundary layer east of the Andes and convection. *Atmos. Res.*, 100, 377–390, doi:10.1016/j.atmosres.2010.09.019.
- Rasmussen, K. L. y Houze, Jr. R. A., 2011: Orographic convection in South America as seen by the TRMM satellite. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 2399-2420. doi: 10.1175/MWR-D-10-05006.1.

- Rasmussen, K. L., M. D. Zuluaga, y R. A. Houze, Jr., 2014: Severe convection and lightning in subtropical South America. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 7359–7366, doi:10.1002/2014GL061767.
- Repinaldo, H. F. B., Nicolini, M. y GarcíaSkabar, Y., 2015: Characterizing the diurnal cycle of low-level circulation and convergence using CFSR data in southeastern South America. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 54, 671–690. doi: 10.1175/JAMC-D-14-0114.1.
- Romatschke, U. y Houze Jr. R. A., 2010: Extreme summer convection in South America. *J. Climate*, 23, 3761–3791. doi: 10.1175/2010JCLI3465.1.
- Salio, P. y Nicolini, M., 2006: Seasonal characterization on the diurnal cycle of convection frequency over Southeastern South America under different low-jet conditions. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICSHMO). Foz do Iguacu, Brazil, April 24–28, pp. 1157–1162.
- Salio, P., Nicolini, M. y Zipser, E.J., 2007: Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American Low-Level Jet. *Mon. Wea. Rev.* 135 (4), 1290–1309. doi: 10.1175/MWR3305.1.
- Scorer, R.S., y Ludlam, F. H., 1953: Bubble theory of penetrative convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 79, N° 339, 94–103. doi: 10.1002/qj.49707934011.
- Seluchi, M., Saulo, C., Nicolini, M., y Satyamurty, P., 2003: The Northwestern Argentinean Low: a study of two typical events. *Monthly Weather Review*, v. 131, p. 2361–2378. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2361:TNALAS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2361:TNALAS>2.0.CO;2)
- Sinha, M. C., 1966: Mountain lee waves over Western Ghats, *Indian J. Meteorol. Geophys.*, 17, 419–420.
- Silva Dias, M.A.F., 1999: Storms in Brazil. In: *Hazards and Disasters Series, Storms Volume II*, R. Pielke Sr., R. Pielke Jr., Eds., Routledge. pp.207–219
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W. y Powers, J. G., 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Technical Note 475. Disponible en: http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf.
- Torres, J.C., 2003: Sistemas convectivos en mesoescala altamente precipitantes en el norte y centro de Argentina. Tesis de Doctorado, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 213 pág.
- Velasco, I. y Fritsch J.M., 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys.*, 92, 9591 - 9613. doi:10.1029/JD092iD08p09591.
- Vidal, L., 2014: Convección extrema sobre Sudamérica: estructura interna, ciclos de vida e influencia de la topografía en la iniciación. Tesis de Doctorado. Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 274 págs.
- Vila, D., Machado, L. A. T., Laurent, H. y Velasco, I., 2008: Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation. *Weather and Forecasting*, v. 23, p. 233–245. doi: 10.1175/2007WAF2006121.1.
- Warner, T. T. y Hsu, H.-M., 2000: Nested-Model Simulation of Moist Convection: The Impact of Coarse-Grid Parameterized Convection on Fine-Grid Resolved Convection, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2211–2231. doi: 10.1175/1520-0493(2000)128<2211:NMSOMC>2.0.CO;2.
- Weisman, M.L. y Klemp, J. B., 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504–520, DOI: 10.1175/1520-0493(1982)110
- Weisman, M.L., Skamarock, W. C. y Klemp, J. B., 1997: The resolution dependence of explicitly modeled convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 527–548. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/1520->

0493(1997)125<0527:TRDOEM>2.0.CO;2

Worthington, R.M., 2006: Diurnal variation of mountain waves. *AnnalesGeophysicae*, 24, 2891–2900.

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

CARACTERÍSTICAS DE LAS TEMPERATURAS EXTREMAS EN BUENOS AIRES MEDIANTE REGISTROS CENTENARIOS. ESTUDIO DE LAS CONDICIONES INVERNALES

María Paula Llano^{1,2} y Walter Vargas^{1,2}

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

²CONICET. Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 5 de mayo de 2016, en su versión final el 15 de julio de 2016)

RESUMEN

El estudio de las condiciones climáticas en la ciudad de Buenos Aires es de gran importancia dada la población que habita en la misma. Las temperaturas extremas tienen un gran impacto en la provisión de servicios lo que implica la necesidad de un diagnóstico de las mismas para diversas aplicaciones. Las series de Observatorio Central Buenos Aires por su calidad han sido elegidas para este estudio verificando que representan una gran área de influencia que abarca una superficie mayor que la de la ciudad. Los registros que se emplean en este trabajo cubren en algunas escalas desde mitad del siglo XIX y en particular en escala diaria el período 1909-2013. Se estudia la evolución de las temperaturas a lo largo del siglo, centrándose principalmente en el semestre frío. Se define un estado natural de la serie correspondiente a los primeros 20 años del registro en donde ambas series no presentan una tendencia lineal significativa. Valores de corte son definidos en base al estado natural para estudiar diferentes propiedades de los semestres fríos. La duración de los mismos en cuanto a las temperaturas máximas sufrió una disminución de 30 días, mientras que en las mínimas 53 días. La amplitud de los armónicos anuales sufre variaciones, en las máximas se observa una tendencia lineal negativa, mientras que en las mínimas es positiva. Estos resultados están mostrando la existencia de una variabilidad interanual de la variabilidad intranual. Los análisis realizados a las series centenarias permiten reconstruir a las mismas según un estado natural o un estado antropogénico. *Palabras clave: temperatura, centenario, ciudad, invierno, extremos*

CHARACTERISTICS OF EXTREMES TEMPERATURES IN BUENOS AIRES BY CENTENARY RECORDS. WINTER CONDITIONS STUDY

ABSTRACT

The study of climatic conditions in Buenos Aires city has a great importance because of the people living in it. Extreme temperatures present a major impact on the supplying of services which implies the necessity of a diagnosis for various applications. The temperatures series of Buenos Aires Central Observatory have been chosen for this study, for their quality and it have been verified that they represent a large area of influence covering a zone larger than the city. The records

used in this work, on some scales cover from mid-nineteenth century up to now and especially from 1909 to 2013 in a daily scale. The evolution of temperatures throughout the century is studied, focusing mainly on the cold periods. A natural state corresponding to the first 20 years of record series is defined where both series do not show a significant linear trend. The cut-off values are defined based on the natural state for studying the different properties of cold semesters. The duration of these as to the maximum temperatures experienced a decrease of 30 days, whereas in the minimum temperatures, of 53 days. The amplitude of the annual harmonics present variations, in the maximum temperatures a negative linear trend is observed, while in the minimum temperatures it is positive. These results are showing the existence of inter-annual variability of the intra-annual variability. The analyses made on the centenarian series allow to reconstruct them as a natural state or an anthropogenic state.

Keywords: temperature, centenary, city, winter, extremes

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los puntos centrales del estudio de la variabilidad climática de largo período requiere de series de record extenso. Esto tiene especial importancia cuando se quiere estimar los impactos de la actividad humana y el calentamiento global. Las series más afectadas y de mayor importancia para este propósito son las series de temperatura, especialmente las máximas y mínimas diarias. La región que contiene a la ciudad de Buenos Aires es una de las más medidas y de mejor calidad entre las series de la Argentina.

Cambios en las temperaturas extremas han sido estudiados en la Argentina por medio del uso de índices (Rusticucci y Barrucand, 2004) hallando que las principales variaciones las sufren las temperaturas mínimas, principalmente en verano. Barrucand y Rusticucci (2001) estudian la variabilidad temporal y regional de ambas temperaturas, destacando una disminución de las mínimas frías en los meses de verano y un aumento de las máximas cálidas en invierno. Para la ciudad de Buenos Aires existen numerosos trabajos en donde el estudio de las temperaturas está enfocado desde el punto de vista de isla de calor (Camilloni y Barros, 1997; Camilloni y Barrucand, 2012). Rusticucci y Vargas (1991) estudian las temperaturas en

la ciudad de Buenos Aires durante 12 años para distinguir el efecto del río y de la ciudad, encontrando que los procesos que dominan en las estaciones son homogéneos, el río ejerce una mayor influencia en la temperatura nocturna y la ciudad en la diurna.

Las estaciones climáticas son divisiones del año de acuerdo a fenómenos astronómicos o climáticos regularmente recurrentes. Las mismas son una característica principal del clima en las latitudes medias, y presentan modificaciones a lo largo del tiempo ya sea en su duración o en su intensidad. Cada estación exhibe un clima complejo con una circulación atmosférica asociada. Las estaciones climáticas comienzan en un momento diferente en cada año dependiendo de las condiciones del tiempo. Trabajos en otras regiones del mundo muestran que es el invierno la estación que más cambios sufre en cuanto a estas propiedades (Jaagus et al., 2003). Variedad de trabajos científicos utilizan umbrales de temperaturas extremas para el análisis de las estaciones climáticas como por ejemplo para identificar el comienzo y fin de las mismas (Jaagus and Ahas, 2000, Qian et al., 2009), para analizar los cambios en la duración de las estaciones y modelar el futuro de las mismas (Lopez de la Franca et al., 2013) o para analizar las tendencias (DeGaetano, 1996).

Trabajar con series de largo periodo de

temperatura diaria extrema para una ciudad en particular permite ampliar el conocimiento sobre su homogeneidad y su variabilidad de baja frecuencia (Serra et al. 2001; Dahech and Beltrando, 2012). Así mismo, uno de los intereses de la elección del período frío del año se debe a la necesidad de conocer como las temperaturas extremas afectan al consumo de energía, principalmente para la calefacción.

La estación Observatorio Central es representativa de la ciudad de Buenos Aires y se encuentra ubicada en el centro de la misma ($34,34^{\circ}\text{S} - 58,25^{\circ}\text{O}$ y 6 msnm.) en un parque que vio parcialmente alterada su fisonomía a lo largo del tiempo con la construcción de edificios y el crecimiento de los árboles, en consonancia con el desarrollo de la ciudad a su alrededor.

El principal objetivo del presente trabajo es contribuir al conocimiento de las temperaturas extremas en la ciudad de Buenos Aires. Entre los objetivos particulares se pueden mencionar: describir las características estadísticas de las series de temperatura máxima y mínima de la estación Observatorio Central Buenos Aires y la zona que representa, esto último pretende definir a estas series como de referencia en la región. Al mismo tiempo en esta primera fase, estudiar el comportamiento del semestre frío y del invierno astronómico en relación a los efectos naturales y antropogénicos, fundamentalmente el de ciudad en el período 1856-2013.

2. DATOS Y METODOLOGÍAS

La ciudad de Buenos Aires, una de las grandes ciudades del mundo, se encuentra ubicada en una zona llana en latitudes medias (aproximadamente 35°S) sobre la costa del estuario del Río de la Plata. Es una localidad con clima templado y en lo referido a su climatología sinóptica de las precipitaciones se puede mencionar como característica sobresaliente el pasaje de sistemas frontales a lo largo de todo el año preferencialmente con una dirección sudoeste-noreste (Hoffmann, 1975).



Figura 1: Ubicación geográfica de las estaciones empleadas en el estudio.

La base de datos empleada comprende la serie de valores diarios de temperaturas máximas y mínimas de la estación Observatorio Central Buenos Aires (OCBA) provista por el Servicio Meteorológico Nacional cuyo período es 1909-2013, la serie de medias mensuales de temperatura para la misma estación para el período 1856-1994 (en adelante llamada “histórica”). Así mismo se trabaja con información diaria de temperaturas máximas y mínimas de estaciones cercanas a la estación OCBA. Las estaciones (Aeroparque, Ezeiza, La Plata, El Palomar) comprenden varios intervalos de tiempo, siendo el período común 1961-2011. (Figura 1).

Las series diarias de temperaturas son siempre consideradas como equi-espaciadas en el tiempo, es decir que presentan un delta t característico de 24 horas. Esto es una aproximación ya que por efecto sinóptico y de características geográficas existe una distribución de las horas de ocurrencia de máximas y mínimas. En la figura 2 se muestra la distribución de las horas de máxima frecuencia de ocurrencia de ambas temperaturas obtenidas durante un período de prueba (1982-1988) en la estación OCBA. En número se presenta el valor de las frecuencias en los 45 minutos alrededor de la hora de máxima ocurrencias indicada para cada mes.

Las temperaturas máximas en esta muestra presentan su máximo principalmente entre las 15 y las 16 y 30 horas, pero solamente un 30-35 % de

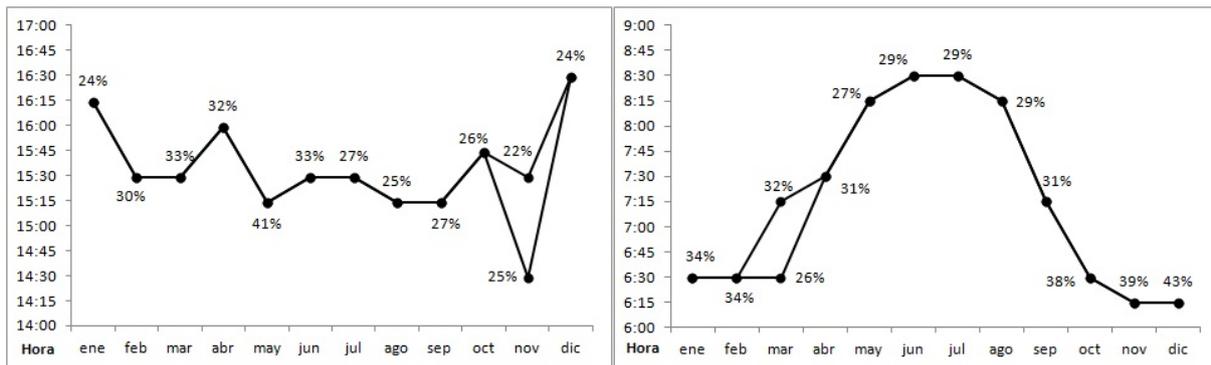


Figura 2: Horas de frecuencia máxima de ocurrencia de temperatura máxima (izquierda) y mínima (derecha), en valores se presentan los porcentajes de ocurrencia en un intervalo de 45 minutos alrededor a la hora medida.

las veces ocurren en los 45 minutos que rodean a la hora de máxima ocurrencia. Esto sucede por el efecto de las condiciones sinópticas presentes en la hora de ocurrencia de las máximas por efecto astronómico, es decir, solamente considerando la posición del sol. En las temperaturas mínimas esta situación se repite y también es posible notar el efecto astronómico que afecta a la ocurrencia de esta variable a lo largo del año.

Estos resultados podrían utilizarse en la planificación de las disponibilidades energéticas necesarias para solventar los máximos y los mínimos consumos. Los cuales tienen como condicionante la hora de ocurrencia de los extremos térmicos. Es posible observar en la muestra estudiada que aproximadamente solo en un 35% de las veces los máximos absolutos ocurren en las horas teóricas de ocurrencia (dadas según la posición del sol y la época del año) de las máximas y mínimas temperaturas diarias. Esto es importante porque un modelo de despacho de cargas de energía debe contemplar las horas posibles de máximo requerimiento.

La metodología de análisis armónico (Wilks, 2006) es empleada para definir el semestre frío. A las series de temperatura máxima y mínima de cada año en particular se les aplica este análisis (ecuación 1) para obtener el primer armónico o armónico anual que permite suavizar las fluctuaciones diarias que presentan dichas series. Estas nuevas series anuales suavizadas son

las que se utilizan para determinar el semestre frío.

$$T_i = \bar{T} + A \sin\left(\frac{2\pi i}{P}\right) + B \cos\left(\frac{2\pi i}{P}\right) \quad (1)$$

T_i es la temperatura diaria obtenida por el armónico anual,

\bar{T} es la temperatura media anual

A y B son constantes del primer armónico

P es el período fundamental, en este cálculo es 364 días

Cambios en el ciclo anual y en la modulación del mismo son estudiados empleando análisis armónico por diferentes autores entre los que pueden mencionarse a Mann and Park (1996) y Wallace and Osborn (2002). Dada la necesidad de que todas las series anuales presenten el mismo largo y sean pares se procede a remover los días 29 de febrero y se quitan todos los 31 de diciembre, por lo que las series individuales tienen una duración 364 días.

Otra de las metodologías que se emplea en este estudio es el análisis espectral simple según el método de Blackman Tukey (OMM, 1966).

$$B_i = \frac{C_0}{m} + \frac{2}{m} \sum_{L=0}^{m-1} \left[C_L \cos\left(\frac{2\pi i L}{2m}\right) \right] + \frac{(-1)^i C_m}{m} \quad (2)$$

B_i es la estimación espectral

C es la función de autocovarianza

L es el lag (desde $L = 1$ a $L = m - 1$)

m es el 30

Para estudiar el tipo de modelo que sigue el espectro se plantea el test de Anderson con la hipótesis nula de que el coeficiente de correlación en el lag = 1 (r_1) es significativamente igual a cero.

$$R_t = \frac{-1 \pm t_g \sqrt{n-2}}{n-1} \quad (3)$$

Si el r_1 está dentro del intervalo dado por R_t , r_1 resulta significativo, se acepta H_0 y el modelo es ruido blanco, en caso contrario el espectro sigue un modelo de ruido rojo, es decir la serie presenta persistencia.

3. RESULTADOS

3.1. Definición del “estado natural”

En la figura 3 se presentan los valores de los censos poblacionales (www.deie.mendoza.gov.ar), la serie de temperatura media calculada a partir de los valores diarios de temperatura máxima y mínima y la serie histórica para los años previos. En ella es posible observar que desde el censo del año 1910 hasta el del año 1945 no hay información sobre la cantidad de población de la ciudad, por lo que la forma de la curva en ese período es subjetiva a la resolución gráfica. Si bien la temperatura aumenta en forma continúa hasta nuestros días producto principalmente de un calentamiento urbano, este último no parece explicar totalmente este fenómeno ya que desde la década de 1960 no aumenta sustancialmente la cantidad de habitantes de la ciudad. Pero si es posible suponer que el aumento de la temperatura es proporcional a la edificación y a los diferentes servicios (ejemplo pavimentación de calles) que provocan el calentamiento de la última parte del registro.

La serie de datos histórica de temperatura media mensual es empleada para analizar la presencia de tendencia y para la definición de un estado natural de la ciudad de Buenos Aires. Esta serie comprende información mensual desde el año 1856. Para la determinación del estado natural se calculan las tendencias lineales de los valores medios anuales de dicha serie para los primeros 10 años del registro y luego se van

incorporando al cálculo de a uno los restantes años. Los valores de las tendencias en los primeros cálculos son muy variables, sin alcanzar un nivel de significancia estadística mediante un test t-Student con un 95 % de confianza. Dicha significancia se obtiene alrededor de los 80 años de registro, más específicamente en el año 1932. La misma metodología de evaluación de la tendencia se realiza con la serie de valores medios anuales calculada. En esta oportunidad la tendencia comienza a ser significativa estadísticamente en el año 1927. Dada la estructura que tiene la serie y los resultados del cálculo de la pendiente se decide definir como período “natural” al comprendido entre los años 1909-1928. A estos 20 años de datos diarios de temperatura se los considera como un período en el cual la ciudad no sufrió cambios significativos en cuanto a la temperatura debido al crecimiento poblacional de la misma. Esto se encuentra en coincidencia con el inicio de un crecimiento edilicio de la ciudad que se prolonga hasta nuestros días.

Los 20 años de este período son promediados día a día generando una serie de valores medios, a dichos valores se los suaviza con el primer armónico y se divide al año en un semestre cálido y uno frío, por encima y por debajo del valor medio anual. Este valor de corte es empleado en la identificación del semestre frío en todo el período de estudio incluyendo período natural. Para las temperaturas máximas el valor de corte es de 21,44 °C y para las temperaturas mínimas es de 10,99 °C. Con la identificación de dicho valor de corte se pueden establecer los días del comienzo y fin del semestre frío para cada año. Estos días calendario son empleados en los datos originales (temperaturas sin el suavizado del primer armónico) para posicionar al semestre frío y de esta forma calcular su intensidad. En el presente trabajo se analizan diferentes propiedades del semestre frío en cuanto a su variabilidad respecto a este estado natural: longitud, inicio y fin, tendencia, ondas significativas, cambios en la amplitud y la relación con la temperatura media.

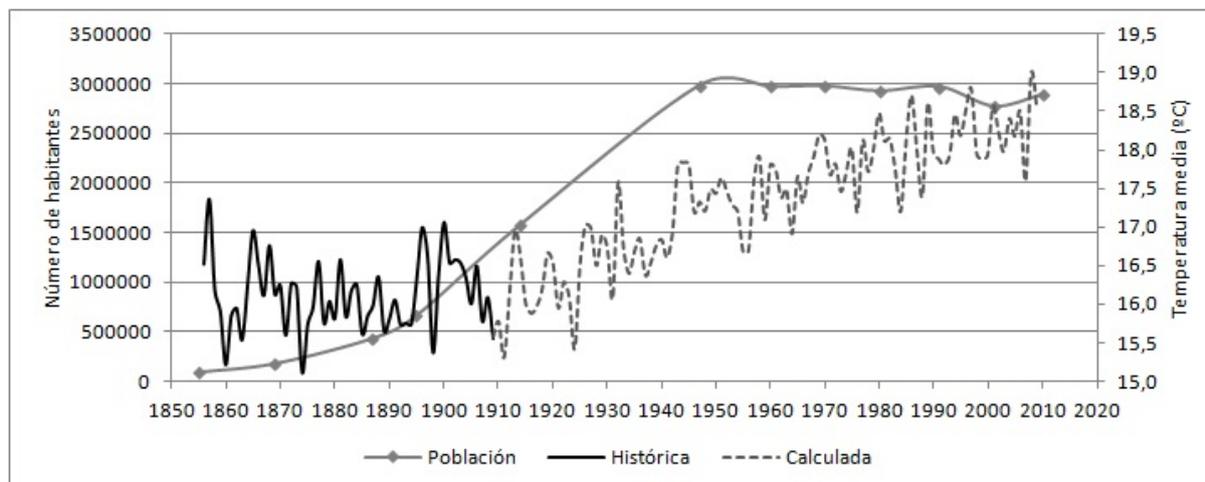


Figura 3: Evolución de la cantidad de habitantes de la ciudad de Buenos Aires (línea gris), valores de temperatura media anual de la serie histórica de OCBA (línea negra) y de la serie calculada a partir de los valores diarios de temperatura máxima y mínima (línea gris a trazos).

3.2. Representatividad regional de la serie de temperaturas máximas y mínimas diarias de OCBA

Como primer punto del análisis de la representatividad de la estación OCBA se calculan para las estaciones cercanas los valores medios anuales de ambas temperaturas para ver su evolución a lo largo del período común. En los 51 años de análisis se observa una pendiente positiva en ambas temperaturas para la mayoría de las estaciones, por este motivo se realiza un análisis de las tendencias lineales. Todas las estaciones presentan tendencias positivas significativas, salvo El Palomar en ambas temperaturas. Se podría concluir con este simple estudio que todas las estaciones tienen presente el efecto ciudad menos una de ellas que está ubicada en un aeropuerto más pequeño y con menos edificaciones cercanas. Esta suposición puede llevar a inferir que en Ezeiza la presencia del efecto ciudad no debería estar presente ya que también es una estación ubicada en un aeropuerto. Pero trabajos sobre isla urbana de calor llevados a cabo afirman que este efecto se observa en el ciclo diario de las temperaturas, pero no así en los valores medios anuales (Barros y Camilloni, 1997).

Coef.Corr.	Anuales		Enero		Julio	
	Tx	Tn	Tx	Tn	Tx	Tn
Aeroparque	0,78	0,94	0,92	0,97	0,98	0,98
Ezeiza	0,89	0,85	0,95	0,94	0,97	0,95
Palomar	0,77	0,45	0,95	0,89	0,92	0,91
La Plata	0,84	0,85	0,95	0,88	0,97	0,94

Tabla I: Valores del coeficiente de correlación de las temperaturas máximas y mínimas anuales y mensuales entre las estaciones que se mencionan y OCBA.

Se realizan las correlaciones de los valores anuales de ambas temperaturas entre todas las estaciones con respecto a OCBA encontrándose que las mismas son significativas. Para estudiar más en detalle la relación de las temperaturas extremas entre las diferentes estaciones se calcula el coeficiente de correlación para dos meses característicos: enero y julio. (Tabla I).

Para observar en detalle la relación entre las estaciones se analizan las diferencias de las temperaturas medias mensuales en función de las distancias (figura 4). Con la estación Aeroparque todos los meses presentan una diferencia de temperatura máxima similar con OCBA teniendo un máximo en verano ($1,5^{\circ}$ - $1,3^{\circ}$ C) y un mínimo en junio con $0,86^{\circ}$ C. La estación El Palomar

es la que menor diferencia en promedio tiene con OCBA, presentando la misma temperatura media en enero y febrero y alcanzando la mayor diferencia en los meses de mayo, octubre y noviembre con $0,35^{\circ}\text{C}$ por debajo del valor de la estación OCBA. Ezeiza es la única estación que tiene la particularidad de que en los meses de verano la temperatura es mayor a la de OCBA, mientras que en invierno se encuentra por debajo de la misma en casi medio grado. Finalmente La Plata siendo la estación más lejana presenta siempre valores menores a OCBA, y es el otoño "temprano" la época en donde las diferencias son menores (cercanas al grado) mientras que en la primavera "tardía" las diferencias rondan los $1,5^{\circ}\text{C}$. (Resultados similares se observan para las temperaturas mínimas, figura no mostrada).

Se infiere por el análisis de las correlaciones y su significancia que en esta escala mensual las series de datos de OCBA pueden considerarse como una serie de referencia de 160 años.

3.3. Análisis del ciclo anual

El armónico anual obtenido a lo largo de los años de registro explica en promedio un 66% de la variabilidad de la temperatura máxima y un 56% de la temperatura mínima. A modo de ejemplo en la figura 5 se presentan los años que mejor ajuste tienen con el primer armónico para ambas temperaturas: para la temperatura máxima del año 1926 el armónico anual explica un 77% de la varianza, mientras que para la temperatura mínima del año 1983 alcanza un 69%.

Las amplitudes del primer armónico permiten saber cómo es el rango anual de las temperaturas analizadas. A lo largo de los 105 años presentan una gran variabilidad y una tendencia significativa al 95% (t-Student) asociada. En el caso de las temperaturas máximas dicha tendencia es negativa, dado por un mayor aumento de las temperaturas máximas en los meses de invierno que en los de verano. Mientras que con las temperaturas mínimas la tendencia es positiva, las temperaturas mínimas de invierno y verano aumentaron, pero las últimas en una

mayor medida lo que da lugar a este aumento en la amplitud. (Figura 6).

Además de observar la tendencia presente en la amplitud del primer armónico, se analiza como es el comportamiento frente al armónico de referencia obtenido en el estado natural de la serie (20 primeros años del registro). En las temperaturas máximas es posible notar como a partir de la década de 1960 la amplitud anual se encuentra por debajo del valor de $15,16^{\circ}\text{C}$ que representa al estado natural. Mientras que en las temperaturas mínimas no se observa claramente un patrón de comportamiento. Si es posible notar que entre los años 1930 y 1980 la amplitud se encuentra por debajo del valor característico de $12,58^{\circ}\text{C}$.

En la figura 7 de la distribución de las varianzas explicadas por los armónicos anuales es posible notar la diferencia entre las temperaturas máximas y mínimas. Las varianzas explicadas en las primeras son claramente superiores. Los años que se ubican en el período natural tienen la distribución relativa más extrema hacia las mayores varianzas. Siendo el intervalo entre el 64 y el 68% el que mayor frecuencia alcanza. Las varianzas explicadas en el caso de las temperaturas mínimas son menores y se distribuyen a lo largo de una mayor cantidad de intervalos. Durante el período natural el máximo se alcanza en el intervalo 56-60% mientras que en el resto del registro el máximo relativo lo presenta el intervalo comprendido entre un 52 y un 56%.

Como otro punto de análisis de las series de armónicos anuales se decide estudiar la presencia de alguna onda característica en las series de las amplitudes. Este estudio permite obtener información de cómo es la variabilidad intra-anual de las temperaturas a lo largo del registro. Como puede observarse en las figuras 8, para ambas temperaturas existe una onda característica de aproximadamente 2 años de longitud, dando como resultado que es muy variable la amplitud de las temperaturas, se puede concluir que existe

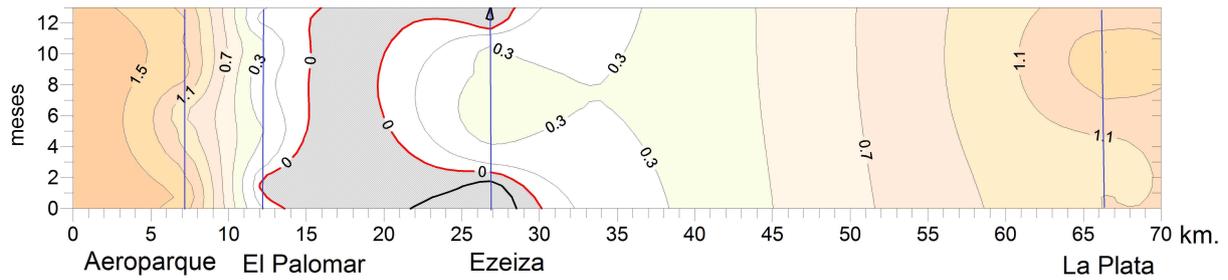


Figura 4: Diferencia de temperatura máxima media mensual entre OCBA y el resto de las estaciones (en sombra con trama están las diferencias negativas). En el eje vertical se encuentran los meses y en el eje horizontal están representados los kilómetros de distancia entre las estaciones (cada una de estas estaciones está representada por una de las barras verticales azules).

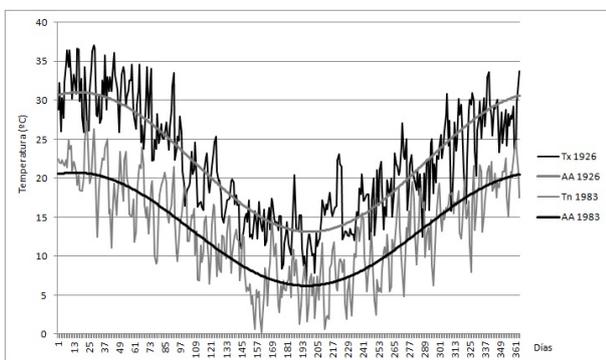


Figura 5: Onda anual de la temperatura máxima del año 1926 (línea negra) mejor ajuste con un 77% de varianza explicada y para la temperatura mínima del año 1983 (línea gris) mejor ajuste con un 69% de varianza explicada. (sobre curvas esta graficado el correspondiente armónico anual)

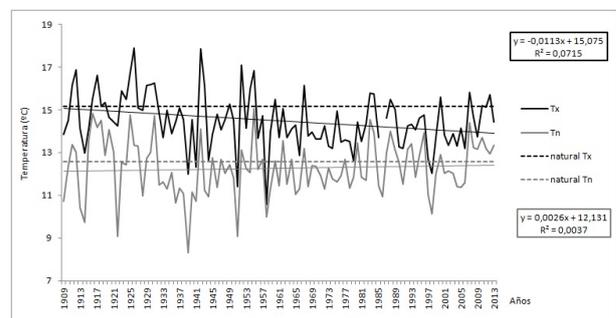


Figura 6: Evolución de la amplitud dada por el armónico anual de cada uno de los años para la temperatura máxima y mínima (línea llena negra y gris, respectivamente), con sus respectivas tendencias lineales (líneas finas) y el valor de la amplitud media del período natural (líneas a trazos negra y gris respectivamente).

una marcada variabilidad interanual de la variabilidad intranual. Además se advierte que la serie presenta un proceso de Markov insinuando una persistencia interanual significativa.

3.4. Características climáticas del semestre frío

Como ya se menciona en la sección Metodologías, un valor de corte es hallado para la definición del semestre frío en cada uno de los años que comprende el estudio. En las temperaturas máximas dicho valor es 21,44°C. Los semestres fríos definidos de esta forma presentan una

gran variabilidad en algunas de sus propiedades (duración, intensidad). La duración del mismo presenta como es de esperar una tendencia negativa significativa a lo largo del registro. El semestre frío más largo se produjo en el año 1911 con 198 días y el más corto en 2008 con solo 144 días. En el estudio de la tendencia acumulada de la cantidad de días, la misma es significativa a partir de los 20 años de registro. Estabilizándose al final del mismo ya que los últimos 22 años no presentan una tendencia significativa. Los primeros 20 años (estado natural) presentan un semestre frío en promedio de 182 días de duración, mientras que los últimos 20 años de

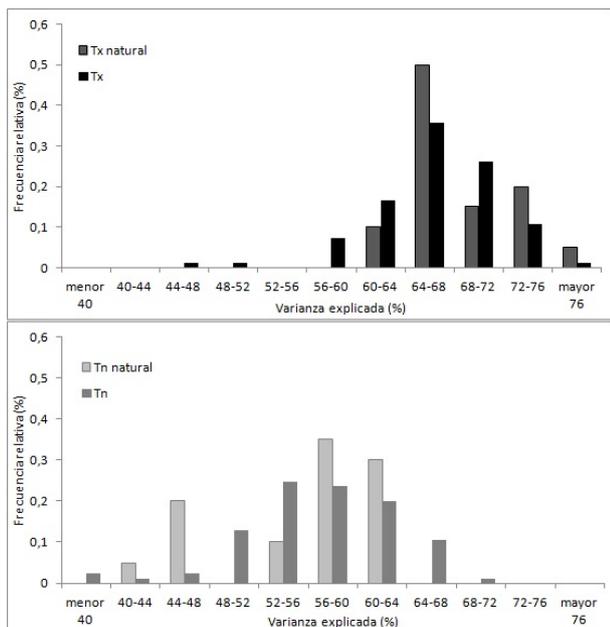


Figura 7: Distribución de frecuencias reactivas de la varianza explica para el armónico anual de cada uno de los 105 años de registro, identificando la distribución de los años que integran el período natural. Para las temperaturas máximas (izquierda) y mínimas (derecha).

registro el valor desciende hasta los 156 días, es decir el semestre frío pierde un mes de duración en los 100 años de estudio. (Figura 9).

En cuanto a la variación de las temperaturas máximas medias en los semestres fríos, se puede observar un aumento significativo de las mismas. En el período natural de 20 años el valor medio es de 16,62°C. Se consideran dos posibles estados, el primero es evaluar la temperatura en los mismos 182 días en que se definió al semestre frío en el estado natural y el segundo en los días que conforman los semestres fríos de cada año según el valor de corte. (Figura 10)

En el primer caso, las temperaturas fueron aumentando en forma progresiva. El valor más bajo se registra en el año 1911 con 15,2°C, mientras que el más elevado es de 19,27°C en 1951. Si se consideran los últimos 20 años del registro la temperatura máxima promedio de

los 182 días que comprende el semestre frío es de 18,47°C, lo que da un aumento promedio de 1,85°C en los 100 años de estudio. Es posible tomar los últimos 20 años en promedio ya que hacia el fin del registro los valores de temperatura se estabilizan, no presentando tendencia desde 1987.

En el segundo caso los años de ocurrencia de los valores extremos son los mismos, siendo el mínimo registro de 15,65°C y el máximo de 18,7°C. Las diferencias halladas con respecto a los anteriores valores radican en que en esta oportunidad se está trabajando con los días que se encuentran por debajo del valor de corte, es por ello que las magnitudes son menores. Los últimos 20 años del registro presentan un valor medio de 17,85 °C. Presentando en esta oportunidad un aumento de 1,23 °C en los 100 años. La tendencia lineal desde 1984 no es significativa, por lo que promediar los últimos 20 años es una buena aproximación para comparar un período inicial con otro final.

En el caso de las temperaturas mínimas el valor de corte que define al semestre es 10,99°C. Nuevamente la duración del semestre presenta una marcada tendencia negativa. El año de mayor duración es 1924 con 209 días en donde la temperatura mínima suavizada mediante el primer armónico se encuentra por debajo de dicho valor, lo que estaría mostrando que el período frío duró aproximadamente 7 meses. Por otro lado, el año de menor duración es 1997 con 108 días de duración, es decir dos meses y medio menos que la duración "ideal". En los últimos años del registro la duración del semestre frío presenta variabilidad pero no así una tendencia negativa significativa desde 1970. Al igual que en las temperaturas máximas se toman los últimos 20 años para ver la variación con respecto al estado natural. En dicho estado la duración promedio es de 181 días, mientras que al fin del registro el valor desciende a 128 días, es decir se perdieron 53 días fríos. (Figura 9).

Analizando la variación de las temperaturas mínimas medias en los semestres fríos, para el

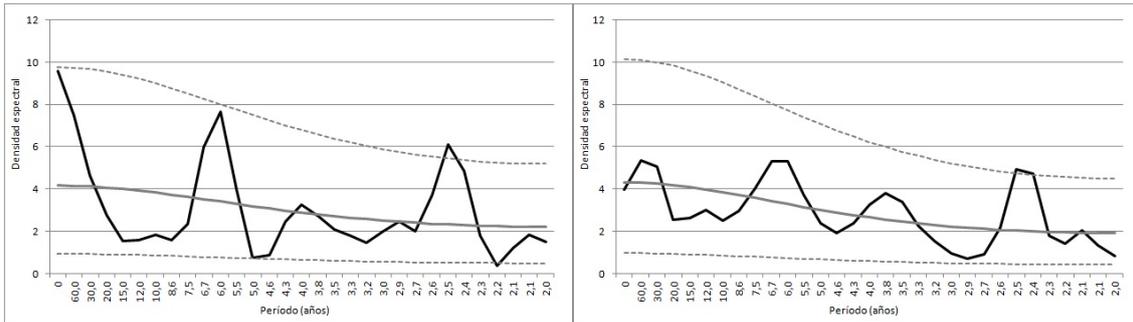


Figura 8: Análisis espectral de las amplitudes del primer armónico para las temperaturas máximas (izquierda) y las temperaturas mínimas (derecha). (95 % de significancia).

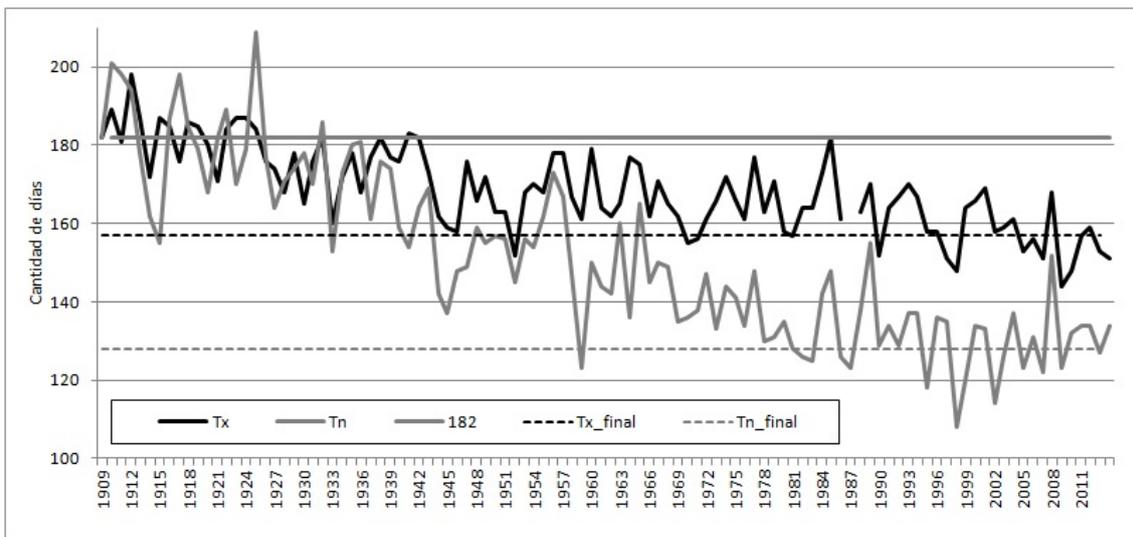


Figura 9: Cantidad de días que se encuentran por debajo del valor de corte (línea negra llena: máximas- línea gris llena: mínimas). En línea horizontal llena se presenta la longitud del semestre ideal, es decir los 182 días fríos que se deberían tener al dividir al año en 6 meses fríos y 6 meses cálidos. En línea a trazos es la duración media de los últimos 20 años del registro para cada temperatura.

caso en que se toman siempre los 182 días del semestre, en los primeros años del estado natural la temperatura promedio es de 7,01 °C, mientras que si se promedian los últimos 20 años el valor asciende a 9,76°C. Lo que está indicando un aumento de 2,75°C en 100 años, incremento mayor al sufrido por las temperaturas máximas.

En el caso en donde se toma el promedio para los días de cada semestre frío definido por el valor de corte, la temperatura en los 20 años del estado natural presenta un valor de 6,98°C, y al final el registro medio es de 8,7°C, mostrando

un aumento de 1,7°C en 100 años, nuevamente un mayor incremento al presentado por las temperaturas máximas. (Figura 10).

El estudio de la tendencia lineal a lo largo de los más de 100 años para el caso de las temperaturas mínimas promedio de los semestres presenta particularidades con respecto a las temperaturas máximas. Estas últimas al calcular la tendencia lineal acumulada presentan períodos sin tendencia significativa al comienzo y al fin del registro y en el medio una clara tendencia positiva. En cambio las temperaturas mínimas

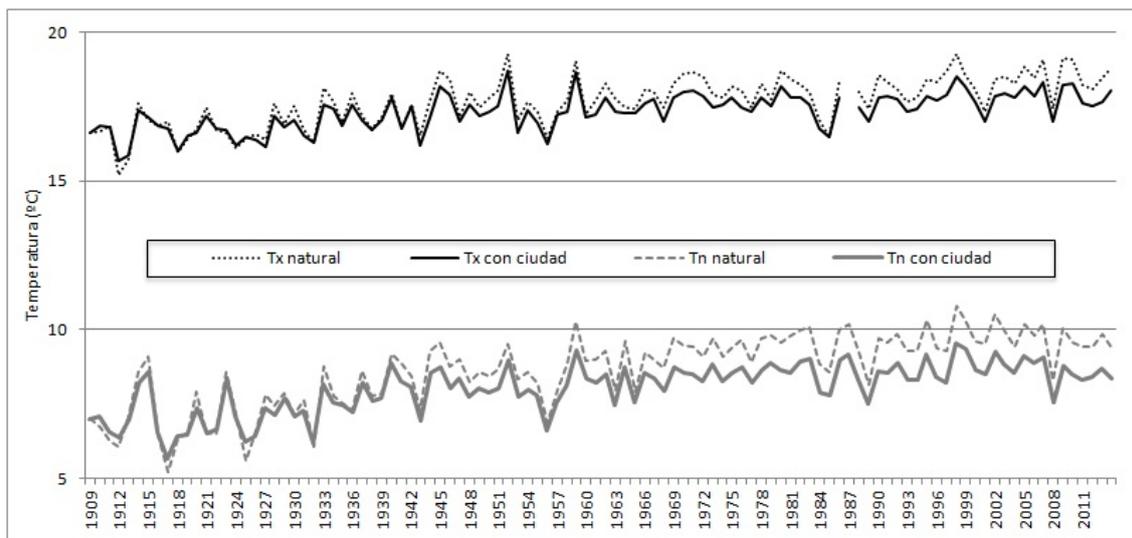


Figura 10: Evolución de la temperatura máxima y mínima media en el período frío. La curva “natural” es el promedio de los mismos 182 días que se obtienen del armónico anual de la ciudad natural (primeros 20 años). La curva “con ciudad” es el promedio de los días que se encuentran por debajo del valor de corte para cada año en particular.

tienen un comportamiento más variable, al comienzo del registro en los años del período natural la tendencia comienza a ser significativa alrededor de los primeros 30 años, desde mitad del registro la serie tiene períodos con y sin significancia que alternan en signo.

3.5. Evolución de la intensidad del semestre frío

Como otro de los parámetros para caracterizar el período frío se analiza la intensidad media para cada semestre frío: como primer paso se calculan las anomalías diarias con respecto al estado natural. Luego para cada año se obtienen las sumatorias de las anomalías positivas y negativas. Este cálculo permite también obtener la cantidad de días que aportan a cada tipo de anomalía. En adelante llamaremos a estas variables: suma positiva, suma negativa, días positivos y días negativos. Se realizan promedios decadales de las mismas a fin de analizar su variabilidad a lo largo del siglo, comenzando por la década 1909-18 y finalizando en el último período 2009-13.

Para las temperaturas máximas los valores medios decadales de la suma positiva presentan

un aumento a lo largo de los años, que se ve reflejado en una disminución de la suma negativa (figura 11). Estos aumentos no presentan una variación lineal, ya que visualmente se pueden observar escalonamientos progresivos en los valores medios. A su vez, las distribuciones sufren alteraciones en sus parámetros, las sumas positivas son las que mayor variabilidad presentan dentro de cada década, esto es posible observarlo en los valores de máximos y mínimos y con el rango entre cuartiles. La suma negativa presenta una distribución decadal con mayor curtosis que la suma positiva.

Para las temperaturas mínimas los aumentos de ambas sumas son similares a los ya mencionados, pero es notorio como la suma negativa tiene un comportamiento asintótico alrededor de 100°C desde la década de 1960 con muy poca variabilidad en el rango intercuartil. La particularidad de la suma positiva es el amplio rango en los valores extremos.

La suma de cantidad de días que aportan en particular cada extremo siempre es 182 días, pero a lo largo del registro se observa el comportamiento esperable de que los días

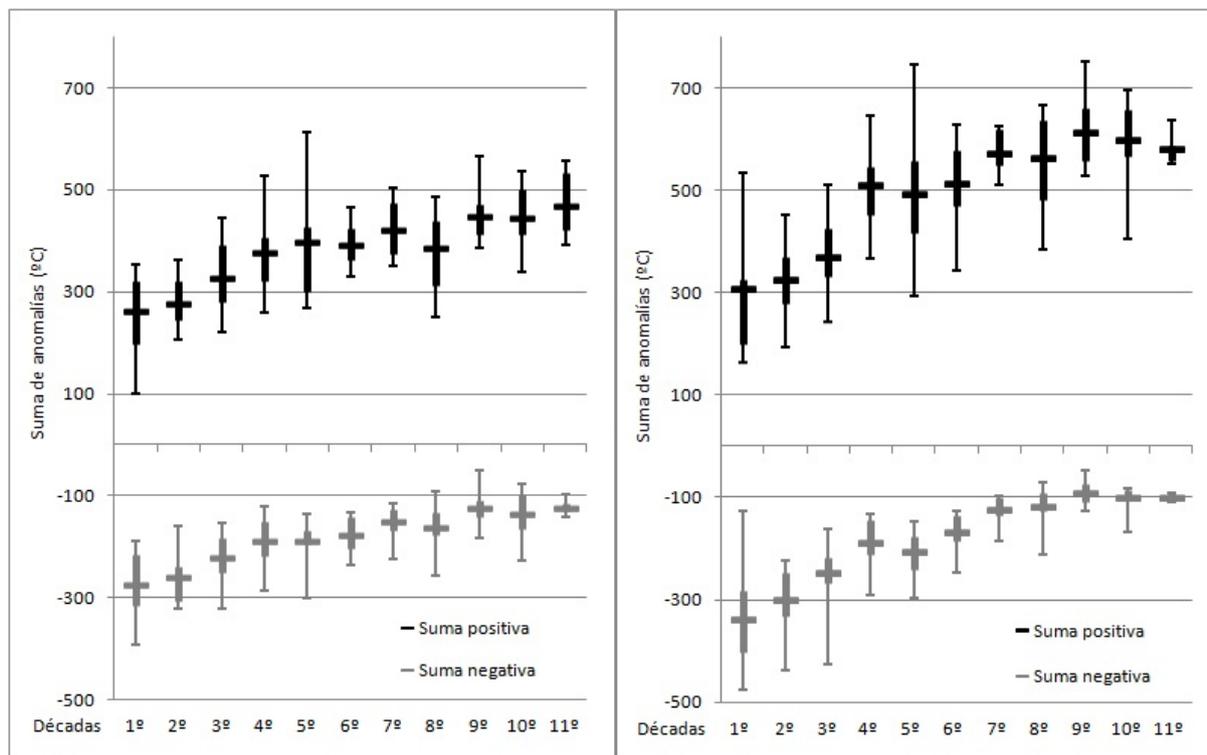


Figura 11: Promedio decadal de la suma de las anomalías de temperatura entre el dato original y el armónico del estado natural para los casos positivos y negativos. En barra horizontal gruesa se presenta el valor medio, en barra vertical gruesa los valores de los cuartiles correspondientes al 25 % y 75 % y en barra vertical fina el valor máximo y mínimo decadal. Temperaturas máximas (mínimas) panel de la izquierda (derecha).

positivos se incrementen a expensas de los días negativos (figura 12).

Para las temperaturas máximas en las primeras décadas se observa que los valores medios son similares en ambas cantidades de días presentando mayores valores los días negativos en las 2 primeras décadas. Pero este comportamiento rápidamente se revierte llegando en las últimas décadas a que los días positivos duplican en valor a los negativos. Ambas cantidades de días presentan una fuerte variabilidad en sus distribuciones a lo largo del registro, tanto en sus valores extremos como en la forma de la misma.

Con las temperaturas mínimas no se encuentran muchas diferencias, lo que sí es observable es que la cantidad de días positivos triplica a la de negativos en las últimas décadas. Al igual que

con las temperaturas máximas las distribuciones de ambas cantidades de días varían en su forma y asimetría.

3.6. Homogeneidad de los meses invernales

Los pronósticos estacionales identifican a los inviernos como fríos o cálidos, pero muchas veces esto no es representativo de los meses que los componen. En las siguientes figuras se presenta el porcentaje de meses que se encuentra en las mismas categorías en la que está definida el invierno. Ya que el semestre frío presenta una variación en su inicio y fin, que comprende principalmente los meses de abril y mayo para el inicio y los meses de septiembre y octubre para el fin, se decide analizar el comportamiento de los 5 meses que en la mayoría de los años integran el “semestre” frío, ellos son: mayo,

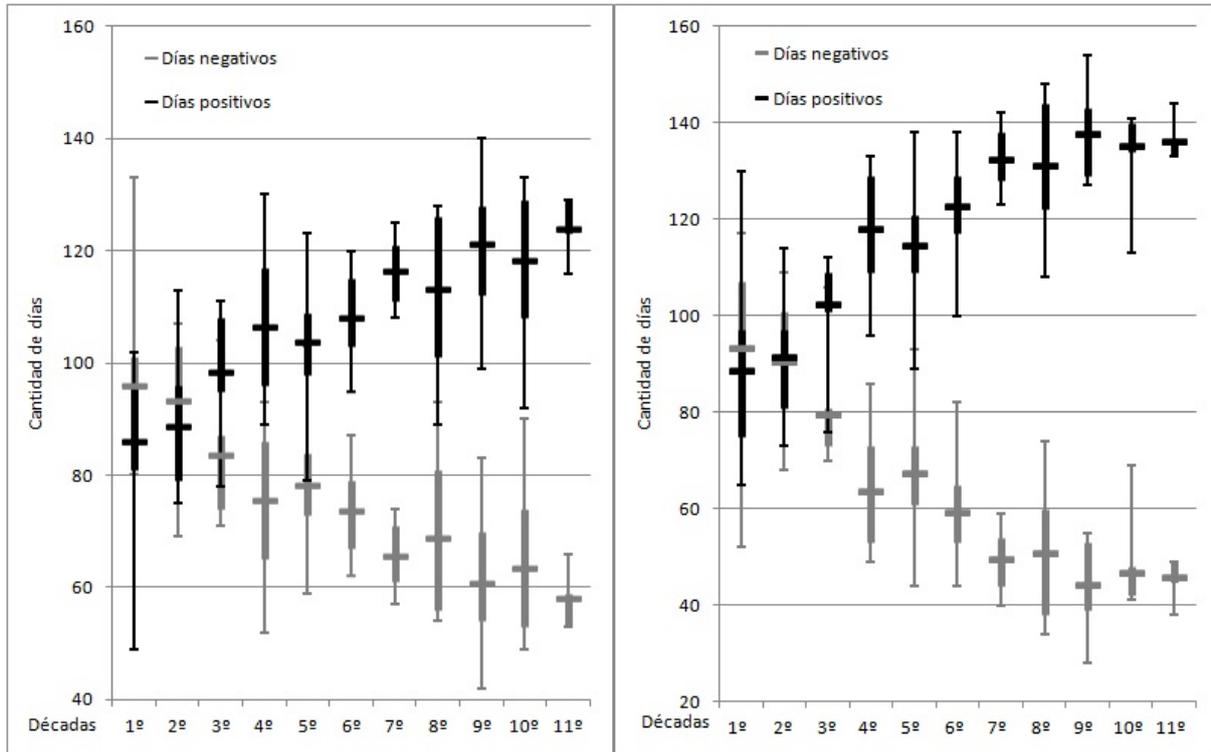


Figura 12: Promedio decadal de la cantidad de días que se encuentran por debajo (encima) del valor del armónico correspondiente para cada uno de los 182 días del semestre frío. Días negativos (positivos) en línea gris (negra). En barra horizontal gruesa se presenta el valor medio, en barra vertical gruesa los valores de los cuartiles correspondientes 25 % y 75 % y en barra vertical fina el valor máximo y mínimo decadal. Temperaturas máximas (mínimas) panel de la izquierda (derecha).

junio, julio, agosto y septiembre. Al promedio de temperaturas de estos meses se los dividió en terciles llamándolos: frío, normal y cálido. El mismo procedimiento se realizó para cada mes en particular. Es por ello que para analizar la homogeneidad del período frío y del invierno (junio, julio y agosto) se contabilizó para cada año la cantidad de meses que presentan la misma característica de frío, normal y cálido. La cantidad de meses puede variar entre 5 meses a ningún mes. (Figuras 13 y 14).

Los años en que los semestres / inviernos son homogéneos no siempre se repiten para ambas temperaturas. Los inviernos homogéneos están incluidos en los semestres. Los períodos fríos que entran en la categoría fría son más homogéneos que los cálidos para ambas temperaturas extremas. Solo en tres oportunidades a comienzo

de siglo se observa que para ambas temperaturas el semestre es homogéneo. En el caso del invierno las distribuciones de los eventos fríos o cálidos de ambas temperaturas no presentan muchas diferencias.

4. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se analizan las variaciones que sufrieron las temperaturas extremas en la ciudad de Buenos Aires a lo largo del siglo XX, demostrándose que los datos de OCBA son representativos de una zona más amplia en estas variables. Se trabaja con el estado natural (primeros 20 años del registro) pretendiendo cuantificar los cambios en las temperaturas durante los periodos invernales por el incremento poblacional como principal causa.

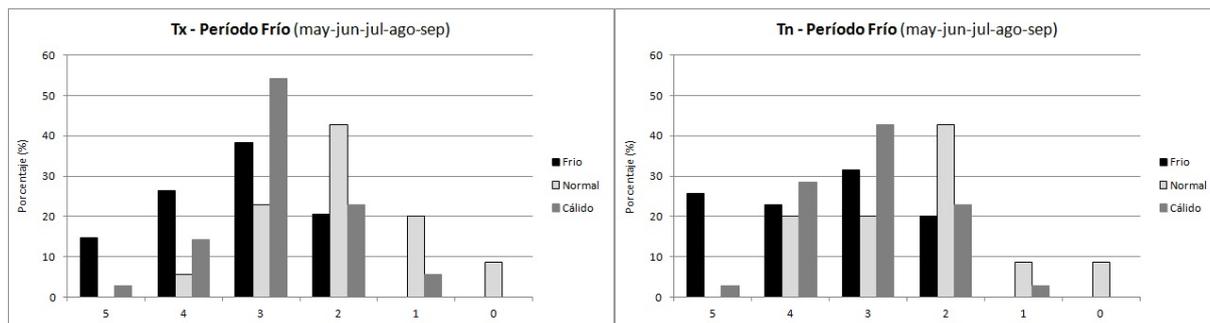


Figura 13: Porcentaje de meses en igual categoría que el período frío analizado mediante las temperaturas máximas (izquierda) y mínimas (derecha).

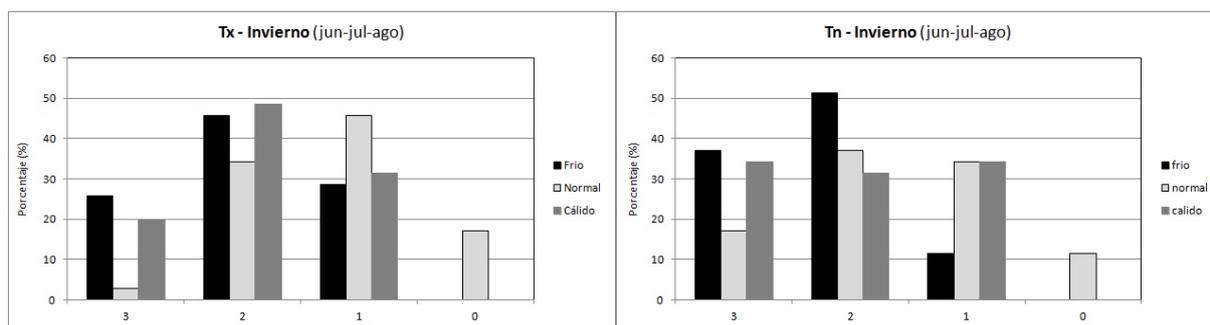


Figura 14: Porcentaje de meses en igual categoría que el invierno analizado mediante las temperaturas máximas.

Las temperaturas máximas en este período sufrieron aumentos siendo los mismos mayores en los meses de invierno que en los de verano. Una situación opuesta sucede con las temperaturas mínimas, en los veranos el aumento fue mayor. Esto estaría indicando un mayor rango diario en los meses de invierno. Las amplitudes con respecto al estado natural presentan un comportamiento errático para las mínimas. En las máximas, luego de los años sesenta en la mayoría de los casos presentan una menor amplitud, es decir la variabilidad dentro del año disminuye.

En lo que se refiere a los resultados del período frío propiamente dicho se estudian diferentes propiedades. La longitud de semestre frío de 182 días para el estado natural se ve reducida en aproximadamente 2 meses para las temperaturas mínimas y 1 mes para las temperaturas máximas. Nuevamente este resultado está mostrando que son las mínimas las que mayor incremento

presentaron.

Ambas temperaturas sufrieron aumentos en el período frío, al tomar los 182 días de semestre frío las máximas aumentan 1,85°C y las mínimas 2,75°C, mientras que si solo se analizan los días que se encuentran por debajo del valor de corte, los aumentos son de 1,23°C y 1,7°C, respectivamente. Estos resultados siguen mostrando que son las temperaturas mínimas las que mayores variaciones sufrieron y cabe aclarar que estos aumentos se minimizan para los últimos veinte años del registro, coincidiendo con igual efecto en el aumento de población.

Por otro lado, la probabilidad de ocurrencia de un periodo frío / invierno homogéneo (cálido, medio o frío) es muy baja, esto estaría limitando el uso del término de invierno con una determinada condición (ejemplo: invierno cálido).

Este trabajo permite reconstruir dos series

de referencia para OCBA de records mayores a 100 años: una llamada "estado natural" donde se ha extraído el efecto de la tendencia suponiendo que toda ella está definida por el efecto antropogénico, y otra serie llamada "estado actual/antropogénico" que consiste en sumarle a la muestra original la tendencia. Cabe aclarar que bajo los efectos prácticos de un análisis por diagnóstico se advierte que la tendencia no es estrictamente lineal para el periodo completo, ya que existen sub-períodos sin tendencia significativa.

Agradecimientos: Los autores agradecen los valiosos comentarios realizados por los revisores anónimos. Agradecen al Dr. Pablo Leal por la asistencia en el procesamiento gráfico. Este trabajo fue realizado gracias a los subsidios de la Universidad de Buenos Aires 2002130300014BA y del Fondo para la Investigación Científica y Tecnológica PICT 2012-1507.

REFERENCIAS

- Barrucand, M. y Rusticucci, M., 2001. Climatología de temperaturas extremas en la Argentina. Variabilidad temporal y regional. *Meteorológica*, 16, 85-101.
- Camilloni, I. y Barros, V., 1997. On the urban heat island effect dependence on temperature trends. *Climate Change*, 37, 665-681.
- Camilloni, I. y Barrucand, M., 2012. Temporal variability of the Buenos Aires, Argentina, urban heat island. *Theoretical and Applied Climatology*, 107, 47-58.
- Christidis, N., Stott, P., Brwn, S., Hegerl, G., Caesar, J.k 2005. Detection of changes in temperature extremes during the second half of the 20th century. *Geophysical Research Letters* 32, L20716, DOI:10.1029/2005GL023885.
- Dahech, S. y Beltrando, G., 2012. Observed temperature evolution in the City of Sfax (Middle Eastern Tunisia) for the period 1950-2007. *Climate Change*, 114, 689-706.
- DeGaetano, A., 1996. Recent trends in maximum and minimum temperature threshold exceedences in the northeastern United States. *Journal of Climate*, 9, 1646-1660.
- Easterling, D., Horton, B., Jones, P., Peterson, T., Karl, T., Parker, D., Salinger, M., Razuvayev, V., Plummer, N., Jamason, P. y Folland, C., 1997. Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, 277, 364-367.
- Griffiths, M., Bradley, R., 2007. Variations of twentieth-century temperature and precipitation extreme indicators in the northeast United States. *Journal of Climate*, 20, 5401-5417.
- Hoffmann, J., 1975. Atlas climático de Sud América. Organización Meteorológica Mundial.
- Jaagus, J. y Ahas, R., 2000. Space-time variations of climatic seasons and their correlation with the phenological development of nature in Estonia. *Climate Research*, 15, 207-219.
- Jaagus, J., Truu, J., Ahas, R. y Aasa, A., 2003. Spatial and temporal variability of climatic seasons on the East European Plain in relation to large-scale atmospheric circulation. *Climate Research*, 23, 111-129.
- López de la Franca, N., Sánchez, E., Domínguez, M., 2013. Changes in the onset and length of seasons from an ensemble of regional climate models over Spain for future climate conditions. *Theoretical Applied Climatology* 114, 635-642.
- Mann, M. y Park, J., 1996. Greenhouse warming and changes in the seasonal cycle of temperature: model versus observations. *Geophysical Research Letters*, 23, 1111-1114.
- Martínez, M.D., Serra, C., Burgueño, A. y Lana, X., 2010. Time trends of daily maximum and minimum temperature in Catalonia (ne Spain) for the period 1975-2004. *International Journal of Climatology*, 30, 267-290.
- Morerg, A., Jones, P., 2005. Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation in Central and Western Europe, 1901-99. *International Journal of Climatology*, 25, 1149-1171.
- OMM, 1966. Nota Técnica N°79 de la

Organización Meteorológica Mundial sobre el Cambio Climático.

- Qian, C., Fu, C., Wu, Z. y Yan, Z., 2009. On the secular change of spring onset at Stockholm. *Geophysical Research Letters*, 36(12) L12706. DOI: 10.1029/2009GL38617.
- Rusticucci, M. y Barrucand, M., 2004. Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina. *Journal of Climate*, 17, 4099-4107.
- Rusticucci, M., Vargas, W., 1991. Efecto de la ciudad y el río sobre la temperatura de superficie en Buenos Aires. *GEOACTA*, 18, 35-48.
- Serra, C. Burgueño, A. and Lana, X., 2001. Analysis of maximum and minimum daily temperatures recorded at Fabra Observatory (Barcelona, NE Spain) in the period 1917-1998. *International Journal of Climatology*, 21, 617-636.
- Wallace, C. and Osborn, T., 2002. Recent and future modulation on the annual cycle. *Climate Research*, 22, 1-11.
- Wilks, D., 2006. *Statistics Methods in the Atmospheric Sciences*. International Geophysics Series 91. Ed. Elsevier.

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

ESTUDIO PRELIMINAR DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN SAN JULIÁN EN REFERENCIA A LA GENERACIÓN DE ENERGÍA EÓLICA

Federico Otero¹, Bibiana Cerne² y Claudia Campetella^{2,3}

¹Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales CONICET ²Centro de Investigaciones del Mar y la Atmosfera CIMA – CONICET - UBA

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN, UBA Instituto Franco-Argentino sobre Estudios de Clima y sus Impactos UMI IFAECI 3351-CNRS-CONICET-UBA

³Servicio Meteorológico Nacional. Buenos Aires - Argentina

(Manuscrito recibido el 22 de febrero de 2016, en su versión final el 25 de agosto de 2016)

RESUMEN

En el presente trabajo se realizó una descripción preliminar de las características de la velocidad del viento medido a 10 m en la estación meteorológica San Julián Aero, provincia de Santa Cruz, Argentina. El análisis se llevó a cabo con el fin de evaluar los cambios en el potencial eólico en la región. Se llevó a cabo un exhaustivo proceso de control de calidad de la serie de datos donde se encontraron períodos de mal funcionamiento y cambios del instrumental, haciendo que la serie no resulte homogénea. Se describió el ciclo diario y anual de cada período, como así también sus distribuciones y los valores extremos asociados a las velocidades características de los aerogeneradores. Por otro lado, para explorar si la variabilidad del viento medido a 10 m es representativa de la variabilidad del viento a la altura del rotor, se estudiaron los datos de velocidad a 40 m, 50 m y 60 m medidos en una torre cercana a la estación meteorológica de superficie. Se aplicaron distintos métodos de “Medir-Correlacionar-Predecir” (MCP) para conocer el grado de correlación direccional entre los datos de la torre y los de superficie obteniendo valores significativos en todos los casos. Esto indicaría que se podrían asumir las variabilidades de la velocidad media diaria del viento a 10 m como representativas para estimar las variaciones del viento a la altura requerida para generar energía eólica. Los resultados obtenidos manifiestan la dificultad de hacer cualquier estudio de variabilidad del viento y/o estudio de valores extremos con series cortas que son sensibles a la longitud del registro, al tipo y calidad del instrumental y además a los cambios de ubicación y altura del instrumental y a los obstáculos cercanos.

Palabras clave: viento, variabilidad del viento, control de calidad de viento

PRELIMINARY WIND SPEED STUDY IN SAN JULIAN IN REFERENCE TO WIND POWER GENERATION

ABSTRACT

In this paper, a preliminary description of the characteristics of wind speed at 10 m in the meteorological station San Julián Aero, Santa Cruz, Argentina was performed. The analysis was conducted in order to assess the wind power generation capacity in

the region. A comprehensive quality control process of the wind data series was carried out where it was found periods of malfunction and instrumental changes, so that the series resulted not homogeneous. Daily and annual cycle of each period, as well as their distributions and extreme values associated with the characteristics speed of the wind turbines were described. On the other hand, to explore whether the variability of the wind at 10 m is representative of the variability of wind speed at the height of the rotor, wind speed data at 40 m, 50 m and 60 m measured at a nearby tower the surface station were studied. Different MCP (measure-correlate-predict) methods were applied to determine the degree of directional correlation between the data in the tower vs surface data obtaining significant values in all cases, suggesting that it could taken the daily mean wind speed at 10 m as representative to estimate the variability of the wind at the required height to generate wind power. The results show the difficulty of making any study of wind variability and/or extreme values with short series because they are sensitive to the record length, type and quality of the instruments and also to changes in location and height of the measuring instrumental and nearby obstacles.

Keywords: wind, wind variability, wind quality control

1. INTRODUCCIÓN

La energía eólica hace referencia a aquellas tecnologías y aplicaciones en las que se aprovecha la energía cinética del viento convirtiéndola en energía eléctrica, térmica o mecánica. El aprovechamiento de este tipo de energía ha tenido un crecimiento exponencial en las últimas décadas debido principalmente al avance tecnológico en el diseño de los aerogeneradores y al cambio en las políticas económicas y ambientales (Waimann, 2011). El uso de esta fuente de energía presenta tanto ventajas como desventajas. Dentro de las primeras, se puede mencionar que el recurso es inagotable y poco contaminante. Dentro de las segundas, hay que destacar que las zonas más propicias se encuentran dispersas y que el viento es una variable, intermitente y difícil de pronosticar localmente. Es necesario investigar, tanto en el campo tecnológico como en el estudio de la variable viento, cuáles son las regiones óptimas para la explotación del recurso. Esto requiere contar con mediciones de viento prolongadas a la altura de los rotores para conocer no sólo su valor medio y su rango de variación, sino también su variabilidad en distintas escalas espacio-temporales.

En Argentina la energía eólica aún se encuentra en la etapa inicial, tanto de conocimiento como de aprovechamiento del recurso, siendo esto evidente por la diferencia que existe entre el potencial eólico a lo largo del territorio y su aprovechamiento (Barros y otros, 1997). Los primeros estudios relacionados al conocimiento meteorológico del recurso eólico en Argentina datan de la década del '80 (Brizuela 1982; Barros 1983,1986; Brizuela y Aiello 1988). En 1983 Barros desarrolló el primer atlas eólico del país y más tarde, Barros y otros (1997) realizaron el primer estudio de potencial eólico de Argentina. Posteriormente, el Centro Regional de Energía Eólica (CREE) realizó un nuevo atlas regionalizado utilizando un modelo de conservación de masa que incluye la rugosidad del suelo y modela el perfil del viento (Mattio y Tilca, 2009). Palese y otros (2009) también realizaron un mapa eólico regionalizado circunscripto a la zona centro-este de la provincia de Neuquén. Dentro de los escasos estudios sobre el viento medido a la altura de los rotores, se pueden mencionar a Labraga (1994), quien hizo un estudio exhaustivo con la información medida en torres a la altura de los rotores para Pampa de Castillo, distante unos 40 km de Comodoro Rivadavia, y a De Bortoli y otros (2002) quienes hicieron un análisis probabilístico de la velocidad

horaria del viento.

Hoy día existen pocos estudios en Argentina que aborden el aspecto de la variabilidad del viento a partir de series temporales extensas, y los atlas de viento muestran posibles regiones apropiadas para la instalación de granjas eólicas en términos de viento medio, pero no hacen referencia a sus variabilidades. Se pueden mencionar el estudio que Palese y Lassig (2012) realizaron sobre la variabilidad interanual de la velocidad del viento en la provincia de Neuquén, y el de Oliva y otros (2007) quienes muestran una primera aproximación de la variabilidad mensual del viento en Rio Gallegos. Es decir, se desconoce el rango de variabilidad en la velocidad del viento en el resto del país. Por otro lado, la velocidad del viento observado (de aquí en más velocidad del viento) a 10 m es una variable que se mide con mucho error. Según la Guía Nro. 8 de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) (2012), la velocidad horizontal del viento a 10 m debería medirse con una exactitud de $0,5\text{ms}^{-1}$ en velocidades inferiores a 5ms^{-1} y con una exactitud mejor al 10% para velocidades mayores. La dirección requiere como mínimo una precisión de 5° , valores fácilmente alcanzables con el instrumental moderno. Pero aun con este instrumental más eficaz, el cambio en la ubicación del anemómetro, la interacción del flujo con el entorno y el mal funcionamiento del instrumento, permanecen produciendo errores sistemáticos en las mediciones y alteraciones en las series de datos. Se requiere de un estudio riguroso para analizar la calidad del viento medido a 10 m a través de los años para poder utilizarlo como indicador de las variabilidades del viento a nivel de las aspas. Natalini y Natalini (2013) en su estudio sobre velocidades extremas del viento en Argentina, hacen referencia a la incertidumbre en el proceso de medición del viento concluyendo que la misma dificulta la determinación del valor de la “velocidad básica de diseño”, fundamental para los cálculos estructurales.

El objetivo principal del presente trabajo es realizar una descripción preliminar de las

características de la velocidad del viento a 10 m de altura en la estación San Julián Aero (provincia de Santa Cruz). Además, explorar si existe alguna relación entre los promedios diarios de los datos medidos en dicha estación de superficie y los promedios diarios de los datos obtenidos de una torre de medición de viento a 40 m, 50 m y 60 m de altura ubicada en las cercanías de la estación. El objetivo secundario es realizar un control de calidad exhaustivo de la información registrada por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) en la estación.

2. DATOS Y METODOLOGÍAS

2.1. Información utilizada

Se trabajó con la serie de datos horarios de velocidad y dirección del viento a 10 m de la estación meteorológica San Julián Aero ($49^\circ 19'S$; $67^\circ 50'O$, 2 msnm) perteneciente al SMN. La estación comenzó a realizar observaciones horarias a partir de enero de 1991, lo cual restringe la longitud de la serie desde el 1ro de enero de 1991 hasta el 30 de julio de 2010. A partir de la información de anemometría (procedimientos y sistemas de medición de la dirección y velocidad del viento, según Glosario de Meteorología de OMM) disponible para el período 1991-2010, se encontró que la estación realizó varios cambios de instrumental para registrar dicha variable. Desde mayo de 1991 hasta junio de 2005 se utilizaron distintos modelos de anemógrafos marca BENDIX (sin información disponible de las características técnicas) y a partir de ese momento se comenzó a utilizar un anemómetro sónico marca SIAP, cuyo rango de medición es de 0ms^{-1} a 75ms^{-1} con una exactitud del 97% para velocidades menores a 35ms^{-1} .

Para contrastarla calidad de la información se utilizaron las componentes meridional y zonal del viento a 10 m de la base de datos del NCEP-DOE Reanalysis 2 (R2), disponible en forma gratuita en la página de NOAA (<http://www.cpc.noaa.gov/products/wesley/reanalysis2/>) (Kanamitsu y otros,

2002). Dicha información tiene una resolución de $2,5^\circ$ de latitud por $2,5^\circ$ de longitud y datos cada 6 horas (0, 6, 12 y 18 UTC). Se eligieron los puntos de retícula más cercanos al lugar de estudio para su comparación; uno sobre tierra ($48^\circ 30'S; 67^\circ 30'O$) y otro sobre el océano ($50^\circ 30'S; 67^\circ 30'O$).

Además se utilizaron los datos de velocidad y dirección del viento medidos por sensores ubicados en una torre localizada en San Julián ($49^\circ 18'S$ y $67^\circ 50' O$ a 67 msnm) ubicada a 20 km al norte de la estación meteorológica del SMN. Los datos proporcionados se encuentran separados en dos períodos, el primero de ellos desde el 28 de noviembre de 2008 hasta el 12 de marzo de 2009 (período A) y el segundo desde el 1ro de junio de 2009 al 30 de julio de 2010 (período B). Dicha estación es un conjunto NRG-NowXD (60 m) con Data Logger Symphonie de 6 sensores anemométricos calibrados NRG Max#40C ubicados a 60, 50 y 40 m de altura y 2 medidores de dirección NRG#200P, por lo tanto hay 2 canales de información de velocidad del viento por cada nivel. La velocidad mínima que registra el sensor es de 1 ms^{-1} y, si bien la velocidad máxima que puede registrar el sensor es de 70 ms^{-1} , suelen evidenciar mayores errores de medición a partir de velocidades superiores a 50 ms^{-1} . La frecuencia de muestreo del sensor es de 1 dato por segundo. Estos valores son promediados cada 10 minutos para obtener la serie final de 6 datos por hora (Oliva 2014, comunicación personal). El control operativo de la funcionalidad de la torre fue realizada por el Área de Energías Alternativas de la Universidad Nacional de la Patagonia Austral. Oliva y otros (2009), en su estudio sobre el diseño de un parque eólico piloto proyectado en San Julián, explicitan con detalle las características técnicas, el montaje y el procesamiento de la información de esta estación.

2.2. Metodología de análisis de calidad de la información

2.2.1. Viento a 10 m

La información del viento a 10 m se trabajó en hora oficial argentina (HOA) y se convirtió el sistema de unidades en que se registra la información de velocidad del viento, de nudos a ms^{-1} . Se detectaron y marcaron los datos horarios faltantes, incluyendo en esta categoría a aquellos datos con información errónea por no contener dirección y/o velocidad del viento. A continuación se aplicó un control de valores sospechosos y fuera de rango, lo cual es extremadamente dificultoso de decidir en el caso del viento debido a su gran variabilidad. El criterio utilizado para su detección es el propuesto por la Agencia Ambiental de Canadá (Environment Canada) en 2004 (Wan y otros 2010) y consiste en detectar si existen valores tales que el módulo de la velocidad sea mayor que 36 ms^{-1} , que la diferencia entre las velocidades de la hora previa y la hora posterior sean mayores a $7,7 \text{ ms}^{-1}$ o bien que el viento horario máximo sea mayor que el valor de la ráfaga extrema diaria. Dado que no existe información disponible sobre ráfagas en la estación, no se aplicó esa parte del criterio. Debemos mencionar que estos criterios se utilizaron para la región de Canadá y que debería realizarse un estudio profundo en la región para establecer y rectificar/ratificar el valor umbral para la región de estudio y constatando los valores de viento de estaciones cercanas. Por otro lado, este valor está dentro del rango de 27 ms^{-1} y 42 ms^{-1} mencionado por Lassig y otros (2011) en su estudio sobre vientos extremos en la provincia de Neuquén y es inferior al valor de la ráfaga más intensa en la región (58 ms^{-1} , Reglamento CIRSOC 102, 2001). Con respecto a la dirección, se controló que la misma se encuentre comprendida entre 1° y 360° .

Los datos de R2 son valores en una retícula regular a intervalos discretos de tiempo con consistencia física por lo que eliminan algunos de los problemas asociados a las características específicas de la estación de superficie (Watson, 2014). Una primera aproximación para explorar la calidad de los datos consistió en la comparación de los valores de velocidad media anual del SMN con los valores medios anuales informados por la base de dato R2. Se trabajó con

las anomalías de velocidad del viento respecto a la media del período (1991-2010).

A partir de la información de la Anemometría se detectaron los períodos en los cuales los instrumentos no tuvieron un adecuado funcionamiento y períodos en donde se realizaron cambios de instrumental. Durante estos períodos no se llevaron a cabo mediciones simultáneas entre el instrumental a reemplazar y el nuevo que permitieran determinar un coeficiente de ajuste. Por lo tanto, para comprobar si existe un impacto en la serie de datos debido a los cambios de instrumental, se aplicaron distintos tipos de tests para determinar si los registros de velocidad del viento podrían considerarse como una única serie o no. En primer lugar se utilizó el test de Kolmogorov-Smirnov (Lilliefors, 1967) para conocer si alguno de los períodos tiene distribución normal. A continuación se aplicó el test de Levene, (Levene, 1960) para estudiar la homogeneidad de varianzas, que es robusto bajo no normalidad y finalmente la prueba de Mann-Whitney (Mann y Whitney, 1947) que es una prueba no paramétrica para comparar la mediana de dos muestras y determinar si la distribución de partida de los grupos es la misma. Todos los tests se realizaron con una significancia del 95 %.

2.2.2. Viento en la torre

Se controlaron los datos faltantes, fuera de rango y erróneos teniendo en cuenta los límites ya especificados del sensor. A continuación, acorde a lo establecido en la Sección 4.1 de las Normas Argentinas Recomendaciones para mediciones de velocidad y dirección de viento con fines de generación eléctrica y medición de potencia eléctrica generada por aerogeneradores (Mattio y Tilca, 2009), se realizó un análisis de consistencia de datos medidos en la torre en cada nivel; canales 1 y 2 a 60 m, canales 3 y 4 a 50 m y canales 5 y 6 a 40 m para evaluar el efecto sombra de la torre anemométrica sobre los instrumentos. Dicho análisis consiste en graficar las diferencias en las velocidades de los anemómetros ubicados en un mismo nivel como función de la dirección en

cada tiempo para así determinar qué instrumento está perturbado por la estela del otro y de la torre y, de este modo, no considerar dicha medición. En los demás casos se considera al valor de la velocidad del viento como el promedio de ambas mediciones de los respectivos canales por nivel. Una vez filtrado el efecto de sombra y, a fin de que las mediciones en la torre sean análogas a las mediciones realizadas a 10 m, se confeccionó una nueva serie de datos horarios considerando únicamente el valor de los últimos 10 minutos de cada hora acorde a lo descrito en el párrafo anterior.

2.2.3. Distribución de Velocidades

La distribución de Weibull es una función de dos parámetros comúnmente utilizada para ajustarse a la distribución de frecuencias de la velocidad del viento (Justus y otros 1976). Se trata de una distribución de dos parámetros; un parámetro de escala y un parámetro o factor de distribución de forma. Se utilizó el método de máxima verosimilitud para la estimación de los parámetros de Weibull siguiendo a Seguro y Lambert (2000) quienes postulan que es el método más preciso y robusto. La función de distribución de Weibull está representada por la ecuación 1.

$$f(v) = \frac{k}{c} \left(\frac{v}{c}\right)^{k-1} e^{-\left(\frac{v}{c}\right)^k} \quad (1)$$

Donde c es el parámetro de escala de Weibull, con unidades iguales a las unidades de velocidad del viento, k es el parámetro de forma (adimensional), y v es la velocidad del viento.

Se aplicó el test chi cuadrado modificado para la distribución de Weibull (Voinovab y otros 2012) junto a gráficos de probabilidad de distribución para conocer si las distribuciones de velocidad se ajustan a dicha distribución.

2.2.4. Variabilidad del viento a 10 m y su relación con el viento en la torre

Para describir la variabilidad del viento se calcularon los valores medios diarios, mensuales

y anuales, sin considerar las calmas. El no considerarlas, si bien genera una sobreestimación del valor medio, los autores consideran que su estudio en forma independiente aporta información valiosa por representar uno de los valores extremos de la variable viento cuyo conocimiento es muy importante en la generación de energía eólica. El estudio de calmas se llevó a cabo describiendo su ciclo diario, mensual e interanual en términos de frecuencias relativas a la cantidad de información.

Para indagar el comportamiento de los valores de viento más intensos, se calculó la frecuencia relativa de los registros que exceden un umbral determinado. Dicho umbral se eligió siguiendo la metodología propuesta por Earl y otros (2013). La misma consiste en estimar la velocidad del viento medido a 10 m tal que ajustado a nivel del rotor se corresponda con el valor para el cual alcanza su máxima potencia o velocidad nominal. Además se consideró un segundo umbral asociado al valor de corte, que representa la estimación del viento a 10 m tal que ajustado a nivel del rotor sea igual al valor a partir del cual las palas se ubican en posición bandera, permitiendo que el aire fluya y se proteja su integridad estructural. Como ejemplo se utiliza la curva de potencia de un aerogenerador IMPSA IWP 70, con aspas a 72 m de altura (Waimann, 2011), cuya velocidad nominal es 13 ms^{-1} y velocidad de corte de 25 ms^{-1} .

En este caso la extrapolación del viento desde 72 m a 10 m se realizó utilizando la ecuación del perfil logarítmico para condiciones de atmósfera con estratificación neutral (Stull, 1988), ec. (2)

$$\frac{v_2}{v_1} = \frac{\ln\left(\frac{h_2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{h_1}{z_0}\right)} \quad (2)$$

Donde v_1 es la velocidad del viento a la altura h_1 , v_2 es la velocidad del viento en altura h_2 y z_0 es la longitud de rugosidad considerando un valor de 0,03 m (asociado a tierra agrícola abierto sin vallas y setos; tal vez algunos edificios distantes y colinas muy suaves correspondiente a un

obstáculo de entre 0,25 y 1 m según Oke (1987)). En este trabajo se estima la velocidad del viento medio mensual a partir de la ecuación (2), por lo tanto la aproximación de atmósfera con condición de estratificación neutral es una aproximación válida en primera instancia (Gualtieri y Secci, 2014).

Para conocer si es posible extrapolar el comportamiento del viento medido a 10 m con el registrado a nivel de la torre (equivalente al nivel del rotor), se aplicaron distintos métodos de correlación a las velocidades medias diarias de la torre y a 10 m en los períodos coincidentes (28/11/08–25/01/09 y 01/03/10–30/07/10) incluyendo las calmas. Los algoritmos de Medir-Correlacionar-Predecir (MCP) se utilizan para predecir el recurso en el desarrollo de la energía eólica (Rogers y otros, 2005 y las referencias allí citadas). Los métodos MCP modelan la relación entre los datos de viento (velocidad y dirección) medidos en el lugar de destino (datos de torre), por lo general durante un período de hasta un año, y datos simultáneos en un sitio de referencia cercana (datos SMN). El modelo utiliza los datos a largo plazo del sitio de referencia para predecir las distribuciones de velocidad y dirección del viento a largo plazo en el sitio de destino. El objetivo del método de MCP es obtener una caracterización de las distribuciones de la velocidad del viento como una función de la dirección en el sitio de destino con el fin de determinar la producción de energía anual de un parque eólico situado en dicho sitio. Si bien no es el objetivo de este trabajo determinar la producción de energía, esta metodología resulta de gran utilidad para evaluar las correlaciones entre la información de la torre y la del SMN, ya que admite estudiarlas en forma direccional. De esta forma se obtiene información adicional que permite conocer si existe o no una dirección preferencial en la cual la extrapolación del comportamiento es más o menos válida. Se aplicó MCP considerando 16 sectores de 22.5° cada uno.

Los métodos MCP aplicados en este trabajo son;

- I El método Lineal por Cuadrados Mínimos, que es un método basado en una aplicación directa del procedimiento lineal de cuadrados mínimos como una relación de la forma $y = mx + b$.
- II El método de Cuadrados Mínimos Total, también conocido como mínimos cuadrados ortogonales, es un método de correlación que minimiza la distancia ortogonal a la línea de mejor ajuste. El ajuste de la curva lineal resultante se describe con una pendiente y el valor de interceptación, es decir, como una relación de la forma $y = mx + b$.
- III El método de Relación de Varianza, es un simple y robusto algoritmo de MCP propuesto por Rogers et al. (2005) en el cual se utiliza un modelo lineal de la forma $\tilde{y} = mx + b$ y fija los dos parámetros de ese modelo lineal, de modo que la varianza de las velocidades del viento previstas para la torre $\sigma^2(\tilde{y})$ sea igual a la varianza de las velocidades del viento observadas $\sigma^2(y)$ siguiendo la relación $\tilde{y} = \left(\mu_y - \left(\frac{\sigma_y}{\sigma_x}\right)\mu_x\right) + \left(\frac{\sigma_y}{\sigma_x}\right)x$ (donde μ_x , μ_y , σ_x y σ_y son las medias y los desvíos estándar de ambos set de datos (torre y SMN)).
- IV El método Weibull Fit que es un algoritmo MCP propuesto por van Lieshout (2010) donde se utiliza un modelo de ley de potencia de la forma $\tilde{y} = ax^b$ donde x denota velocidades del viento observada en el lugar referencia y \tilde{y} denota la velocidad del viento en el sitio objetivo. El exponente es igual a la relación de los factores de forma de Weibull.

Los cálculos se realizaron con la versión gratuita del programa Windographer (<http://www.windographer.com>). Dado que solamente se dispone de un año de mediciones en la torre en períodos separados, no fue posible aplicar una metodología de filtrado más robusta y se utilizó la velocidad media diaria y no la horaria para eliminar las fluctuaciones debido a procesos de pequeña escala.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Control de calidad de la información

El análisis de la información de viento a 10 m registrada por el SMN correspondiente al total de los datos (1991-2010) mostró un total de 1935 datos horarios faltantes, que representan un 1,1 % del total. Cabe mencionar que en su mayoría los datos faltantes corresponden al año 1991, el cual presenta casi un 10 % de faltantes para este año. La cantidad de información faltante en el resto de los años (1992-2010) es menor al 1 % y varios años resultaron completos. Un estudio exhaustivo del año de mayores faltantes, 1991, mostró que durante este año no fueron registradas las horas nocturnas 22, 23, 0, 1, 2, 3, 4 y 5 durante los meses de enero, febrero y marzo. A partir de este resultado se decide eliminar el año 1991 de la serie de datos, quedando la nueva serie con un total de 165101 datos correspondientes al período 1992-2010.

El control de datos fuera de rango para la velocidad del viento ($|v| > 36 \text{ ms}^{-1}$) indicó que sólo 6 valores estaban fuera de rango, de los cuales ninguno de ellos superó los $38,6 \text{ ms}^{-1}$. Si se considera que no se realizó ningún estudio para validar dicho límite en la región y que las mediciones superan a lo sumo un 13 % a dicho valor, y teniendo en cuenta que el error aceptado por la Organización Meteorológica Mundial (2012) es de hasta el 10 %, se decide marcarlos pero no eliminarlos. El criterio de la diferencia entre horas consecutivas menores a $7,7 \text{ ms}^{-1}$ no fue cumplido por el 2 % de los datos, los cuales se eliminaron del presente estudio.

También se realizó el análisis de consistencia de los datos de velocidad medidos en la torre. Se evaluaron las diferencias entre los diferentes canales de los sensores ubicados en la torre. El valor medio de las mismas en el nivel de 40 m mostró un valor de $4,42 \text{ ms}^{-1}$, mientras que el de los dos niveles restantes (50 m y 60 m) resultó ser menor a $5 \times 10^{-2} \text{ ms}^{-1}$. Esto reveló una discrepancia entre los valores de los 2 canales del nivel de 40 m. Para determinar cuál de los dos canales es el que no funciona adecuadamente, se los comparó con el viento en los niveles más altos, descartándose así el canal 2. No se encontraron valores fuera de rango y/o sospechosos en esta

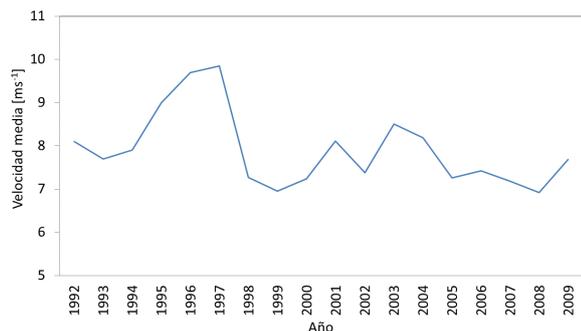


Figura 1: Velocidad media anual de viento a 10 m.

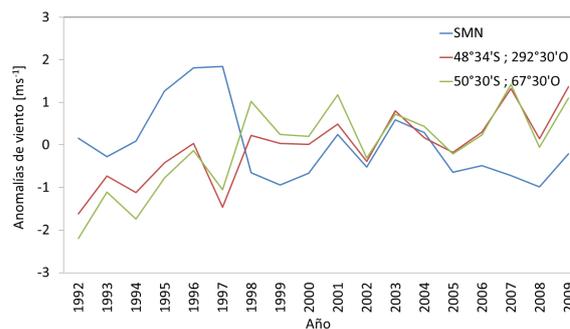


Figura 2: Anomalías anuales de velocidad del viento para San Julián Aero (línea azul) y dos puntos de la base de datos de R2 (línea roja punto sobre tierra y línea verde punto sobre el mar).

serie en el resto de los canales.

Con el fin de explorar el comportamiento de la información a través de los años se muestra en la figura 1 la velocidad media anual del viento a 10 m. Allí puede observarse un notorio aumento entre 1993 y 1997 (2 ms^{-1} aproximadamente) y luego una fuerte disminución entre 1997 y 1998 de casi 3 ms^{-1} , momento a partir del cual oscila entre 7 ms^{-1} y $8,5 \text{ ms}^{-1}$. Este comportamiento induce a sospechar de la calidad de la información en este período, en el que las velocidades medias se ubican muy por encima del resto la serie. Para verificar esto, se la comparó con la información brindada por la base de datos de R2. En la figura 2 se puede observar que las anomalías de los dos puntos (sobre tierra y sobre océano) de la base de datos de R2 presentan un comportamiento equivalente pero, al comparar los con las anomalías de la estación meteorológica, se observa una notoria discrepancia en el período 1992-1997, donde las anomalías son fuertemente positivas en la estación de superficie mientras que son negativas en los datos R2. A partir de ese momento las tres series progresan en forma aproximadamente similar excepto en el año 2007 en que los datos presentan una anomalía negativa mientras que en los datos de R2 es positiva. Estos resultados inducen a desconfiar de la calidad de la información del viento a 10 m entre los años 1992 y 1997, razón por la cual se decidió trabajar con la serie a partir de 1998, o sea solamente 13 años.

El próximo control de calidad realizado a la serie de viento a 10 m fue a partir de considerar la anemometría. Esta información indica que el instrumental tuvo un funcionamiento malo o regular entre 1994 y 1998 confirmando así la propuesta de no considerar la serie anterior a 1998. En la tabla I se muestran los períodos separados según el instrumento registrador junto al total de datos de cada período y las fechas eliminadas por mal funcionamiento de los instrumentos del SMN, como así también los períodos y cantidad de información medida en la torre. Con respecto a la información del SMN, resultan 5 períodos según el instrumental y en tres de los cuales hay sub-períodos de mal funcionamiento que fueron eliminados.

Con el fin de conocer si puede tratarse a la serie de velocidad del viento a 10 m como una serie homogénea se aplicaron distintos tipos de test. En primer lugar se verificó mediante un test de Kolmogorov-Smirnov que ninguno de los cinco períodos tiene distribución normal. Se decidió no utilizar los períodos 2 y 5 por tener cortas longitudes y por lo tanto no es posible representar el ciclo anual en forma adecuada. A continuación se compararon las varianzas de los períodos mediante el test de Levene. Se aplicó el test entre los períodos 1, 3 y 4 resultando que las varianzas de estas muestras difieren significativamente entre ellas.

Instrumento	Período	Total de datos	Mal funcionamiento
BENDIX G 1857/R 1224/I 4522	1: 1 abr 1998 - 25 oct 2000	22517	
BENDIX R1696/ G S/N / I S/N	2: 1 nov 2000 - 2 may 2001	4363	may-01
BENDIX I 112/R1694/ G 4521	3: 31 may 2001 - jul 2005	34363	22 jul 2003 - 19 ago 2003
			oct-03
SIAP 20503	4: 1 ago 2005 - 25 ene 2009	29399	29 nov 2007 - 16 ene 2008
			26 ene 2009 - 05 feb 2010
SIAP 01571	5: 1 mar 2010 - 30 jul 2010	3611	-

Tabla I: Períodos de medición por instrumental, total de datos y períodos de mal funcionamiento.

Se completó el análisis testeando las medianas de dichos períodos mediante el test de Mann-Whitne y resultando ser significativamente distintos los tres períodos, lo cual indica que no se puede considerar la serie del SMN como homogénea y deben tratárselos períodos por separado.

3.2. Distribuciones de la velocidad del viento

Es de suma importancia para la industria eólica conocer la distribución de ocurrencia de distintas velocidades de viento, ya que es fundamental para optimizar el diseño de los aerogeneradores. Se calcularon las distribuciones de frecuencias relativas porcentuales de velocidad sin calmas para los distintos períodos tomando 1 ms^{-1} como longitud de clase. Se ajustó cada período con una distribución teórica de Weibull (figura 3) y se verificó la bondad de ajuste mediante un test χ^2 cuadrado para distribuciones no normales. Debido a que el test resultó negativo para las muestras horarias, se realizaron gráficos cuantíl-cuantíl con un ajuste teórico de Weibull

para conocer el grado de ajuste de las series (figura 4). Se puede notar que el ajuste resulta mejor para velocidades menores a 15 ms^{-1} en el período 1 y menores a 20 ms^{-1} en los otros dos períodos. De todos modos, para el fin de este trabajo, el ajuste resulta satisfactorio. En la tabla II se muestran los parámetros de forma (k) y de escala (c) obtenidos del ajuste para los 3 períodos junto a la media, mediana y varianza. Se registra un aumento entre el período 1 y 3 de $0,7 \text{ ms}^{-1}$, mientras que entre el 3 y el 4 hay una disminución de $0,92 \text{ ms}^{-1}$ indicando el cambio en el viento medio. K muestra valores entre 1,79 y 2,12, rango de valores que también fue reportado en la literatura para el Reino Unido (Earl y otros 2013), para Turquía (Celik, 2004), para la costa de Norte América (Pryor, 2010) y algo menores para las estaciones meteorológicas del SMN en la provincia de Neuquén (Lassig y otros, 2011). El valor de este parámetro crece entre los períodos 1 y 4, este cambio se relaciona con un estrechamiento de la función de densidad de Weibull como se aprecia en la figura 3. Dicho estrechamiento se asocia a una disminución en

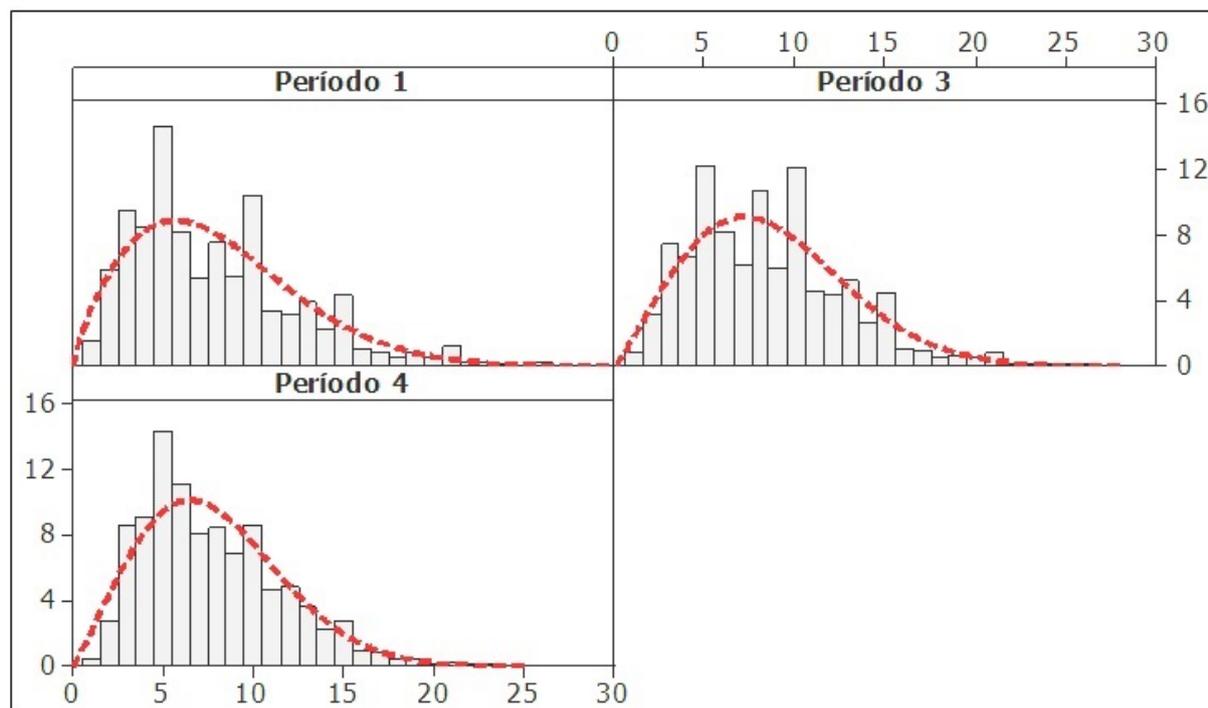


Figura 3: Distribución porcentual de velocidad para cada período (barras), ajustado con una distribución teórica de Weibull (línea punteada roja). Los valores del eje x son en ms^{-1} .

la frecuencia de ocurrencia de velocidades bajas, valores menores o iguales a 3 ms^{-1} pasan de representar el 10 % en el período 1 al 5,6 % en los períodos 3 y 4, como así también a una disminución de los valores máximos, valores mayores o iguales a 19 ms^{-1} representan el 4,1 % en el período 1, 3,1 % en el período 3 y 1,5 % en el período 4, en concordancia con la disminución de la varianza (tabla II).

Earl y otros (2013) postularon que el valor del parámetro de forma sería función del valor medio del viento y de las características locales de la ubicación de la estación. Dado que no se halló documentado un cambio en las características locales de la estación, se asume que el cambio en el valor de k estaría principalmente asociado a cambios en la velocidad del viento. Estos cambios podrían estar relacionados con la circulación atmosférica, el cambio de instrumental como así también aquellos debidos a la longitud de los registros o bien ser la combinación de todos los efectos.

3.3. Variabilidad del viento

Para describir la variación de la velocidad del viento a 10 m se presenta el ciclo diario, mensual y la variación anual del viento, y también se discute el comportamiento de los valores extremos, las calmas y los valores asociados a la velocidad de corte nominal. En primera instancia se calculó el valor medio y la varianza de velocidad para cada período (tabla II). La velocidad media es de 8 ms^{-1} , $8,6 \text{ ms}^{-1}$ y $7,8 \text{ ms}^{-1}$ respectivamente para los períodos 1, 3 y 4. Se observa una disminución de las varianzas entre el primer y cuarto período de un 31,6 % (de $22,17 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ a $15,17 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$).

El viento medio presenta un ciclo diurno bien marcado. A nivel diario, los tres períodos tienen un comportamiento semejante, donde los valores máximos se observan a la hora de mayor calentamiento entre las 13 hs y las 18 hs, mientras que los mínimos ocurren durante la noche, entre las 23 hs y las 8 hs (figura 5). El ciclo anual resultó variable para cada período (figura

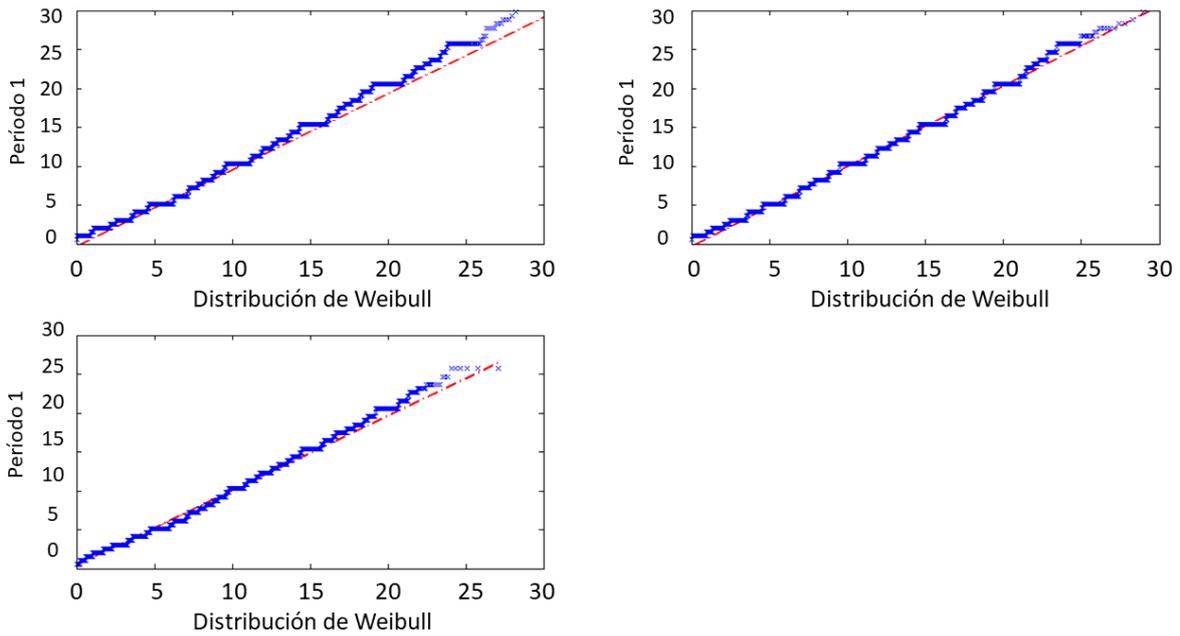


Figura 4: . Gráfico cuantíl-cuantíl para cada período (puntos azules), ajustado con una distribución teórica de Weibull (línea punteada roja). Los valores son en ms^{-1} .

Período	parámetro de escala (c) [ms^{-1}]	parámetro de forma (k)	Mediana [ms^{-1}]	Media [ms^{-1}]	Varianza [m^2s^{-2}]
1	9,00	1,79	7,20	7,98	22,17
3	9,70	2,10	8,23	8,58	18,72
4	8,79	2,12	7,20	7,76	15,17

Tabla II: Parámetro de escala (c), de forma (k), Mediana, media y varianza de los períodos en consideración del viento a 10 m.

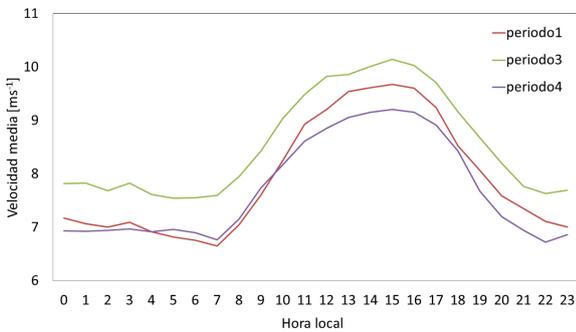


Figura 5: Ciclo diario de velocidad de cada período.

6). Como características generales, se observan las mayores velocidades en verano, con máximos relativos en julio para los períodos 1 y 3. Además, un cambio en la época de ocurrencia de los valores mínimos entre marzo y junio en el período 1 que luego se traslada a los meses de julio a septiembre durante el periodo 4.

Para la generación de energía es de suma importancia determinar si existen períodos de velocidades débiles o calmas. Debido a que las aspas de los molinos se encuentran ubicadas a 72 m de altura para el IMPSA IWP 70, no podemos

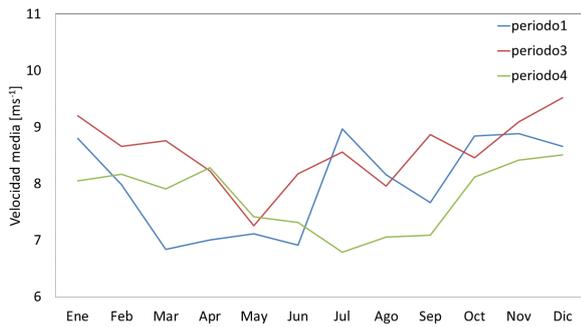


Figura 6: Ciclo anual de velocidad de cada período.

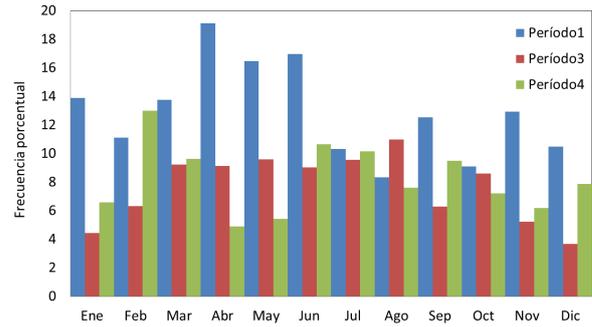


Figura 8: Ciclo anual de calmas porcentuales relativas a la cantidad de datos por mes de cada período.

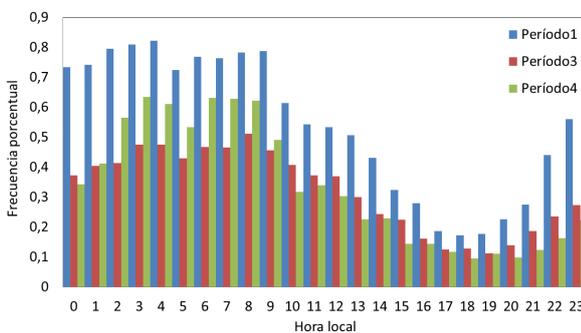


Figura 7: Ciclo diario de calmas porcentuales relativas a la cantidad de datos de cada hora de cada período.

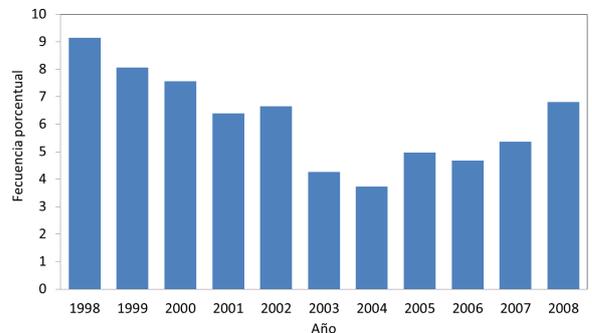


Figura 9: Porcentaje anual de calmas.

asegurar que vientos menores a $0,5 \text{ ms}^{-1}$ a 10 m sean también menores a $0,5 \text{ ms}^{-1}$ a 72 m, pero podríamos asumir que serán débiles. Se encontraron 8238 datos de calma (9,2%) en los 3 períodos analizados. El ciclo diurno de calmas, para los períodos 1, 3 y 4 se muestra en la figura 7 (frecuencias relativas a la cantidad de datos horarios mensuales de cada período). Allí se puede observar que la menor cantidad de calmas se presentan en las horas diurnas (frecuencias menores al 0,2% entre las 14 y las 17 hs) alcanzando las máximas frecuencias entre las 23 hs y las 6 hs, siendo más frecuentes en el período 1 y menos en el período 3. El ciclo anual se muestra en la figura 8, en ella se observa que durante el período 1 las mayores frecuencias ocurren durante el otoño (entre 15% y 20% aproximadamente), mientras que en el período 4 ese es el momento de menores frecuencias (entre 5% y 9%) y el período 3 presenta

un comportamiento intermedio, con frecuencias entre el 4% y 11% durante todo el año. Finalmente se estudió la variabilidad interanual, en la figura 9 donde se puede apreciar que la frecuencia de calmas disminuyó su ocurrencia entre 1998 y 2004 un 5% aproximadamente, año a partir del cual se observa un incremento progresivo llegando a 7% en 2008. Este último comportamiento no es el esperable debido al cambio de instrumental, ya que según Chiodi y Ricciardelli (2014) el porcentaje de ocurrencia de calmas disminuye con la utilización de anemómetros sónicos.

Para explicar el comportamiento de los vientos más fuertes se los catalogó por umbrales relacionados con la potencia que produce el aerogenerador utilizado como ejemplo en el presente trabajo. Dichos umbrales en el nivel de 72 m para el aerogenerador de ejemplo son: el valor nominal de 13 ms^{-1} y el valor de

corte de 25 ms^{-1} , los mismos se corresponden con velocidades de 10 ms^{-1} y 19 ms^{-1} a 10 m estimados a partir del perfil logarítmico. En la tabla III se muestran las frecuencias acumuladas de ocurrencia de velocidades mayores o iguales a la nominal y a la de corte calculadas a partir de toda la información, o sea con calmas incluidas. Con respecto a la velocidad nominal, se observa un gran aumento de frecuencias entre el período 1 y el período 3 (de $20,4\%$ al 33%) que luego vuelve a disminuir alcanzando el $25,3\%$. Esto concuerda con el aumento de la velocidad media del período 3 ya mencionada. Sin embargo, los valores de velocidad mayores a 19 ms^{-1} , si bien son poco frecuentes, disminuyen notoriamente su ocurrencia con el tiempo. En la figura 10a se muestra la frecuencia mensual de vientos mayores a 10 ms^{-1} . En los tres períodos se observan las máximas en verano, pero el período 1 registra la máxima absoluta en el mes de julio. Las mínimas frecuencias ocurren entre marzo y junio para el período 1, en mayo para el período 3 y entre julio y septiembre para el período 4. En la velocidad de corte (figura 10b) se observa en el período 1 una relación similar a las frecuencias de viento de la velocidad nominal, con máximos en julio, octubre y noviembre y mínimo en marzo. Por su parte, los períodos 3 y 4 muestran máximas relativas en otoño y primavera y mínimas en invierno y si bien siempre son poco frecuentes, es apreciable la disminución de eventos en el período 4. La evolución diurna de estos valores de velocidad no presenta diferencias en las horas de ocurrencia entre los períodos, donde las máximas frecuencias se observan entre las 13 hs y las 18 hs (resultados no mostrados).

Se debe tener cautela al analizar los resultados obtenidos. Watson (2014) sugiere que las conclusiones sobre la disminución del viento a nivel global, producidas a partir de observaciones, deben ser consideradas con precaución debido a la poca confiabilidad de la calidad y a las inhomogeneidades de la información medida. Además, las conclusiones elaboradas a partir de bases de datos analizados muestran resultados conflictivos con las observaciones y entre ellas en

algunas regiones. Aceptando en primera instancia la confiabilidad de los datos de velocidad de viento a 10 m del SMN, con el tratamiento propuesto, los resultados hallados indicarían que existe en el último período una disminución en la frecuencia de vientos mayores a 10 ms^{-1} (de $33,2\%$ al $20,4\%$ de las horas), lo cual impactaría en una menor producción de energía, mientras que la disminución en las frecuencias de vientos mayores a 19 ms^{-1} produciría el efecto contrario. Con respecto a las horas en que el aerogenerador trabaja pero no a su máxima potencia (entre 3 ms^{-1} y 10 ms^{-1}) se observa en la tabla III que aumentó su ocurrencia un $1,8\%$.

3.4. Descripción y análisis de la velocidad del viento en la torre

En la figura 11 se muestra la diferencia de las velocidades en función de la dirección sólo para el nivel de 60 m y el período B. Claramente se observa el efecto de distorsión del fluido por la torre ubicado alrededor de los 50° y los 150° , dicho efecto se filtró al no considerar el anemómetro ubicado a sotavento en estos casos. Esta técnica se aplicó para reconstruir la serie de velocidad de viento en 60 m y 50 m en ambos períodos, mas no en el nivel de 40 m por el mal funcionamiento de uno de sus canales. Se decidió no eliminar, en primera aproximación, a dicho nivel a pesar de estar perturbado para describir la estructura vertical de la velocidad del viento en forma aproximada.

A continuación, se calculó la velocidad media del viento horario y el desvío estándar para ambos períodos analizados de la torre. En la tabla IV se observa que el viento medio aumenta con la altura pasando de $8,3 \text{ ms}^{-1}$ en 40 m a $8,7 \text{ ms}^{-1}$ en 60 m para el primer período y de $8,7 \text{ ms}^{-1}$ a $9,2 \text{ ms}^{-1}$ en el segundo período. Se debe tener en cuenta que los períodos difieren en la cantidad de información y en la época del año lo que daría lugar a la diferencia en las velocidades medias entre ambos. Es notoria la gran dispersión de los valores horarios como puede notarse en los valores del desvío estándar que son del mismo orden que el de la velocidad media, indicando

Periodo	$\geq 3 \text{ ms}^{-1}$ y $< 10 \text{ ms}^{-1}$	$\geq 10 \text{ ms}^{-1}$ y $< 19 \text{ ms}^{-1}$	$\geq 19 \text{ ms}^{-1}$
1	55,5	20,4	2,5
3	50,4	33,2	1,6
4	57,3	25,3	0,07

Tabla III: Porcentaje total de horas entre umbrales para los tres periodos de viento a 10 m.

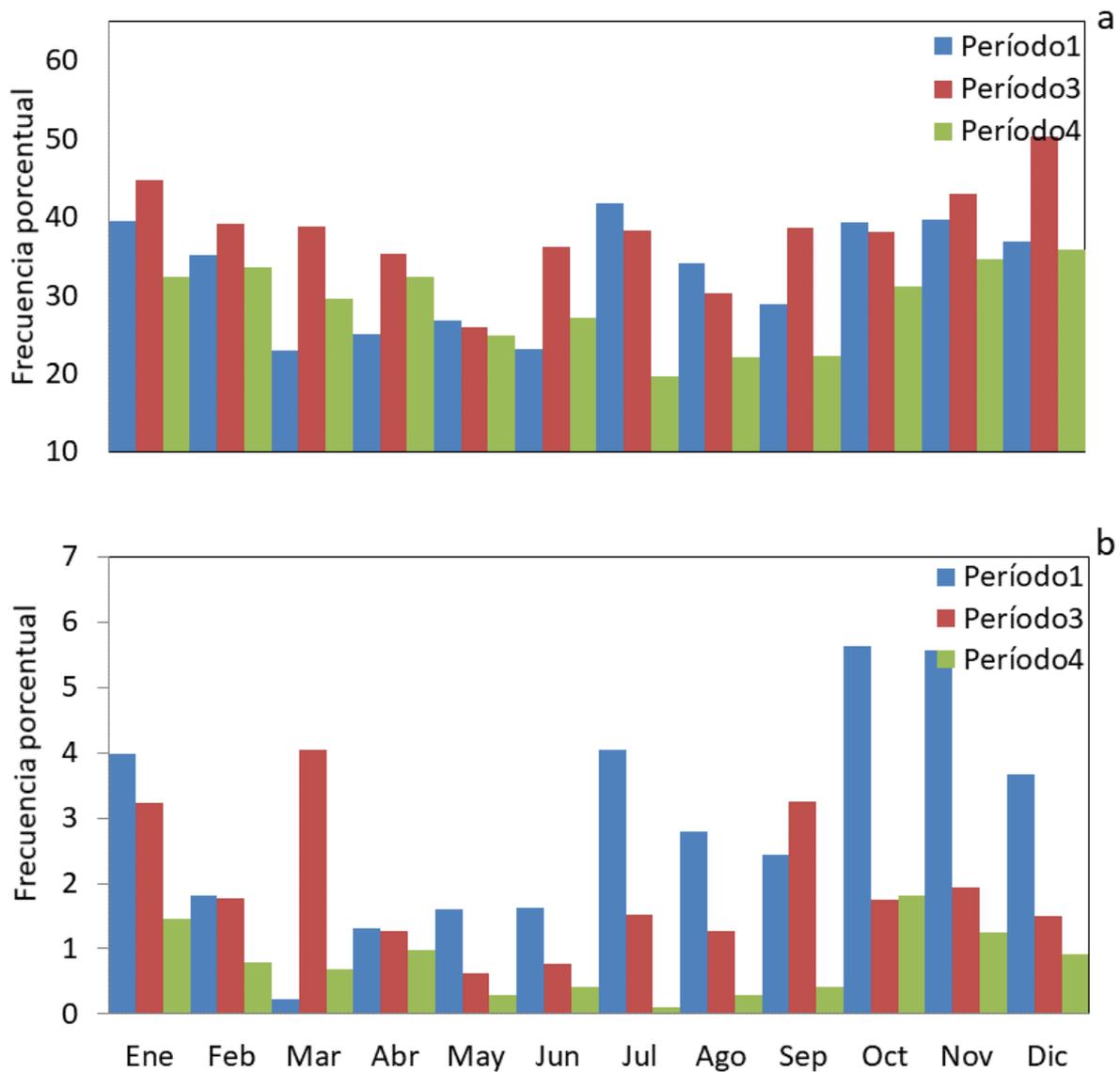


Figura 10: a) Frecuencias porcentuales relativas a la cantidad de datos de cada mes de velocidades mayores a 10 ms^{-1} para los tres periodos. b) Igual que en a) para velocidades mayores a 19 ms^{-1} .

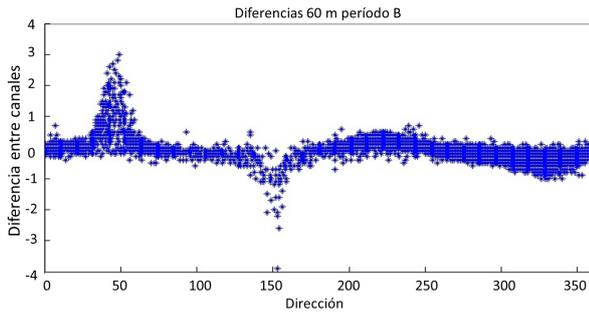


Figura 11: Diferencia de velocidad viento entre los canales 1 y 2 del nivel de 60 m según la dirección durante el período B.

una gran variabilidad inter horaria.

Se calcularon las distribuciones de frecuencias relativas porcentuales de velocidad sin calmas para períodos de los datos medidos en la torre. Al igual que para los datos de velocidad a 10 m, se ajustó cada período con una distribución teórica de Weibull (figura 12) y se verificó la bondad de ajuste mediante el test chi cuadrado. El test resultó negativo para el período A, mientras que resultó positivo para el período B, donde se puede apreciar cómo ajustan los datos a la distribución teórica de Weibull y cómo en el período A los valores de velocidad entre 5 ms^{-1} y 8 ms^{-1} sobrepasan los valores de la distribución teórica. En la tabla IV se muestran los parámetros de forma y de escala obtenidos del ajuste para la altura de 60 m.

A partir de este momento se trabajó con solo con el período B por ser el más completo de ambos. Se examinó el ciclo diurno de la velocidad (figura 13) donde se puede observar que las mayores velocidades se encuentran a 60 m y que los máximos ocurren durante las horas de máximo calentamiento, mientras que los mínimos se observan durante las horas nocturnas en todos los niveles. En el momento de mayor viento, los valores medios del nivel de 50 m y 60 m registran valores semejantes y una mínima diferencia con el nivel de 40 m, mientras que en las horas nocturnas se pueden apreciar mayores diferencias entre los niveles, resultado esperable teniendo en

cuenta que a la hora de máximo calentamiento la mezcla turbulenta es muy efectiva (Stull, 1998).

3.5. Análisis de la velocidad del viento medido en distintos niveles y su correlación con los datos a 10 m

A partir de los resultados descriptos anteriormente se puede inferir subjetivamente que hay una buena relación entre la velocidad del viento a 10 m y la velocidad en la torre. Esto induce a estudiar si se podría asumir que las variabilidades del viento medio diario a 10 m son representativas de las del nivel del rotor. Se trabajó con valores medios diarios para suavizar los posibles efectos de pequeña escala que pudieran obscurecer los resultados buscados. Por otro lado, al calcular el promedio diario se reduce el efecto de no linealidad entre las respuestas de los distintos sensores a las bajas velocidades de viento (Salgado y otros, 2013).

Se aplicaron los métodos MCPa los datos de velocidad media diaria de viento a 10 m y las del viento medido en la torre (período B) a 60 m, nivel más cercano al rotor. Los coeficientes de correlación direccional entre los datos de la torre a 60 m y los del SMN (tabla V) superan en casi todas las direcciones y metodologías MCP el valor de 0,8 siendo muy pequeña la diferencia entre ellos. Sólo la dirección entre $146,25^\circ$ y $168,75^\circ$ (SSE) indica un valor de correlación un poco menor (entre 0,787 y 0,801 según la metodología). Para completar el análisis con los otros niveles de la torre, se realizó un diagrama de dispersión entre los datos de la torre y los datos medidos a 10 m. En la figura 14 se muestran los gráficos correspondientes a todos los niveles y períodos, donde se aprecia claramente el buen ajuste que hay entre las series a nivel de valores medios diarios para todas las direcciones. Por lo tanto podríamos decir que se sería aceptable utilizar la serie de viento medio diario a 10 m del SMN para estimar las variaciones del viento medio diario a la altura requerida para generar energía eólica. Este postulado debería ser confirmado a futuro por estudios realizados con series de mediciones en torres y por SMN

Periodo	40 m		50 m		60 m			
	Media [ms ⁻¹]	Desvío [ms ⁻¹]	Media [ms ⁻¹]	Desvío [ms ⁻¹]	Media [ms ⁻¹]	Desvío [ms ⁻¹]	Parámetro de escala [ms ⁻¹]	Parámetro de forma
A	8,3	4,44	8,5	4,41	8,7	4,59	9,9291	2,0405
B	8,7	4,29	9,1	4,28	9,2	4,45	10,4213	2,1532

Tabla IV: Valores medios de velocidad, desvío estándar para los tres niveles de la torre. Parámetro de escala (c), de forma (k) para ambos periodos.

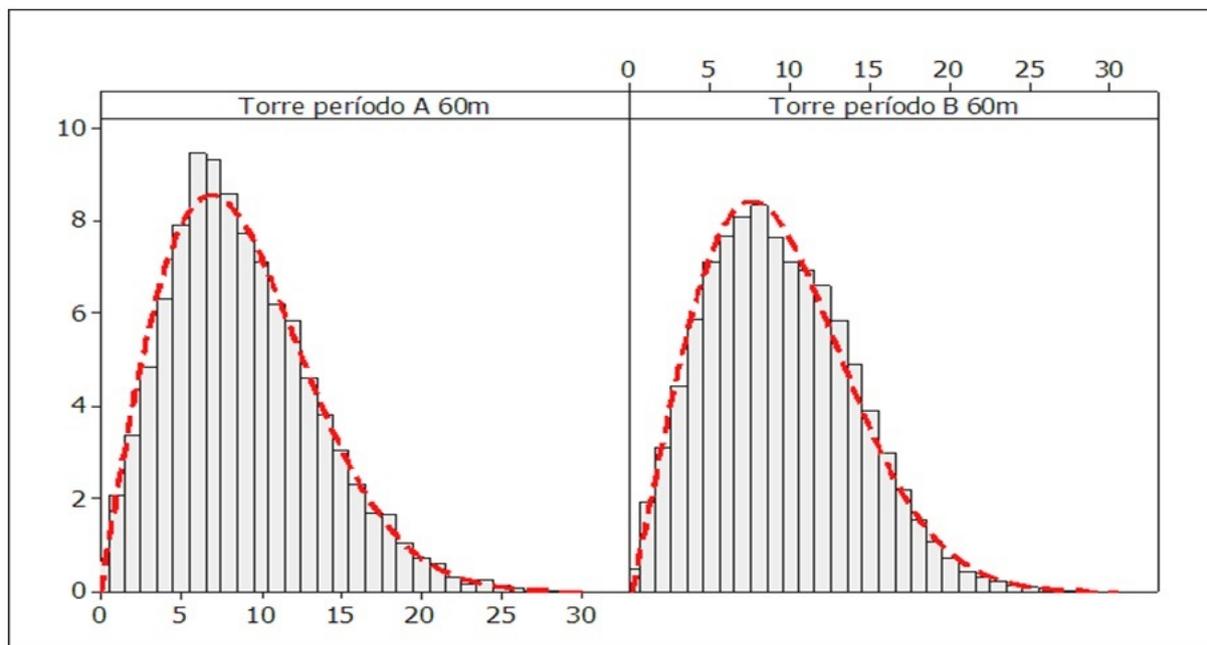


Figura 12: Distribución porcentual de velocidad para cada período de la torre (barras), ajustado con una distribución teórica de Weibull (línea punteada roja). Los valores del eje x son en ms⁻¹.

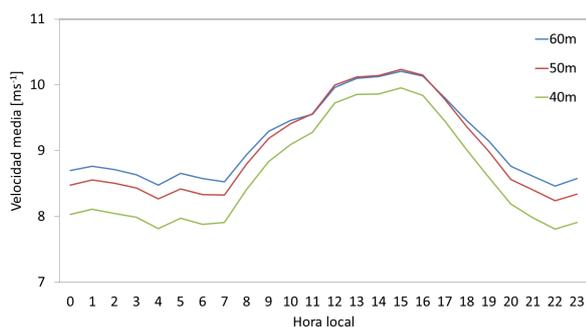


Figura 13: Ciclo diario de velocidad para cada altura en la torre del período B. Los valores de velocidad son promedio de ambos canales de medición a excepción del canal de 40 m.

más largas y sin cambio de instrumental, las que permitirían además explorar las variabilidades de escalas más larga.

4. CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN

En el presente trabajo se mostró que sería posible asumir, en primera aproximación, que el promedio diario de la velocidad del viento a 60 m, 50 m y 40 m posee variabilidades semejantes que el de la velocidad del viento medido a 10 m en la estación meteorológica de superficie cercana San Julián Aero. Dado las cortas longitudes de las series medidas en torres, solamente es posible realizar estudios con metodologías estadísticas sencillas sobre la variabilidad de la velocidad del viento y los resultados presentados deberían ser considerados con cautela.

Se llevó a cabo un exhaustivo proceso de control de calidad de la serie de viento a 10 m del SMN. Los resultados encontrados indicaron que debido al mal funcionamiento del instrumental, la serie se redujo drásticamente siendo utilizable solo desde 1998, momento a partir del cual y hasta 2010 hay periodos cortos no utilizables. Debido a las reparaciones, cambios de modelo y tipo de instrumental la serie resultó no ser homogénea dando lugar a 5 períodos, dos de los cuales resultaron ser muy cortos por lo que fueron descartados del estudio, debiendo trabajar separadamente cada período.

Se describieron el ciclo diario y anual de los tres períodos. Los valores mostraron que las mayores velocidades ocurren a la hora de máximo calentamiento, observándose una disminución de 1 ms^{-1} entre el primer y último período. Con respecto al ciclo anual, se notaron distintas características para cada período, como el notorio cambio que se observó respecto de la posición del mínimo, que muda del otoño en el primer período a la primavera en el último. El resultado obtenido señala que los cambios en la época de ocurrencia de los máximos y mínimos sugiere la idea de que tal vez las variaciones en los patrones de circulación de la atmósfera podrían ser los responsables, al menos en parte. Para verificar esta hipótesis se requeriría contar con una serie más larga de observaciones efectuadas con el mismo instrumento o bien recurrir a las bases datos de reanálisis, considerando previamente una validación con las observaciones para mostrar su representatividad.

Las calmas también presentaron cambios no esperados entre los períodos analizados, si se considera el cambio de instrumental, ya que los anemómetros sónicos poseen mayor exactitud y se esperaría una disminución en su ocurrencia como lo señalan otros autores. Esto surge al evaluar la variabilidad interanual, donde se encontró una disminución progresiva hasta 2004 (más de un 5% de ocurrencia) que luego se invierte en coincidencia con el momento en que se instala el anemómetro sónico, aumentado en un 3% en 4 años.

Este cambio notorio en las velocidades bajas también fue observado como un cambio en el parámetro de forma de la distribución Weibull entre los períodos, asociados con una disminución en la cantidad de eventos extremos. Los resultados fueron verificados con los umbrales definidos en función de la producción de energía eólica (velocidad nominal y de corte). Allí pudo observarse una disminución en la frecuencia de velocidades mayores a la nominal del 33,2% en el período 3 al 25,3% en el período 4. Esto también fue registrado en la velocidad de corte, donde los valores disminuyen notoriamente su

Sector/R²	Linear Least Squares	Total Least Squares	Variance Ratio	Weibull Fit
348,75°-11,25°	0,906	0,903	0,903	0,904
11,25°-33,75°	0,906	0,903	0,903	0,904
33,75°-56,25°	0,906	0,903	0,903	0,904
56,25°-78,75°	0,906	0,903	0,903	0,904
78,75°-101,25°	0,906	0,903	0,903	0,904
101,25°-123,75°	0,906	0,903	0,903	0,904
123,75°-146,25°	0,942	0,941	0,941	0,934
146,25°-168,75°	0,801	0,787	0,790	0,791
168,75°-191,25°	0,949	0,948	0,949	0,949
191,25°-213,75°	0,892	0,888	0,889	0,887
213,75°-236,25°	0,871	0,863	0,866	0,867
236,25°-258,75°	0,914	0,911	0,912	0,912
258,75°-281,25°	0,906	0,903	0,903	0,904
281,25°-303,75°	0,906	0,903	0,903	0,904
303,75°-326,25°	0,906	0,903	0,903	0,904
326,25°-348,75°	0,906	0,903	0,903	0,904

Tabla V: Coeficientes de correlación direccionales entre el viento medio diario a 10 m y el viento medio diario a 60 m del período B de la torre.

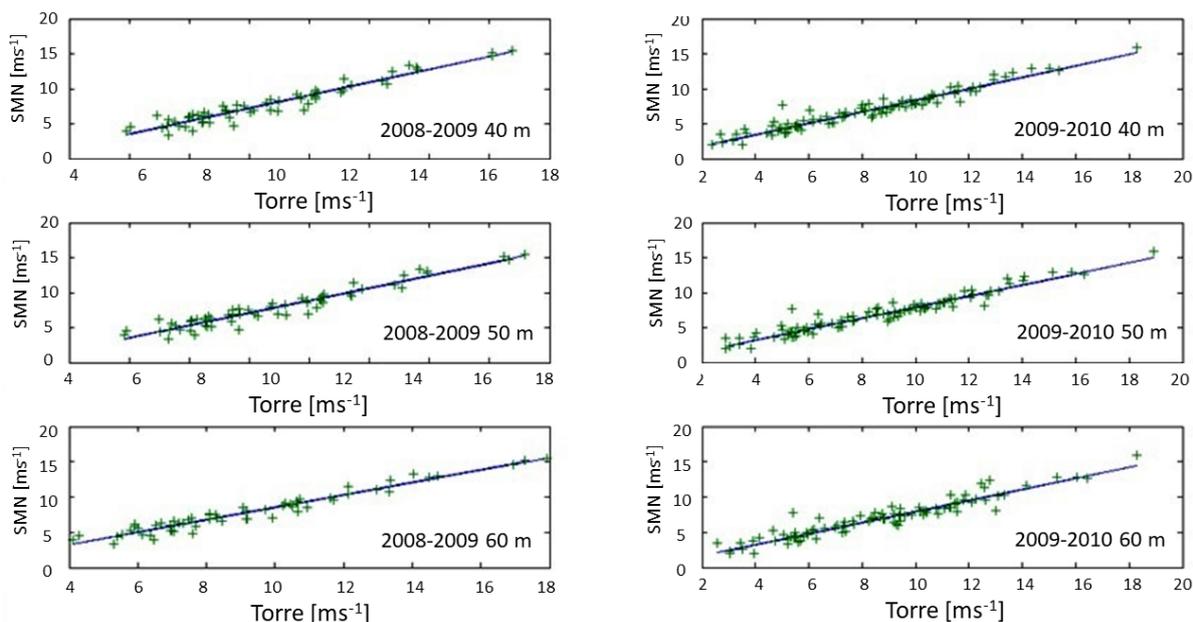


Figura 14: Diagramas de dispersión entre el viento medio diario a 10 m y a 40 m, 50 m y 60 m para períodos coincidentes. Período 2008-2009 (A) Período 2009-2010 (B).

ocurrencia con el tiempo. Por lo tanto, según estos resultados, habría menos horas en la que el aerogenerador trabajaría a potencia máxima pero también menos horas en las que no produciría energía por vientos muy fuertes.

Los resultados de este trabajo manifiestan la dificultad de hacer cualquier estudio de variabilidad del viento y/o estudio de valores extremos con series cortas ya que son sensibles a la longitud del registro, al tipo y calidad del instrumental y además a los cambios de ubicación y altura del instrumental y a los obstáculos cercanos (problemas no documentados en el presente trabajo). Por otro lado, se documentaron comportamientos en la velocidad del viento que podrían no estar asociados a los problemas mencionados y podrían deberse a cambios/ciclos en los patrones de circulación atmosféricos, tales como los aumentos de calmas registradas con instrumental más sensible, el cambio mensual en la ocurrencia de eventos extremos, o la disminución progresiva de vientos muy fuertes coincidiendo con lo señalado por otros autores para el viento sobre terreno.

Para poder esclarecer esta hipótesis se requiere de una serie más larga de mediciones efectuadas con el anemómetro sónico y una comparación con lo que ocurre en otras estaciones meteorológicas de la región.

Se exploró la hipótesis de que las variabilidades de la velocidad del viento medio diario a 10 m son representativas de la del nivel del rotor encontrando una buena correlación direccional con información disponible por lo cual podría ser aceptada en primera aproximación. Este postulado debería verificarse con una serie larga de datos medidos con el anemómetro sónico y en la torre a distintas alturas. Más aún, con dicha información se podrá ampliar el estudio a variabilidades de mayor escala temporal y al cálculo de tendencias.

Agradecimientos: Los autores agradecen a la Fundación Agencia de Desarrollo de Puerto San Julián, a la Universidad Nacional de la Patagonia Austral y al Servicio Meteorológico Nacional por facilitar la información utilizada

y al Ing. Rafael Oliva por sus comentarios sobre el instrumental de la torre. También agradecen a los revisores por sus sugerencias para enriquecer este trabajo. El presente trabajo fue financiado con los proyectos UBACyT: 20620130200013BAUBACyT20020120100284, y PIP 112-201201-00480CO.

REFERENCIAS

- Barros, V., Frumento, O., Rivero, M., y Camilloni, I., 1997. Estudio del potencial eólico en la República Argentina para el Programa de Abastecimiento Eléctrico a la Población Rural Dispersa (PAEPRA). PROINSA, EVARSA y EMASA-Subsecretaría de Energía de la Nación.
- Barros, V., 1986. Atlas de potencial eólico del sur Argentino. CREE (Centro Regional de Energía Eólica). Chubut, Argentina, 80 págs.
- Barros, V., 1983. Evaluación del potencial eólico en la Patagonia. Meteorológica XIV,1 y 2,473-484.
- Brizuela, A., 1982. Evaluación preliminar del recurso eólico en Argentina. Red Solarimétrica. CNIE., 1-19.
- Brizuela, A., y Aiello, J., 1988. El recurso eólico en la provincia de Buenos Aires. 1º Parte. Estadística de vientos. Red Solarimétrica, CNIE, Buenos Aires, 1-172.
- Celik, A. N., 2004. A statistical analysis of wind power density based on the Weibull and Rayleigh models at the southern region of Turkey. Renewable energy, 29, 4, 593-604.
- Chiodi, R., y Ricciardelli, F., 2014. Three issues concerning the statistics of mean and extreme wind speeds. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, 125, 156-167.
- CIRSOC (Centro de Investigaciones de los Reglamentos Nacionales para Obras Civiles), 2001. Proyecto de Reglamento CIRSOC 102: Acción del viento sobre las construcciones, 116 págs.
- De Bortoli, M., Canavesio O., Benitez, F., y Makuch, F., 2002. Análisis de velocidades de viento atmosféricas medias horarias anual extrema a través del análisis probabilístico de registros cortos. Avances en energías renovables y medio ambiente, 6, 1, 23-28.
- Earl, N., Dorling, S., Hewston, R., y Von Glasow, R., 2013. 1980–2010 variability in UK surface wind climate. Journal of Climate, 26,4, 1172-1191.
- Gualtieri, G., y Secci, S., 2014. Extrapolating wind speed time series vs. Weibull distribution to assess wind resource to the turbine hub height: A case study on coastal location in Southern Italy. Renewable Energy, 62, 164-176.
- Justus, C. G., Hargraves, W. R., y Jakin A., 1976. Nationwide assessment of potential output from wind powered generation. J. Appl. Meteorology, 15, 673-678
- Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S-K, Hnilo J.J., Fiorino M., y Potter G. L., 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). Bulletin of the American Meteorological Society, 11, 1631-1643
- Labraga J., 1994. Extreme winds in the Pampa del Castillo Plateau, Patagonia, Argentina, with reference to wind farm settlement. Journal of applied meteorology, 33, 85-94.
- Lassig, J. L., Palese, C., y Apcarian, A., 2011. Vientos extremos en la provincia de Neuquén. Meteorológica, 36,2,, 83-93.
- Levene, H., 1960. Robust tests for equality of variances. Contributions to probability and statistics: Essays in honor of Harold Hotelling, 2, 278-292.
- Lilliefors, H.W., 1967. On the Kolmogorov-Smirnov test for normality with mean and variance unknown. Journal of the American Statistical Association, 62,399-402.
- Mann, H. B., y Whitney, D. R., 1947. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. The annals of mathematical statistics, 50-60.
- Mattio H. y Tilca F., 2009. Recomendaciones para mediciones de velocidad y dirección de viento con fines de generación eléctrica y medición de potencia eléctrica generada por aerogeneradores, CREE. Chubut. Argentina 1-33.
- Natalini, B. y Natalini, M.B., 2013. Revisión de velocidades de viento extremas en

- tres localidades del sur de Argentina. *Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*, 13, 2, 235-248.
- Oke, T. R., 1987. *Boundary layer climates*. 2nd. Methuen, 289 págs
- Oliva J., Lescano R., Triñanes, P., Gonzalez J.F., y Mattio, H., 2009. Consideraciones de diseño para un parque eólico piloto en Puerto San Julián, Santa Cruz. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente*. 13, 117,124.
- Oliva J., Lescano R., Triñanes P. y Cortez N., 2007. Sistemas eólicos híbridos-mediciones y simulaciones para su diseño teniendo en cuenta la variabilidad estacional del recurso en Patagonia. *Avances en energías renovables y medio ambiente*. 11, 29-34.
- OMM (Organización Meteorológica Mundial), 2012. *WMO GUIDE TO METEOROLOGICAL INSTRUMENTS AND METHODS OF OBSERVATION* WMO-No.8, 716 págs.
- Palese, C. y Lassig J., 2012. Variabilidad del viento en Neuquén. *Congremet XI*, Mendoza 15 Págs.
- Palese, C., Gardiol, J.M. y Lassig J., 2009. Mapas de velocidad media del viento en el centro-este de la provincia de Neuquén. *Meteorológica* 34, 1, 17-27.
- Pryor, S. C., y Barthelmie, R. J., 2010. Climate change impacts on wind energy: A review. *Renewable and sustainable energy reviews*, 14,1, 430-437.
- Rogers A.L., Rogers J.W., y Manwel 2005. Comparison of the performance of four measure-correlate-predict algorithms, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 93 243-264
- Salgado, L.M, Farrugia, R.N., Galdies, C. y Sant, T., 2013. *Wind Energy*, 37, 6, 605-616
- Seguro, J. V., y Lambert, T. W., 2000. Modern estimation of the parameters of the Weibull wind speed distribution for wind energy analysis. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 85,1, 75-84.
- Stull, R., 1988. *An introduction to boundary layer meteorology*. Boston: Kluwel Academic Publishers.670 págs.
- Van Lieshout P, 2010. Improvements in AEP Calculations Using IEC 61400, *Windtech International*, 6, 3.
- Voinovab V.,Pyaab N., Shapakovc N., y Voinovb Y., 2013. Goodness-of-Fit Tests for the Power-Generalized Weibull Probability Distribution. *Communications in Statistics - Simulation and Computation*, 42,5, 1003-1012.
- Wan, H., Wang, X. L., y Swail, V. R., 2010. Homogenization and trend analysis of Canadian near-surface wind speeds. *Journal of Climate*, 23, 5, 1209-1225.
- Waimann C., 2011. Generación de campos de viento en capas bajas a partir del modelo WRF/CIMA para su aplicación a la explotación de energía eólica. Tesis de Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera, FCEN, UBA, 135 págs.
- Watson S.,2014. Quantifying the variability of wind energy. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Energy and Environment*, 3,4, 330-342.

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

Meteorología

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

COMISIÓN DIRECTIVA

PRESIDENTE:	Alvaro Santiago Scardilli
VICEPRESIDENTE:	Marcela Hebe Gonzalez
SECRETARIA:	Silvina Righetti
PROSECRETARIA:	Carla Natalia Gulizia
TESORERO:	Pablo Cristian Spennemann
VOCALES TITULARES:	Magdalena Falco Nicolás Rivaben Lorena Judith Ferreira
VOCALES SUPLENTES:	Gonzalo Diaz Alberto Luis Flores Marisol Osman

TRIBUNAL DE HONOR

TITULARES:	Ines Velasco Olga Clorinda Penalba Matilde Niccolini Rosa Hilda Compagnucci
SUPLENTES:	Ana Graciela Ulke Maria Isabel Gassmann Ana Graciela Ulke

COMISIÓN REVISORA DE CUENTAS

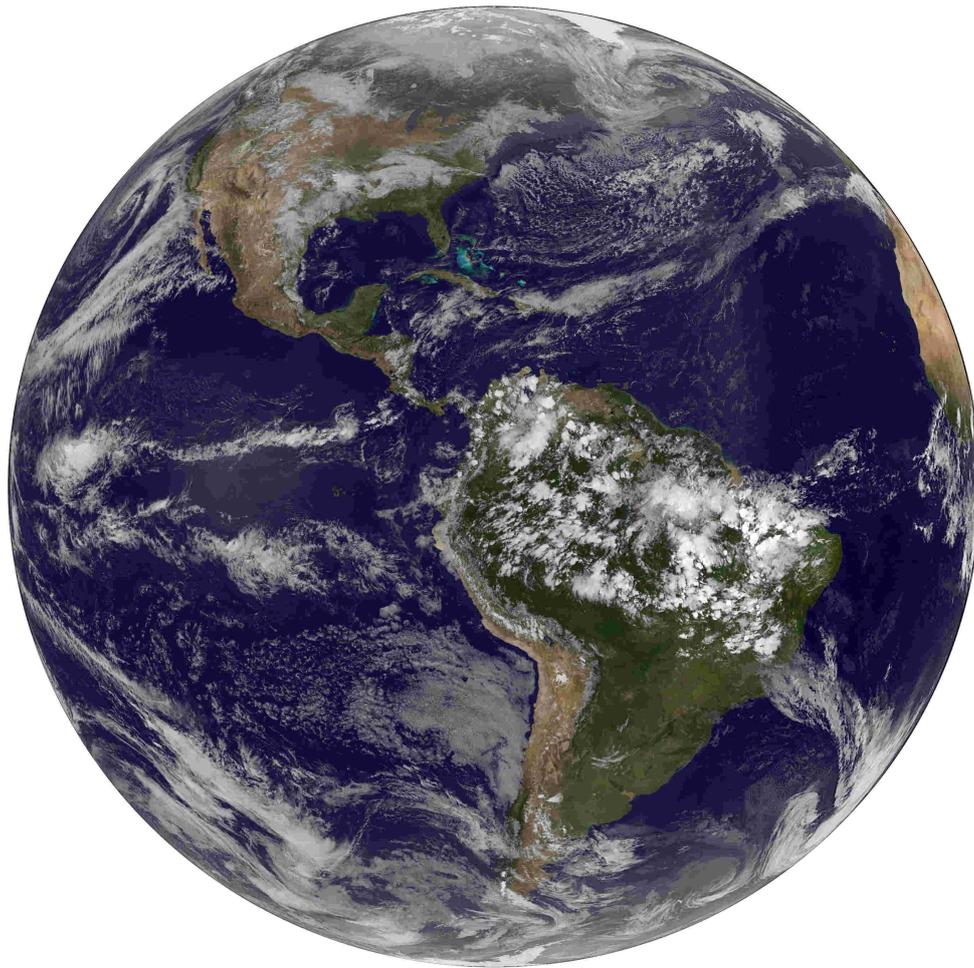
Marcela Torres Brizuela
María Laura Bettolli

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.meteorologica.org.ar

Meteorología

Versión en línea

ISSN 1850-468X



Meteorologica es una publicación on-line de libre acceso editada por el Centro Argentino de Meteorólogos. Los trabajos publicados en la revista pueden consultarse en www.meteorologica.org.ar donde además encontrará información sobre las normas de publicación y la política editorial de la revista.

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