

BLOQUEOS ATMOSFÉRICOS EN LOS OCÉANOS PACÍFICO SUDESTE Y ATLÁNTICO SUR Y SU IMPACTO SOBRE URUGUAY

Gianina Giacosa¹, Madeleine Renom^{1,2}, Marcelo Barreiro²

¹Instituto Uruguayo de Meteorología, Uruguay.

²Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay.

(Manuscrito recibido el 3 de agosto de 2018, en su versión final el 16 de enero de 2019)

RESUMEN

En este trabajo se identifican los patrones de bloqueo en el hemisferio sur entre los años 1980 y 2016 en los Océanos Pacífico Sureste (región PAS) y Atlántico Sur (región ATS) para determinar su influencia sobre el clima de Uruguay. La ocurrencia de bloqueos se realiza a través de una metodología clásica que impone condiciones de persistencia en el tiempo al gradiente latitudinal de altura de geopotencial en una banda de al menos 15° de longitud. Se caracterizan bloqueos por región de preferencia de ocurrencia y se construyen composites para determinar las anomalías de circulación en altura y superficie así como sus consecuencias en la temperatura (mínima y máxima) y la precipitación en Uruguay. Los bloqueos que ocurrieron en la región PAS tuvieron efectos opuestos en los meses cálidos y fríos, provocando anomalías negativas significativas de temperatura y de precipitación durante el verano y anomalías positivas en las temperaturas y en la precipitación en la costa uruguaya durante otoño e invierno. La región ATS se caracterizó por ser la de menor frecuencia de ocurrencia de bloqueos generando durante todo el año temperaturas por debajo de la media, significativas principalmente en otoño, período durante el cual también la precipitación se mostró significativamente por debajo de lo normal. *Palabras clave: Bloqueos atmosféricos, temperatura y precipitación, Uruguay*

ATMOSPHERIC BLOCKINGS IN THE PACIFIC SOUTHEAST AND ATLANTIC SOUTH OCEANS AND THEIR INFLUENCE ON THE CLIMATE OF URUGUAY

ABSTRACT

In this work blocking patterns in the Southern Hemisphere are identified between 1980 and 2016 in the Southeast Pacific (PAS region) and South Atlantic (ATS region) Oceans in order to determine their influence on the climate of Uruguay. The occurrence of a block event is identified following a classical methodology for blocking detection where time persistence conditions are imposed to the gradient of the geopotential height in a band of at least 15° of longitude. Blocking patterns are classified by region of occurrence and composites are constructed to determine the upper level and surface circulation anomalies as well as their consequences on temperature (maximum and minimum) and precipitation in Uruguay. Blocking events occurred in the PAS region had opposite effects during warm and cold months, causing significant negative anomalies in temperature and precipitation during summer and leading to significant

positive anomalies of temperature in the uruguayan coast during autumn and winter. ATS region shows a lower frequency of 1 events resulting in temperatures below the mean throughout the year. These temperature anomalies are statistically significant in autumn, a period also characterized by significant rainfall anomalies below the normal.

Keywords: Atmospheric blockings, temperature and precipitation, Uruguay

1. INTRODUCCIÓN

Un bloqueo, desde el punto de vista sinóptico, corresponde a una anomalía persistente de alta presión en superficie, caracterizada por un desvío medio meridional de las perturbaciones atmosféricas transientes en relación a su trayectoria media zonal en latitudes medias y en los subtrópicos. La predictibilidad del tiempo en la región afectada por este sistema aumenta durante los períodos de bloqueo, debido a su carácter persistente. Es por esto que el poder entender el proceso de formación, duración y disipación de este tipo de eventos abre la posibilidad de mejorar y extender el plazo de previsión del tiempo en la región (Cavalcanti et al., 2009). Van Loon (1956), quien fue el primero en iniciar los estudios de bloqueos atmosféricos en el HS, define los bloqueos como un centro de alta presión con un movimiento longitudinal menor a 25° y latitudinal menor a 45° durante todo el período de bloqueo, que precisa ser de al menos 6 días. Además, es necesario que el centro de la alta presión este como mínimo 10° al sur respecto de la posición climatológica del cinturón de altas subtropicales.

El estudio de bloqueos atmosféricos se ha concentrado en el hemisferio norte debido a una mayor densidad tanto en población como en datos disponibles, sin embargo, existen algunos trabajos enfocados en el Hemisferio Sur (HS). Los siguientes estudios de bloqueos en el HS fueron realizados por Casarin y Kousky (1982), quienes estudian los bloqueos ocurridos en el HS entre 1975 y 1979 a partir de observaciones, ya que en ese momento no se contaba aún con un algoritmo automatizado para identificar bloqueos. Luego Trenberth y Mo (1985) se enfocaron en la frecuencia y la

distribución espacial de los mismos. El criterio que utilizaron para identificarlos consistió en seleccionar aquellos días en los que la altura de geopotencial en 500 hPa se mantuvo por encima de cierto umbral durante un mínimo de 5 días. Encontraron que el sector de Nueva Zelanda es el que presenta mayor frecuencia de ocurrencia, seguido por la región sudeste de Sudamérica y del Océano Índico Sur. En un trabajo para el HN, Lejenäs and økland (1983) propusieron un índice automatizado para identificar flujo bloqueado. A partir de la diferencia de altura geopotencial en 500 hPa entre 40°N y 60°N obtenida de reanálisis e imponiendo condiciones de persistencia en el tiempo y continuidad en la longitud definieron eventos de bloqueo atmosférico. Los autores denominaron flujo bloqueado cuando dichas condiciones se satisfacen para un día, y bloqueo cuando un sector mantiene esta configuración durante al menos 5 días. Basándose en esta metodología, Tibaldi y Molteni (1990) analizan los días con flujo bloqueado y con ocurrencia de bloqueos para los inviernos entre 1980-1987 utilizando también altura geopotencial en 500 hPa obtenida de reanálisis. Se propone una restricción a la metodología original de manera que las bajas segregadas, cuando no están asociadas a un patrón de alta presión, no sean erróneamente clasificadas como bloqueos. Como continuación del trabajo previo, Tibaldi et al. (1994) presentan uno de los primeros trabajos para ambos hemisferios donde estudian la frecuencia de bloqueos por estaciones y su predictibilidad. Los autores observan que en el HS los bloqueos son menos frecuentes y con una estacionalidad menos marcada respecto al HN.

Kayano (1999) estudia episodios de bloqueos entre 1979 y 1995 en la región Pacífico Sureste a partir de datos de reanálisis de NCEP (National

Center for Environmental Prediction). El análisis fue dividido en verano austral, desde noviembre a marzo, e invierno austral, entre mayo y setiembre. En ambos casos se realizaron los composites de agua precipitable y anomalías de temperatura en 925 hPa para estudiar los efectos de estos bloqueos en Sudamérica. En este trabajo se estudian también los campos de viento en 250 hPa para observar la estructura del jet en los composites y anomalías de altura de geopotencial en 500 hPa que acompañan las anomalías detectadas en superficie. Kayano (1999) consideró un mínimo de 7 días para identificar bloqueos, encontrando 39 eventos de bloqueos en invierno y 34 en verano para los 17 años empleados.

Comenzando en 2005 y en sucesivos trabajos, Mendes et al. (2005, 2008, 2012) caracterizan los bloqueos en todo el HS dividiendo el dominio en 5 regiones: Pacífico Suroeste, Pacífico Sureste (PAC), Atlántico Sur (ATL), Índico y Oceanía. Comenzaron caracterizando bloqueos entre los años 1960 y 2000 usando datos de reanálisis de NCEP/NCAR (National Center for Atmospheric Research) siguiendo la metodología de Tibaldi et al. (1994). Asimismo, evaluaron el impacto en los campos de temperatura y precipitación. En estos estudios, observaron que los meses de invierno son aquellos donde predominan los bloqueos, y también encontraron una variabilidad interanual muy grande. Posteriormente realizaron una 3 comparación entre los bloqueos obtenidos con los datos de NCEP/NCAR y con los datos de ECMWF centrandose en el HS. Los autores muestran que ambos reanálisis detectan los bloqueos de manera similar. Sin embargo, encontraron ciertas discrepancias en cuanto a la duración particular de cada evento y en el número total de eventos, probablemente debido al esquema de asimilación para producir el reanálisis y a la resolución de cada conjunto de datos (Mendes et al., 2012).

Un estudio reciente con datos desde 1960 hasta el 2011 fue realizado por Alessandro (2014), quien centró su análisis en la región PAC-ATL utilizando una metodología diferente.

Los bloqueos fueron identificados a partir de la componente zonal del viento a las 12Z en 500 hPa. Este índice se basa en anomalías negativas persistentes en la componente zonal del viento durante la ocurrencia de un bloqueo. Estos eventos fueron detectados en las regiones B40, B70 y B100 definidas por las longitudes 40°, 70°, 100°, respectivamente, más 20° de longitud hacia el este o el oeste, dependiendo de la extensión y posición del bloqueo. La extensión latitudinal para las tres regiones es desde 20° S a 60° S. Si bien los eventos de bloqueo son más frecuentes en primavera e invierno, la autora encontró una tendencia negativa en la frecuencia de bloqueos durante estos meses, mientras que la frecuencia de eventos durante los meses de verano y otoño presenta una tendencia positiva. Por otro lado, los eventos en los meses de verano y otoño presentan tendencia a aumentar. En este trabajo también se estudió el efecto de los bloqueos sobre Argentina, evidenciando influencias en la precipitación y la temperatura, dependiendo el valor de la anomalía de la época del año y de la ubicación en longitud del bloqueo.

En resumen, numerosos estudios muestran que los bloqueos en el HS son más frecuentes en los meses fríos (Mendes et al. (2012, 2008, 2005), Marques et al (1996), Alessandro (2014, 2005), Kayano (1999), Tibaldi et al (1994)). El mecanismo de formación y mantención de los bloqueos es aún tema de investigación y varias teorías han sido propuestas (Woollings et al., 2018). Entre ellas se encuentran el forzamiento de ondas de baja frecuencia desde los trópicos y la interacción entre los transientes baroclínicos y el flujo medio (Hoskins and Karoly (1981), Hoskins et al. (1983)). Además, según Trenberth y Mo (1985) ondas cuasi-estacionarias, como la onda 3 en el hemisferio sur, juegan un rol en establecer las regiones más favorables para el desarrollo de bloqueos. Estos autores también encuentran que la división del jet en invierno sobre Australia favorece la formación de bloqueos en el Pacífico oeste. Además, Mendes et al (2012, 2008, 2005) encuentran que los bloqueos que duran 5 o 6 días son los más frecuentes en el Océano Pacífico Sudeste y en el Océano Atlántico

Sur y que si bien los bloqueos ocurren con más frecuencia en Oceanía y en el Océano Pacífico Suroeste, estos eventos no muestran impactos significativos en la temperatura y la precipitación sobre Sudamérica. Como ejemplo, en invierno y otoño se encontraron precipitaciones por encima de la climatología para la región sudeste-centro de Sudamérica durante eventos de bloqueos en ATL (Mendes et al., 2008). También encuentran una gran variabilidad interanual para los bloqueos en el HS. A la fecha no existen trabajos centrados en el impacto de los bloqueos sobre el clima de Uruguay. Así, el presente trabajo apunta a determinar este impacto, considerando una base de datos geográficamente más densa que las analizadas en trabajos anteriores para todo el continente y se considerarán temperatura mínima y temperatura máxima, siguiendo metodologías previamente consideradas en la literatura. En los trabajos mencionados, el impacto en las temperaturas en Uruguay solamente se estudió a partir de reanálisis, y el efecto de los vientos y las anomalías de precipitación fueron estudiadas a una escala espacial grande en comparación al tamaño de Uruguay.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1 Datos utilizados en la identificación de bloqueos

Existe una gran deficiencia de cobertura de datos en el HS. Esto se debe principalmente a las grandes áreas oceánicas y a la precariedad de la red de superficie y de radiosondeos sobre los continentes en este hemisferio. Sin embargo, desde 1980 este problema se ha amortiguado con la información satelital y su incorporación en los sistemas globales de asimilación de datos (Marques, 1996). En este estudio se utilizan datos diarios de reanálisis de NCEP/DOE (Kanamitsu et al., 2002) para la variable altura geopotencial del nivel de 500 hPa (z_{500}), los cuales están distribuidos espacialmente en una retícula de 2.5° de latitud por 2.5° de longitud. El período a estudiar comprende los años 1980 hasta 2016 y el dominio es el comprendido entre las latitudes 35° S - 65° S y las longitudes 120°

W - 0° E. El dominio elegido para identificar bloqueos se basa en las regiones B70 y B40 propuestas por Alessandro (2014), donde los bloqueos atmosféricos encontrados evidenciaron influencia sobre la región noreste de Argentina, la cual limita con Uruguay. También se utilizan datos de viento zonal (u) y meridional (v) a 10 metros para la región definida por [65° - 45° W] y [45° - 20° S].

Los datos de reanálisis de NCEP/DOE están clasificados en cuatro clases, dependiendo del grado de influencia que posean del modelo o de las observaciones asimiladas. La altura de geopotencial es clasificada en la categoría A, la cual indica que esta variable es fuertemente influenciada por los datos observados y por lo tanto, constituye la clase más confiable (Kalnay et al., 1996). Como además la mayor parte del análisis realizado es a partir de composites de anomalías (calculadas quitando el valor medio de cada día calculado con una ventana móvil de 5 días centrada en el día de interés), se filtra el impacto del bias sistemático del modelo en estos resultados (Trigo et al., 2004).

2.2 Datos de temperatura y precipitación

Los datos a utilizar para describir el impacto de los bloqueos sobre Uruguay provienen de series de temperatura máxima diaria (T_x) y temperatura mínima diaria (T_n) de diez estaciones meteorológicas del Instituto Uruguayo de Meteorología (INUMET) y una estación del Instituto Nacional de Investigaciones Agropecuarias (INIA). En la Tabla I se describen las características de las estaciones. La Figura 1 muestra la ubicación de las mismas. Si bien todas estas estaciones inician sus mediciones en la primera mitad del siglo XX, solo se utilizan para este trabajo los registros desde enero de 1980 para ser consistente con la detección de bloqueos. Se trabaja con datos de temperatura hasta octubre de 2014 ya que es el período disponible con un análisis de calidad previo el cual se encuentra descrito en la tesis de grado de De Mello (2013) y de doctorado de Renom (2009). Los datos de temperatura máxima

Estación	Código OMM	Latitud(°)	Longitud(°)	Altitud (m)	Datos Tx faltantes (%)	Datos Tn faltantes (%)
Rivera (RI)	83953	-30,90	-55,54	241,9	15,14	15,09
Artigas (AR)	86330	-30,40	-56,51	120,4	0,19	0,15
Salto (SA)	86360	-31,44	-57,98	41,0	0,15	0,08
Paysandu (PA)	86430	-32,38	-58,03	61,1	0,10	0,07
Paso de los Toros (PT)	86460	-32,80	-56,53	75,5	0,67	0,05
Melo (ME)	86440	-32,37	-54,19	100,4	3,05	0,10
Mercedes (ME)	86490	-33,25	-58,07	17,0	0,06	1,12
Estanzuela (ES)	NC	-34,45	-57,84	80,0	0,01	0,01
Prado (PR)	86585	-34,86	-56,21	16,3	3,63	3,60
Carrasco (CA)	86580	-34,83	-56,01	32,9	0,25	1,31
Rocha (RO)	86565	-34,49	-54,31	18,2	0,61	0,18

Tabla I: Ubicación y características de las estaciones meteorológicas utilizadas. El porcentaje de datos faltantes está expresado en base al período 1980-2014.

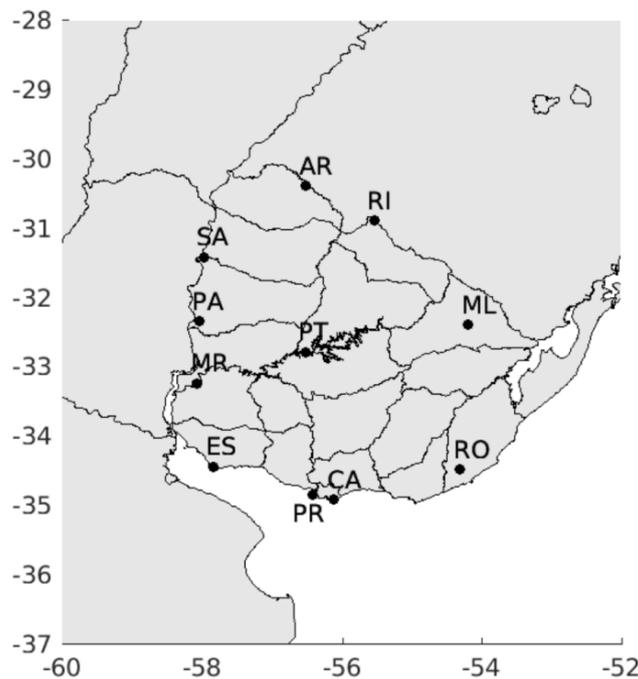


Figura 1: Ubicación de las estaciones meteorológicas de superficie mencionadas en la Tabla I.

días con bloqueos	region	verano	otoño	invierno	primavera
total	PAS	35	101	239	66
	ATS	20	94	87	54
cantidad de eventos con datos de precipitación	PAS	25	59	129	23
	ATS	5	56	42	17

Tabla II: Cantidad de días identificados con bloqueo discriminados por estación y por sector de ocurrencia. Se muestran el total de días con bloqueo entre 1980 y 2016, y la cantidad de días con bloqueo para el período con datos de precipitación.

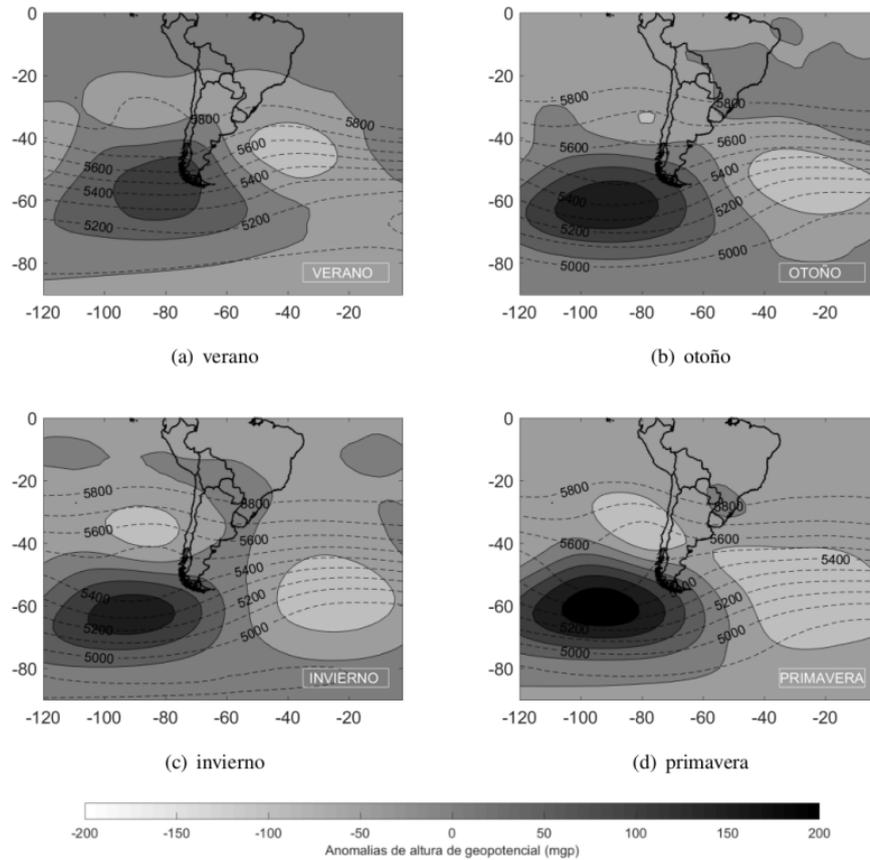


Figura 2: Composite de altura geopotencial en líneas punteadas y de su anomalía en coloreado, para bloqueos en la región PAS. (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera.

son obtenidos con mediciones de termómetro de máxima ubicado en la casilla meteorológica y el dato diario corresponde a la máxima temperatura registrada a las 21 horas (hora local) comprendiendo las 24 horas previas a la medición. Por su parte la temperatura mínima es registrada con un termómetro de mínima también ubicado en el abrigo meteorológico y la observación es realizada a las 9 horas (hora local) abarcando las 24 horas previas a la medición.

Para complementar el análisis con datos de temperatura se evalúa también el efecto en la precipitación en Uruguay. Los datos utilizados corresponden a las estimaciones de precipitación del Tropical Rainfall Measure Mission (TRMM) Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) que surgen de un proyecto entre la National Aeronautics and Space Administration (NASA) de Estados Unidos

y la National Space Development Agency (NASDA) de Japón diseñado para estimar lluvia en los trópicos y extratropicos (Hou et al., 2001). Se realizaron estimaciones entre 1998-2015 con un dominio espacial abarcando desde 50°S hasta 50°N latitudinalmente y cubre toda la extensión longitudinal. Cuenta con una resolución horizontal de 0.25° x 0.25° y el producto primario se obtiene con una frecuencia de 3 horas, donde cada dato es obtenido promediando en la retícula de 0.25° en un período de ± 90 minutos, centrado en las horas de observación meteorológica (0000, 0300, ..., 2100 UTC) (Huffman et al., 2007). Para este trabajo se utiliza todo el período de datos disponible en la base TRMM a escala diaria (https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NASA/.GES-DAAC/.TRMM_L3/.TRMM3B42/.v7/.daily/.precipitation/). El dominio espacial abarca la misma región que

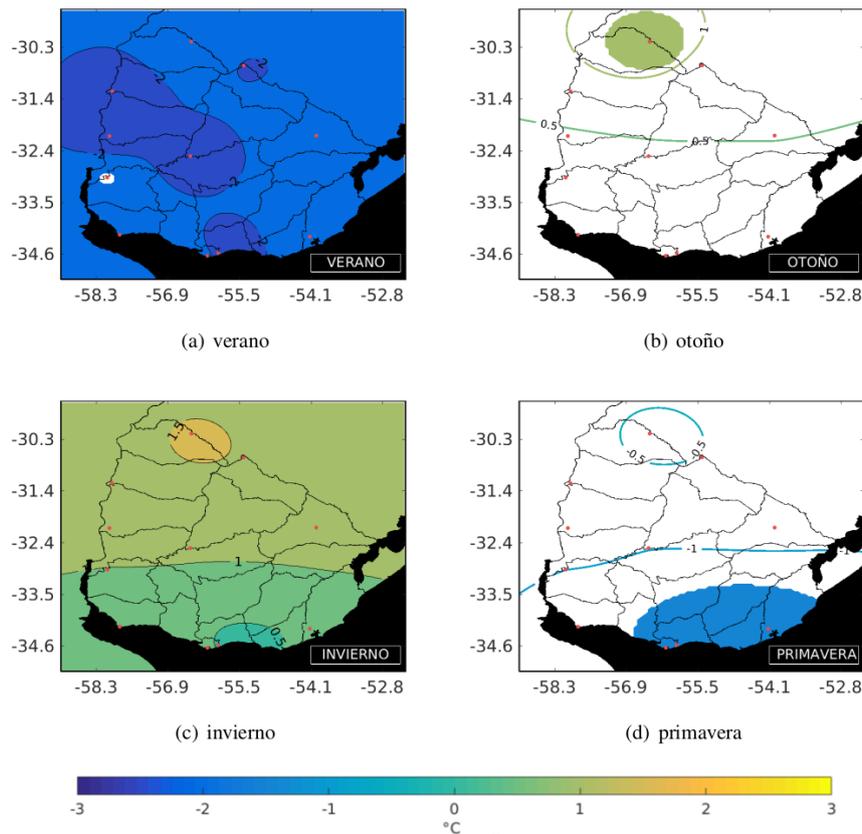


Figura 3: Composites de anomalía de temperatura máxima para bloqueos en la región PAS. (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera. Los contornos representan las anomalías y el coloreado donde estas anomalías son estadísticamente significativas. Las áreas en blanco representan regiones donde las anomalías no son estadísticamente significativas.

para los vientos en superficie.

La precipitación es una variable compleja de medir adecuadamente con instrumentos desde la superficie terrestre debido a su gran variabilidad de pequeña escala en el espacio y el tiempo. Es por esto que los sensores a bordo de satélites juegan un rol fundamental en la estimación de precipitación. TMPA depende de dos tipos de sensores diferentes, de microonda e infrarrojo. Si bien en la escala diaria estas estimaciones tienen errores relativos importantes, cuando se los utiliza sobre escalas de tiempo más largas (como por ejemplo acumulados mensuales o acumulados promediados sobre un gran número de eventos) las estimaciones resultan ser confiables (Huffman et al. (2007), Gebremichael and Hossain (2010)). Como este es el caso parece adecuado utilizar esta

base de datos para estimación de precipitación.

Se construyeron composites de anomalías de T_x , T_n , u , v y precipitación para días de bloqueos comparando con días sin bloqueos, y se cuantificó su significancia estadística con un T-test al 5%. Los composites se presentan clasificados por estaciones del año, donde verano corresponde a los meses diciembre, enero y febrero; otoño a marzo, abril y mayo; invierno respresenta junio, julio y agosto y setiembre, octubre y noviembre corresponden a la primavera. El campo de anomalías de temperatura es obtenido a partir de las medidas en superficie a través de la técnica de krigging. En el caso de la temperatura, la base de datos utilizada abarca prácticamente todo el período en el cual se identificaron bloqueos, faltando únicamente datos de temperatura en

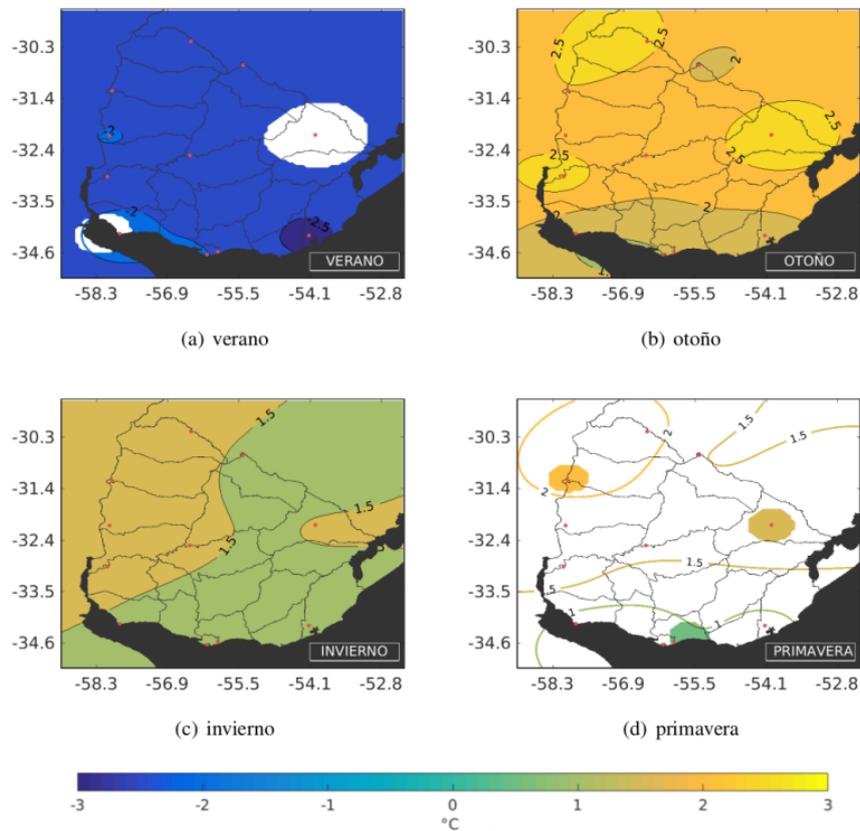


Figura 4: Composites de anomalía de temperatura mínima para bloqueos en la región PAS. (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera. Los contornos representan las anomalías y el coloreado donde estas anomalías son estadísticamente significativas. Las áreas en blanco representan regiones donde las anomalías no son estadísticamente significativas.

los dos últimos años de estudio. El periodo considerado contiene el 94% de la cantidad total de bloqueos, por lo que los composites de temperatura no se ven afectados. Por otro lado, como el período disponible con estimaciones de precipitación corresponde a aproximadamente la mitad de los bloqueos estudiados, se explicita en la Tabla II en la sección de Resultados el número de eventos de bloqueo considerados para los composites de precipitación.

2.3 Metodología de detección de bloqueos

Si bien no existe una definición única y objetiva para identificar los bloqueos, los métodos previamente utilizados en la literatura se basan en los siguientes elementos:

- Existencia de un gradiente de altura geopotencial meridional, para alguna latitud fija (condición de longitud bloqueada)
- Al menos 3 puntos de retícula alineados meridionalmente en donde se cumpla con la condición de bloqueo.
- Persistencia temporal de la configuración indicada en los ítems anteriores.

En este trabajo se siguió la metodología clásica propuesta originalmente por Lejenäs and økland (1983) y modificada posteriormente por Tibaldi et al. (1994), combinado con una adaptación implementada por Mendes et al. (2005) para identificar específicamente los bloqueos en la región elegida. Con esta metodología los índices para identificar patrones de bloqueo se calculan a partir de las series de altura geopotencial en las

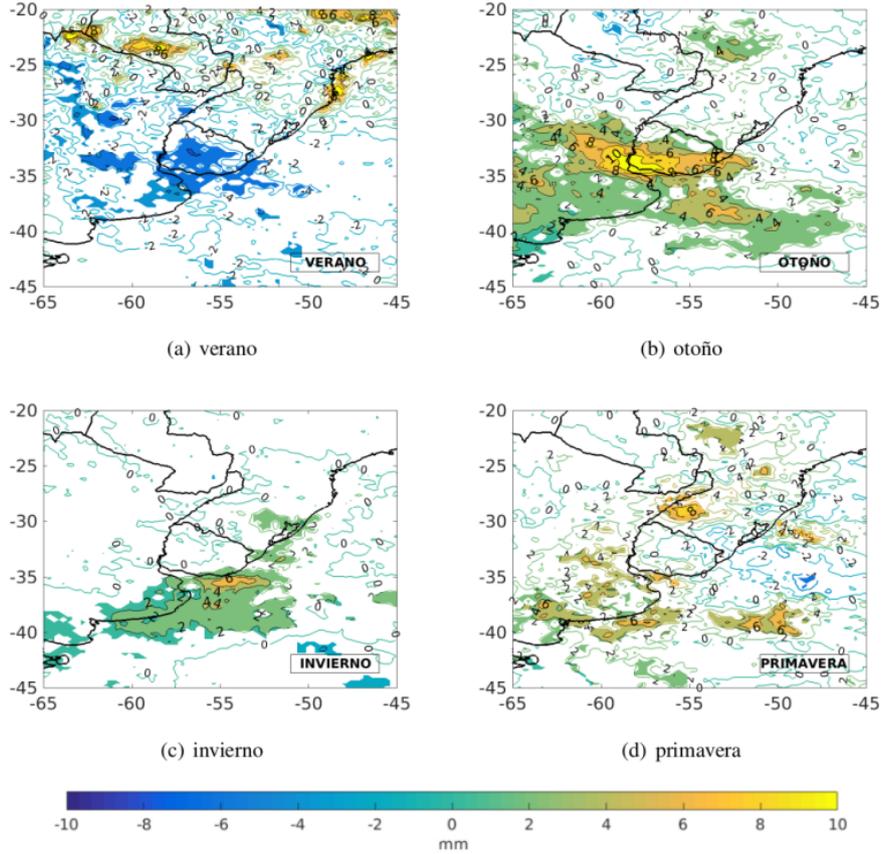


Figura 5: Composite de anomalía de precipitación diaria para bloqueos en la región PAS. (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera. Los contornos representan las anomalías y el coloreado donde estas anomalías son estadísticamente significativas. Las áreas en blanco representan regiones donde las anomalías no son estadísticamente significativas.

regiones comprendidas por los Océanos Pacífico Sureste y Atlántico Sur.

Para considerar la diferencia entre los valores de altura de geopotencial a lo largo de cierta longitud, se definen dos gradientes meridionales de altura de geopotencial, Gradiente Sur de Altura de Geopotencial (GHGS) y Gradiente Norte de Altura de Geopotencial (GHGN), según la ecuación 1

$$GHGS = \frac{z500(\lambda, \phi_S) - z500(\lambda, \phi_0)}{\phi_S - \phi_0} \quad (1)$$

$$GHGN = \frac{z500(\lambda, \phi_0) - z500(\lambda, \phi_N)}{\phi_0 - \phi_N}$$

donde ϕ es la latitud a la cual se busca el bloqueo y puede tomar los valores: $\phi_S = 65^\circ S + \Delta$, $\phi_0 = 50^\circ S + \Delta$, $\phi_N = 35^\circ S + \Delta$, siendo

$\Delta = -10^\circ, -5^\circ, 0^\circ, 5^\circ, 10^\circ$. O sea, cuando $\Delta = -10^\circ \rightarrow \phi_S = 55^\circ S, \phi_0 = 40^\circ S$ y $\phi_N = 25^\circ S$, y λ varía en el dominio fijado. Considerando el trabajo de Alessandro (2014), se utilizaron dos bandas de longitudes para caracterizar los bloqueos:

- Pacífico Atlántico Sur - PAS: $95^\circ W - 65^\circ W$
- Atlántico Sur - ATS: $60^\circ W - 0^\circ W$

siendo PAS (ATS) similar a la región B70 (B40) definidas en ese trabajo. Para identificar primero una longitud bloqueada para cierto día, se buscan las fechas que cumplen simultáneamente las condiciones:

$$GHGS < -10 \text{ m/gp/deg} \quad (2)$$

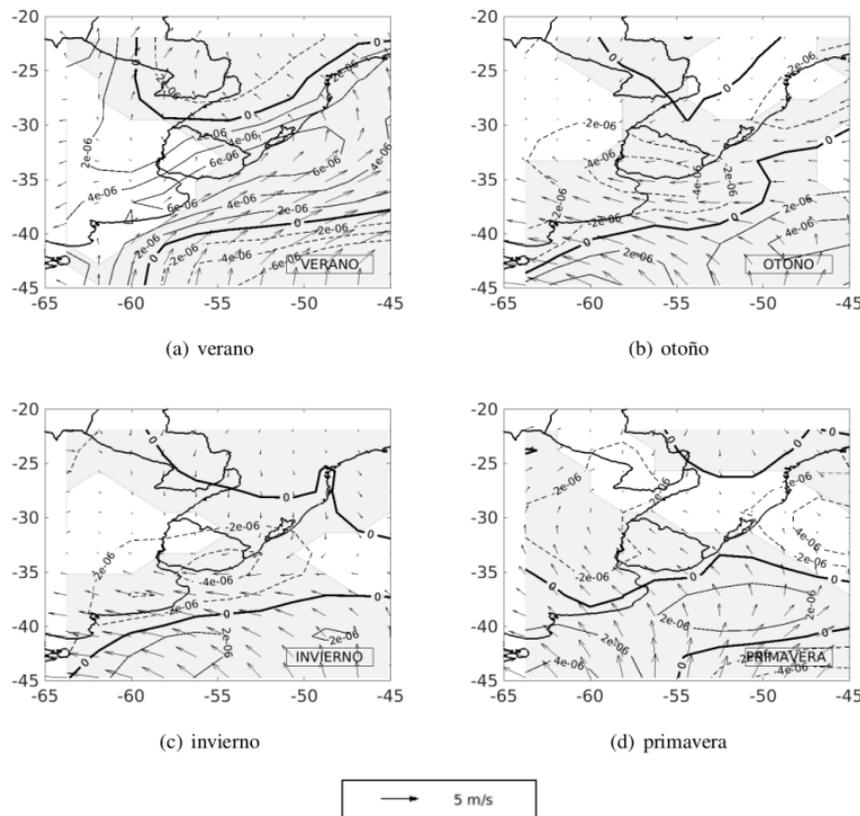


Figura 6: Composite de anomalía de viento en 10 metros para bloqueos en la región PAS. (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera. El sombreado gris representa donde estas anomalías son estadísticamente significativas. Las áreas en blanco representan regiones donde las anomalías no son estadísticamente significativas. En contornos punteados y línea sólida se presenta la convergencia y divergencia del viento, respectivamente.

$$GHGN > 0 \quad (3)$$

De estas configuraciones, se eligen aquellas que cumplen la condición 2 al menos en 3 puntos de retícula consecutivos en longitud (que corresponden a 15° de longitud de acuerdo a la resolución de los datos NCEP/NCAR y a que se utilizó un intervalo Δ de 5° para identificar eventos de gran extensión espacial). Por último, se seleccionan como episodios de bloqueos estas configuraciones cuando se mantienen durante al menos 5 días consecutivos para asegurar que el flujo tenga carácter de bloqueo y no de flujo bloqueado.

Cabe destacar dos aspectos en el cálculo del índice. Si bien la condición 3 se satisface con frecuencia, es agregada por Tibaldi y Molteni

(1990) respecto a la condición 2 propuesta originalmente por Lejenäs and økland (1983) para no considerar como bloqueos aquellos casos en que un ciclón se posiciona anómalamente hacia el norte. Por otro lado, siguiendo la metodología de Mendes et al. (2005), solo se permite que un único día intermedio durante el episodio de bloqueo no cumpla con las condiciones 2 y 3. La elección de 5 días como mínimo está basada en el criterio de Tibaldi et al. (1994) y Mendes et al. (2008), donde si bien se afirma que no hay una duración mínima globalmente aceptada para definir eventos de bloqueo, fijan el valor de 5 días para el HS.

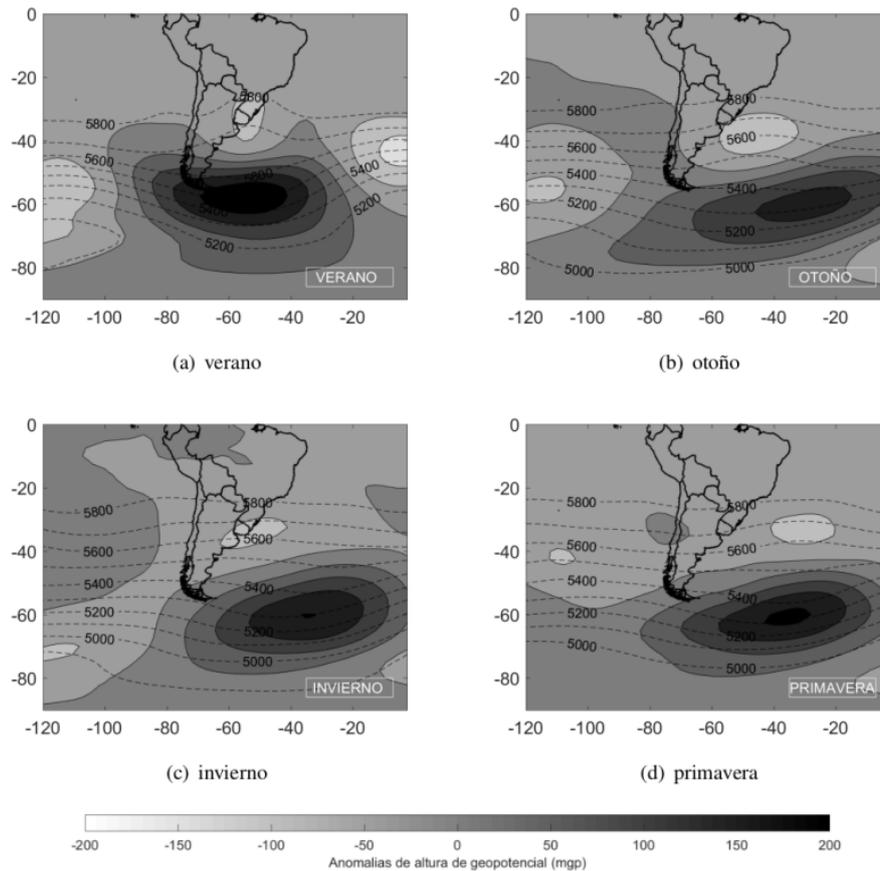


Figura 7: Idem Figura 2 para bloqueos en la región ATS.

3. RESULTADOS

3.1 Climatología de bloqueos

La ocurrencia de eventos identificados por región y por estación se describen en la Tabla II, donde se indica la cantidad total de días en los que se identificó bloqueo. La distribución de ocurrencias según la longitud es similar a la obtenida por Tibaldi et al. (1994), con baja frecuencia de ocurrencia entre 60° W y 0° W. En términos estacionales, los bloqueos identificados en PAS ocurren con mayor frecuencia en invierno, seguido por otoño, mientras que en ATS el otoño presenta más bloqueos que el invierno. Verano es la estación con menor cantidad de eventos identificados para las dos regiones. Se muestra también la cantidad de días utilizados para los composites de precipitación, ya que es un período significativamente más corto que el considerado para identificar los bloqueos.

3.2 Bloqueos en la región PAS

Los composites de z_{500} y su anomalía para los bloqueos ocurridos en la region PAS se muestran en la Figura 2.

Los eventos identificados en esta región muestran menor intensidad y extensión espacial durante el verano que durante la primavera cuando son máximos. Al comparar las Figuras 2(c) con 2(d), lo que correspondería a invierno y primavera, el patrón espacial de z_{500} es muy similar. En ellos, la anomalía positiva de altura de geopotencial es acompañada al norte y al este por anomalías negativas de altura de geopotencial, siendo esta última de mayor extensión espacial. En verano y otoño la anomalía negativa situada al norte es mucho más débil. Las anomalías en temperatura máxima, mínima y precipitación asociados a estos eventos de bloqueos se muestran en las Figuras 3, 4 y 5, respectivamente.

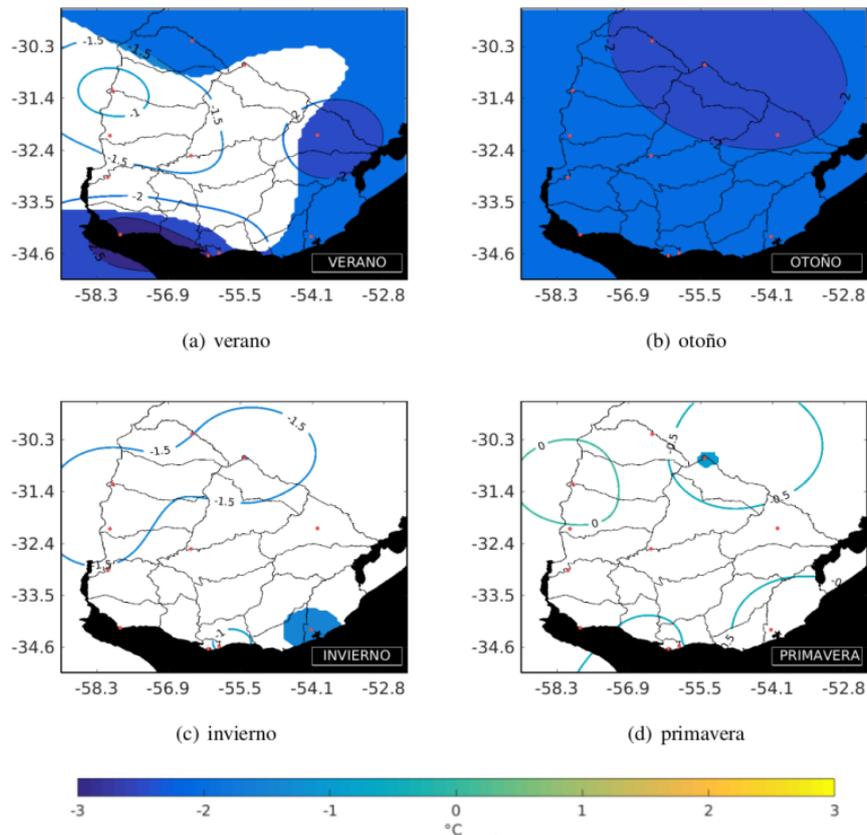


Figura 8: Idem Figura 3 para bloqueos en la región ATS.

Los bloqueos ocurridos muestran impactos opuestos en verano e invierno, tanto en temperatura como en precipitación, como se observa al comparar los paneles (a) y (c) de las Figuras 3, 4 y 5. Por un lado en verano los bloqueos inducen un déficit en la precipitación sobre Uruguay, siendo estadísticamente significativo en gran parte del territorio. Las anomalías de temperaturas máxima y mínima son significativas en casi todo el territorio y se encuentran 2.5°C por debajo de la media en todo el país. Por otro lado, durante el invierno se observan anomalías estadísticamente significativas y positivas de hasta 2°C en todo el país. Las mismas se observan tanto en temperatura máxima como mínima. Sobre la costa sureste uruguaya, las anomalías de precipitación son positivas y estadísticamente significativa. Durante otoño ocurre precipitación estadísticamente significativa por encima de la media entre la banda de latitudes 30°S a 40°

S, donde se estiman anomalías de hasta 10 mm diarios en el suroeste de Uruguay y temperatura mínima de hasta 2.5°C por encima de lo normal. En primavera en Uruguay, las anomalías de temperatura mínima son entre 1.5 y 2°C por encima de lo normal y no son significativas. Mientras tanto, las anomalías de temperatura máxima son significativas únicamente en la costa sur-sureste. La precipitación no parece verse afectada por bloqueos ocurridos en primavera en la región PAS.

En la Figura 6 se muestran los composites para anomalías de vientos en superficie, su significancia estadística y la divergencia. Durante el verano la estructura del bloqueo es tal que favorece la entrada de aire frío desde el sur, consistente con las anomalías de T_x y T_n , lo cual también contribuiría a reducir la magnitud del transporte de humedad desde el norte hacia la región. En invierno el bloqueo se

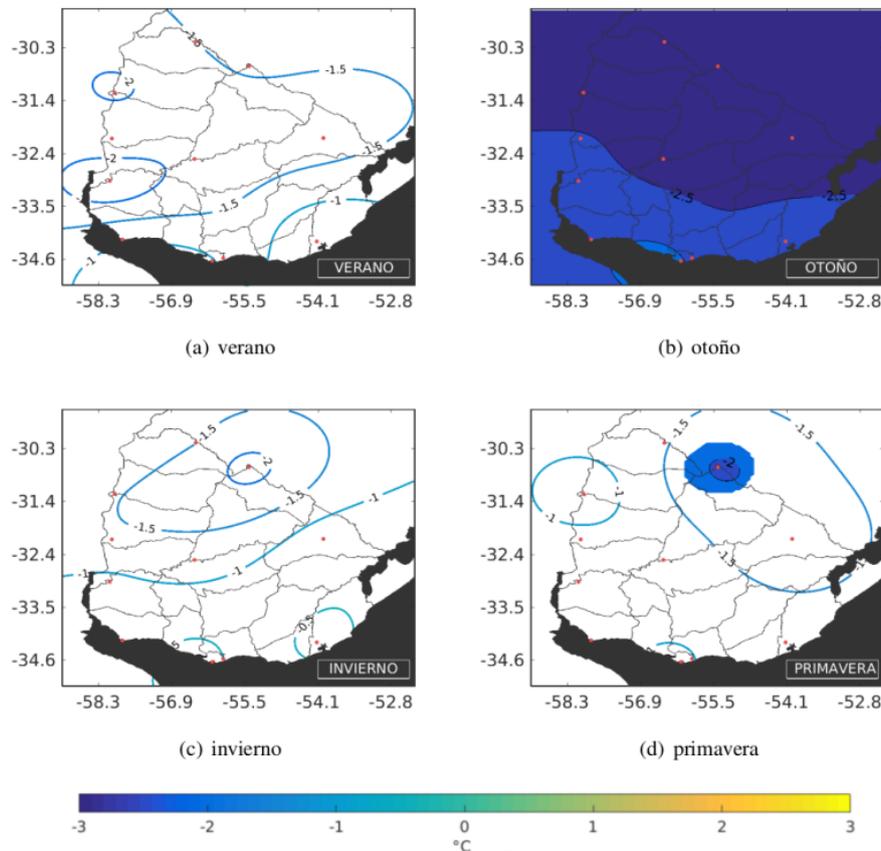


Figura 9: Idem Figura 4 para bloqueos en la región ATS.

encuentra en latitudes mayores, existiendo una circulación anticiclónica en latitudes tropicales. Esta circulación favorece los vientos del norte hacia Uruguay induciendo un aumento en las temperaturas. Los vientos en otoño e invierno muestran una circulación similar, siendo estadísticamente significativos al norte del país y contribuyendo al aumento de temperaturas en esta región. Asimismo, las anomalías de circulación en superficie durante otoño e invierno dan lugar a convergencia en el sur de Uruguay favoreciendo el aumento de lluvias en esa región.

3.3 Bloqueos en la región ATS

Los composites del campo total y de anomalía de z500 para los bloqueos ocurridos en la región ATS se muestran en la Figura 7. En todas las estaciones se identifica la alta presión al sureste del continente, siendo verano la época en que se encuentra desplazada más hacia

el oeste. El patrón dipolo durante los meses de verano e invierno presenta una estructura similar donde se observa una pequeña anomalía negativa de altura de geopotencial situada sobre Uruguay. Esta anomalía se observa sobre la costa uruguaya durante otoño, época en la cual los eventos parecen tener una mayor extensión espacial. En general, los bloqueos atmosféricos ocurridos en la región ATS se caracterizan por un patrón espacial de z500 que presenta mayor variabilidad interestacional. Del mismo modo, en comparación con los bloqueos en PAS, el anticiclón extratropical (en este caso) ubicado al sureste de Sudamerica tiene una mayor extensión longitudinal.

Las anomalías respecto a la media estacional en temperatura máxima y mínima y precipitación durante eventos de bloqueos en la región ATS se muestran en las Figuras 8, 9 y 10,

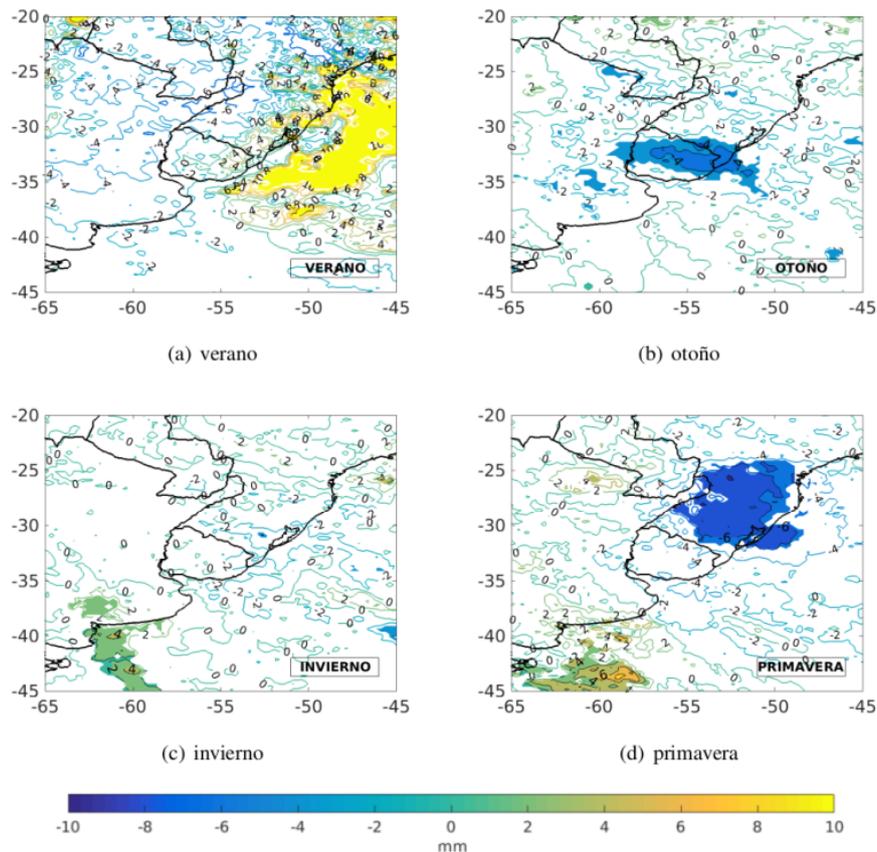


Figura 10: Idem Figura 5 para bloqueos en la región ATS.

respectivamente. Estos bloqueos producen una caída en la temperatura para todo el país de al menos 1°C durante todo el año. En particular, durante los meses de otoño, estos valores medios de $-2,5^{\circ}\text{C}$ son estadísticamente significativos para todo el país en la mínima y la máxima. En otoño la circulación ciclónica está ubicada de tal forma que genera vientos del sur anómalos sobre Uruguay, lo cual favorece el enfriamiento observado. Este resultado es consistente con Mendes et al (2008), aunque en ese estudio también se encontraron anomalías negativas estadísticamente significativas en las temperaturas medias durante invierno y primavera. Durante otoño la circulación en altura muestra una anomalía ciclónica al este de Uruguay y en superficie se observa divergencia, lo cual son condiciones desfavorables para las lluvias, resultando en un déficit como se observa en la Figura 10.

Durante el resto del año no ocurren impactos significativos en la precipitación sobre Uruguay, aunque en verano sobre el Océano Atlántico se observan anomalías de precipitación significativas y en primavera anomalías negativas al noreste sobre el estado brasileiro de Río Grande do Sul.

La anomalía positiva de lluvia al este de Uruguay en verano es consistente con la vaguada observada en altura y el desarrollo de una anomalía de baja presión en superficie (ver Figuras 7 y 11). Asimismo, los vientos de componente sur favorecen el enfriamiento sobre Uruguay. El déficit de precipitación observado en primavera sobre el sur de Brasil podría deberse a la circulación anticiclónica presente en la región que favorece la divergencia en superficie y disminuye los vientos de componente norte que transportan la humedad.

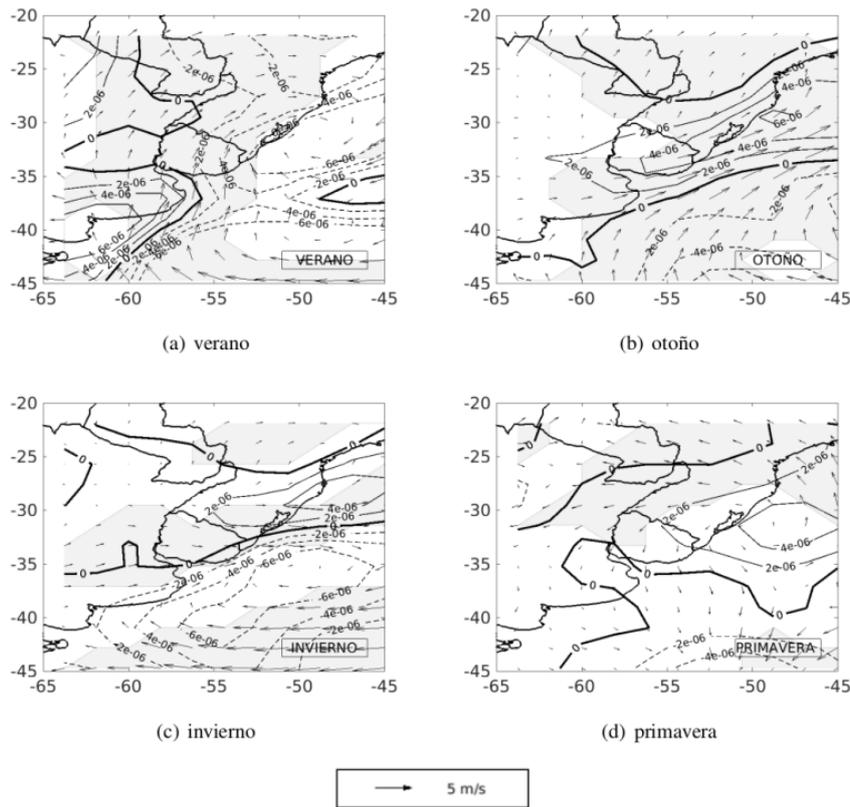


Figura 11: Idem Figura 6 para bloqueos en la región ATS.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se implementó un índice clásico para la identificación de bloqueos atmosféricos en medias y altas latitudes para el HS, en particular para las regiones Océano Pacífico Sureste y Océano Atlántico Sur. Para esto se trabajó con datos de reanálisis de z500 para el período comprendido entre 1980 hasta 2016. Al realizar la climatología se observó que estos eventos ocurren con mayor frecuencia en los meses fríos y al oeste de la costa del continente sudamericano. A partir de las estructuras de bloqueo identificadas con los campos de altura de geopotencial se determinaron dos regiones características para la ocurrencia de bloqueos: la región Pacífico-Atlántico Sur que comprende las longitudes 95°W-65°W y la región Atlántico Sur que abarca desde 60°W hasta el meridiano de Greenwich. Los bloqueos que ocurrieron en la región PAS tuvieron efectos opuestos en los meses cálidos y fríos en Uruguay,

provocando anomalías negativas significativas de temperatura y de precipitación durante el verano y anomalías positivas en las temperaturas y en la precipitación en la costa uruguaya durante otoño e invierno. Esto responde a la ubicación relativa del bloqueo respecto a Uruguay. Durante verano la estructura del bloqueo es tal que favorece la entrada de aire frío desde el sur y disminuye el transporte de humedad desde el norte induciendo anomalías negativas de lluvia principalmente al sur del país. En invierno el bloqueo se encuentra en latitudes mayores lo cual favorece los vientos del norte hacia Uruguay e induce un aumento en las temperaturas. Asimismo, las anomalías de circulación en superficie dan lugar a convergencia en el sur de Uruguay favoreciendo el aumento de lluvias en esa región. Por otro lado, la región ATS se caracterizó por ser la de menor frecuencia de ocurrencia de bloqueos generando durante todo el año temperaturas por debajo de la media, significativas principalmente en otoño,

período durante el cual también la precipitación se mostró significativamente por debajo de lo normal.

REFERENCIAS

- Alessandro, A. P. (2014). Incidence and trend of blocking action situations on the temperature and precipitation in Argentina. *Atmosfera*, 27, 141–163.
- Casarin, D. P. and Kousky, V. E. (1982). Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no hemisfério sul. INPE, page 82.
- Cavalcanti, I., Ferreira, N., Da Silva, A., and Justi, G. (2009). Bloqueios Atmosféricos. *Tempo e Clima no Brasil*. page 468. Oficina de textos, Sao Pablo, Brasil, 1 edition.
- De Mello, S. (2013). Estudio climatológico y regionalización de heladas meteorológicas en Uruguay. Tesis de grado, Universidad de la República, Uruguay.
- Gebremichael, M. and Hossain, F. (2010). *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*. Springer Science, Springer Dordrecht Heidelberg London New York.
- Hoskins, B. J., James, I. N., and White, G. H. (1983). The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40, 1595–1612.
- Hoskins, B. J. and Karoly, D. J. (1981). The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, 1179–1196.
- Hou, A. Y., Zhang, S. Q., Da Silva, A. M., Olson, W. S., Kummerow, C. D., and Simpson, J. (2001). Improving global analysis and short-range forecast using rainfall and moisture observations derived from TRMM and SSM/I passive microwave sensors. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 659–679.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K. P., and Stocker, E. F. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 38–55.
- Kalnay, E. y coautores, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437–471.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J. J., Fiorino, M., and Potter, G. L. (2002). NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 1631–1643.
- Kayano, M. (1999). *Meteorology and Atmospheric Physics Southeastern Pacific Blocking Episodes and their Effects on the South American Weather*. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 155, 145–155.
- Lejenäs, H. and Økland, H. (1983). Characteristics of northern hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. *Tellus A*, 35, 350–362.
- Marques, R. d. F. C. (1996). *Bloqueios Atmosféricos no Hemisfério Sul*. Phd thesis, Sao Jose dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Brasil.
- Mendes, M. C. D., Trigo, R. M., Cavalcanti, I. F. A., and DaCamara, C. C. (2005). Bloqueios Atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o Oceano Pacífico Sul: Impactos Climáticos e Mecanismos Físicos Associados. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 20, 175–190.
- Mendes, M. C. D., Trigo, R. M., Cavalcanti, I. F. A., and DaCamara, C. C. (2008). Blocking episodes in the Southern Hemisphere: Impact on the climate of adjacent continental areas. *Pure and Applied Geophysics*, 165, 1941–1962.
- Mendes, M. C. D., Trigo, R. M., Cavalcanti, I. F. A., and DaCamara, C. C. (2012). Southern Hemisphere Atmospheric Blocking Diagnostic By Ecmwf and Ncep/Ncar Data. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 27, 263–271.
- Renom, M. (2009). *Temperaturas extremas en Uruguay. Análisis de la variabilidad temporal de baja frecuencia y su relación con la circulación de gran escala*. Tesis de doctorado, Universidad de Buenos Aires, Argentina.

- Tibaldi, S. and Molteni, F. (1990). On the operational predictability of blocking. *Tellus A*, 42, 343–365.
- Tibaldi, S., Tosi, E., Navarra, A., and Pedulli, L. (1994). Northern and Southern Hemisphere Seasonal Variability of Blocking Frequency and Predictability. *Monthly Weather Review*, 122, 1971–2003.
- Trenberth, K. F. and Mo, K. C. (1985). Blocking in the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 113, 3–21.
- Trigo, R. M., Trigo, I. F., DaCamara, C. C., and Osborn, T. J. (2004). Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dynamics*, 23, 17–28.
- Van Loon, H. (1956). Blocking action in the Southern Hemisphere. Part I. *Notos* 5, 171–177.
- Woollings, T., Barriopedro, D., Methven, J., Son, S.-W., Martius, O., Harvey, B., Sillmann, J., Lupo, A. R., and Seneviratne, S. (2018). Blocking and its response to climate change. *Current Climate Change Reports*, 4, 287–300.

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.

SOBRE EL USO DE DATOS DE RAYOS COMO PROXY PARA LA REFLECTIVIDAD RADAR EN LA REGIÓN CENTRAL DE ARGENTINAMailén Gómez Mayol^{1,4}, Luciano Vidal¹, Paola Salio^{2,3}, Maximiliano Sacco^{1,3}¹Servicio Meteorológico Nacional²Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, CONICET-UBA UMI
3351-CNRS-CONICET-UBA³Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN, UBA⁴Departamento de Física, FCEyN, UBA

(Manuscrito recibido el 14 de noviembre de 2018, en su versión final el 1 de marzo de 2019)

RESUMEN

Las tormentas y sus fenómenos asociados tienen alto impacto en el ámbito social y económico de un país. Por ello es necesario contar con herramientas que permitan garantizar la seguridad de las personas y sus bienes frente a estos eventos. Los datos aportados por una red de radares meteorológicos son de suma importancia para el pronóstico y seguimiento de las tormentas. Estas redes de radares son costosas y de difícil mantenimiento. Asimismo, no todos los países cuentan con una red de radares meteorológicos que cubra toda su extensión y aun así, a menudo tienen problemas técnicos o de conectividad que dejan sin información a amplias zonas.

En este trabajo se presenta una técnica de producción de un campo artificial de reflectividad COLMAX utilizando técnicas de aprendizaje profundo supervisado sobre información de descargas eléctricas en superficie. Este campo se puede usar como una alternativa rentable de la información de radares meteorológicos en áreas donde no hay cobertura o la misma es deficiente, o como un complemento a las imágenes de radares meteorológicos que están afectadas por atenuación, interferencias u otros problemas de observación.

Palabras clave: reflectividad radar, descargas eléctricas, redes neuronales, radar sintético.

ON THE USE OF LIGHTNING DATA AS A PROXY FOR RADAR REFLECTIVITY OVER THE CENTRAL REGION OF ARGENTINA**ABSTRACT**

Storms and their associated phenomena have a high impact in a country's social and economic environment. It is necessary to have tools that guarantee the safety of people at all times. The data provided by a network of meteorological radars is of utmost importance for storm tracking and identification. These radar networks are expensive and difficult to maintain. Not all countries have a radar network that covers all its extension and even so, they often have technical or connectivity problems that leave large areas without information about rainfall.

In this work we present a technique to generate a synthetic radar reflectivity field using supervised deep learning techniques with cloud-to-ground lightning data. This

product can be used as a cost-effective radar alternative in areas where there is no or poor coverage, or as a complement to meteorological radar images that are affected by attenuation, interference or other observation problems.

Keywords: radar reflectivity, cloud-to-ground lightning, neural networks, synthetic radar.

1. INTRODUCCIÓN

Las tormentas y sus fenómenos asociados pueden tener alto impacto en el ámbito social y económico de un país. Los fuertes vientos, las lluvias intensas en cortos periodos de tiempo, el granizo de gran tamaño y la actividad eléctrica son algunas de las características más peligrosas, especialmente para las diversas actividades humanas. El granizo daña casas, autos, aviones, cultivos y ganado; los vientos rafagosos y las cortantes asociadas cerca de superficie pueden causar problemas a los aviones especialmente en las fases de despegue y aterrizaje; la actividad eléctrica puede desencadenar incendios, daños a estructuras en ciudades y hasta explosiones, así como afectar el normal desarrollo de las actividades en los aeropuertos (Sénési y otros, 2009; Taffener y otros, 2008). En este contexto, son muchos los estudios en nuestra región basados en información de sensores remotos que muestran que la frecuencia de fenómenos severos es muy alta e incluso superior a otras regiones del planeta (Rasmussen y otros, 2014; Cecil y Blankenship, 2012; Mezher y otros, 2012; Matsudo y Salio, 2011).

Las zonas donde se desarrollan los fenómenos meteorológicos más intensos dentro de estas tormentas, suelen estar muy acotadas en espacio y tiempo. Las ascendentes capaces de formar grandes piedras de granizo se caracterizan por tener unos pocos kilómetros de radio y pocas horas de tiempo de vida, por ello el pronóstico se ve dificultado mediante el uso de los modelos numéricos de predicción del tiempo (Gagne y otros, 2017; Grubisic y otros, 2005). Así, los sensores remotos como los radares meteorológicos, los satélites y las redes de detección en superficie de descargas eléctricas atmosféricas (rayos), juegan un rol fundamental

para la detección, el seguimiento y pronóstico a muy corto plazo de este tipo de tormentas (Dance, 2010; Megenhardt y otros, 2004).

Las zonas geográficas con grandes concentraciones de rayos representan regiones de convección activa muchas veces severa. Se ha observado que un incremento súbito de la tasa de descargas eléctricas totales (lightning jumps) se asocia a la presencia de tormentas severas y tornádicas. La hipótesis que sobre la cual se basa esta tendencia está relacionada con la respuesta eléctrica debido a la carga de hielo y agua sobre-enfriada asociada al comportamiento de la ascendente en la evolución de las tormentas (Schultz y otros, 2011; Gatlin, 2006; Steiger y otros, 2005, 2007; Bridenstine y otros, 2005; Goodman y otros, 2005; Wiens y otros, 2005).

Numerosas investigaciones han centrado sus esfuerzos en la determinación de una relación sólida entre la actividad eléctrica atmosférica asociada a las nubes de tormentas y los campos de reflectividad generados por los radares meteorológicos. Tapia y otros (1998) estudiaron 22 tormentas de verano en la península de la Florida (EE.UU.) y desarrollaron un modelo que relaciona la precipitación convectiva y la actividad eléctrica en la escala de la tormenta. Los autores luego aplicaron su modelo para estimar la lluvia con el radar a partir de los datos de las descargas eléctricas y concluyeron que era posible obtener estimaciones de precipitación razonables en espacio y tiempo en eventos de lluvias intensas. Weber y otros (1998) realizaron una regresión entre la variable derivada del radar denominada agua líquida integrada en la vertical (VIL, por su sigla en inglés) y datos de actividad eléctrica provenientes de la red National Lightning Detection Network para tres casos convectivos en EE.UU. y encontraron

una correlación modesta entre los dos campos, señalando que los datos de actividad eléctrica podrían proporcionar beneficios para completar los vacíos presentes en la cobertura espacial de la red de radares disponible en la región. Luego, Mueller y otros (1999) desarrollaron, también para EE.UU., un producto denominado NCWF (National Convective Weather Forecast) que indica posibles riesgos de origen convectivo para la aviación. El NCWF se deriva de datos de radar (producto VIL) del compuesto nacional de la NEXRAD y datos de actividad eléctrica de Global Inc. Por su parte, Megenhardt y otros (2000) llevaron a cabo un mapeo de los datos de actividad eléctrica a una retícula de 4 km para crear relaciones entre las descargas nube-tierra integradas en 10 minutos y en cajas de 8 km de lado, y VIL para servir como entrada a un campo de detección de peligros denominado Detección Nacional del Tiempo Convectivo (NCWD, por sus siglas en inglés). Ellos utilizan los datos de actividad eléctrica para mejorar el NCWD a lo largo de los bordes principales de las tormentas y en las regiones donde faltan datos de radar. Por su parte, Soula y Chauzy (2001) encontraron buenas correlaciones entre las descargas eléctricas y los datos de radar en la escala de la tormenta para casos de tormentas eléctricas en Francia. Si bien estos estudios de casos muestran el potencial de utilizar datos de actividad eléctrica como un estimador del campo de reflectividad radar o de precipitación cerca de superficie, en regímenes localizados, sus relaciones no son directamente aplicables a los sistemas de predicción inmediata que deben operar en grandes dominios espaciales donde los regímenes de precipitación pueden variar notablemente. Mientras que Zhou y otros (2002) obtuvieron una relación similar para las tormentas en China y concluyeron que las descargas nube-tierra podrían usarse para estimar la precipitación convectiva, especialmente en regiones con una cobertura de radar insuficiente. Esta herramientas asociadas a las mejoras y calibraciones de los campos de precipitación estimados usando información de descargas eléctricas presenta notables resultados en las

variaciones entre la precipitación convectiva y estratiforme (Xu y otros 2014; Morales y Anagnostou, 2003).

En los últimos años han surgido nuevos métodos de pronóstico y alerta temprana de variables meteorológicas basadas en técnicas de aprendizaje automático (comúnmente llamado machine learning). Las investigaciones en el ámbito del estudio de variables meteorológicas mediante redes neuronales y aprendizaje profundo son cada vez más numerosas. La literatura es amplia y en constante crecimiento. Se han implementado algunas técnicas básicas como el análisis de componentes principales para la reducción de dimensionalidad (Monahan y otros, 2009) y k-means para clustering (Steinhaeuser y otros, 2011). Por mencionar algunos, Atkinson y Tatnall (1997) estudiaron la aplicación de las redes neuronales en datos de sensores remotos y Krasnopolsky y Schiller (2003) las aplicaron a datos satelitales. Hong y otros (2004) usaron las redes neuronales para calcular estimados de lluvia de alta densidad a partir de mediciones de sensores remotos. Mientras que Marzban y Stumpf (1996) entrenaron una red neuronal usando propiedades de la circulación para identificar tornados, por su parte Marzban y Witt (2001) entrenaron una red usando propiedades de las tormentas para hacer un pronóstico de granizo. Con respecto al aprendizaje profundo, Xingjian y otros (2015) utilizaron redes convolucionales LSTM (Long Short-Term Memory) para predecir eventos de precipitación en escala local usando datos de ecos de radar. En el ámbito del clima, Prabhat y otros (2012, 2015) desarrollaron una aplicación llamada TECA (Toolkit for Extreme Climate Analysis) que detecta patrones en datos climáticos. A partir de esta herramienta, Liu y otros (2016) demostraron que las redes neuronales convolucionales sobre imágenes con múltiples canales pueden utilizarse para predecir distintos tipos de eventos extremos.

El objetivo del presente trabajo es presentar un modelo que mediante técnicas de aprendizaje profundo supervisado generativo, simula un

campo de reflectividad de radar (en adelante, radar sintético) a partir de datos de descargas eléctricas nube-tierra obtenidos por una red de detección en superficie. Como dato de entrenamiento se utiliza un par de imágenes donde están representadas la información de tasa de descargas eléctricas nube-tierra y el campo de reflectividad máximo de la columna observado. Una vez entrenado, el modelo puede usarse para generar el producto radar sintético extrapolado a cualquier región donde se disponga de información de actividad eléctrica. Estos datos pueden ser utilizados en regiones donde la cobertura de radares es pobre o bien los datos están fuertemente degradados, por ejemplo, por bloqueos topográficos, atenuación por precipitación sólida o líquida, entre otros.

El trabajo se organiza de la siguiente manera. En la sección 2 se introduce el concepto de redes neuronales. Los datos que se usaron para entrenar el algoritmo: reflectividad radar y tasa de descargas eléctricas nube-tierra, se describen en la sección 3. En la sección 4 se detallan la metodología y todos los procesos por los que deben pasar los datos de radar y descargas eléctricas para poder ser aptos para el entrenamiento y luego para el análisis de los resultados. En la sección 5 se muestran los resultados y validación. Las conclusiones y trabajos futuros se describen en la sección 6.

2. SOBRE LAS REDES NEURONALES

Las redes neuronales (ANNs del inglés artificial neural networks) son algoritmos inspirados en sistemas biológicos, más precisamente en la investigación del cerebro humano, que son capaces de aprender y generalizar a partir de la experiencia (Bishop, 1995). Han demostrado ser excelentes herramientas en tareas de clasificación y reconocimiento de patrones. Actualmente se utilizan en muchos ámbitos de la ciencia, industria y los negocios (Paliwal y Kumar, 2009; Cherkassky y otros, 2006).

La red neuronal es un modelo que busca inferir una función que mapee un conjunto de entrada

en un conjunto de salida u objetivo (target, en inglés). El entrenamiento se hace por pasos. El primer paso consiste en aplicar una función con parámetros entrenables a un subconjunto de entrada y luego una función de activación. El resultado se compara con los datos del conjunto de salida utilizando una función de error (cuadrados mínimos, norma L1). Luego un algoritmo de tipo gradiente descendente (Ruder, 2016) optimiza el valor de los parámetros entrenables de forma tal que el error sea mínimo.

El segundo paso será repetir la misma operación a otro subconjunto de entrada y así hasta que todos los datos del conjunto de entrada hayan pasado por la red. Esto se lo conoce como haber completado una época. Al término de una cierta cantidad de épocas, que varía según el tipo de datos, se hace una verificación. La verificación consiste en realizar un paso de entrenamiento sobre datos que sean compatibles con los del conjunto de entrada pero que la red no haya procesado nunca (conjunto independiente).

En el presente trabajo se utilizan redes neuronales que tienen como base bloques de redes convolucionales (CNN, del inglés Convolutional Neural Networks) que están diseñadas para trabajar con imágenes como dato de entrada (LeCun, 2015). Una red convolucional simple consiste en una secuencia de capas, y cada capa tiene como entrada la salida de la anterior. Las redes convolucionales profundas consisten en una primer capa formada por un conjunto de filtros que se entrenan para reconocer un patrón determinado en una imagen. Las redes profundas son una sucesión de estas capas. Cada una interpreta la salida de la capa anterior logrando así identificar patrones cada vez más complejos.

En particular se aplicó una red neuronal generativa antagónica condicional (cGAN), que es una variante de las redes GAN. Las GAN fueron desarrolladas en el trabajo de Goodfellow y otros (2014) y se las considera el estado del arte en redes neuronales ya que son capaces de producir datos sintéticos muy realistas. El algoritmo propuesto en su

trabajo se presenta como un método para estimar modelos generativos donde se entrenan dos modelos en simultáneo. Estos modelos son redes neuronales que compiten entre sí en un juego de suma cero: un modelo “generativo” que aprende la distribución de los datos, y un modelo “discriminatorio” que estima la probabilidad que una muestra haya salido del conjunto de entrenamiento o del generador. Ellos proponen ambos modelos sean perceptrones multicapa. El generador se entrena para engañar al discriminador y el discriminador se entrena para minimizar sus errores y distinguir mejor las imágenes simuladas de las reales, un esquema del algoritmo se puede ver en la figura 1. Como se mencionó, el modelo que se usa en este trabajo es un cGAN, que a diferencia del primero, aprende a inferir una función que parte de un conjunto de imágenes de entrada a un conjunto de imágenes de salida. Como punto de partida para el entrenamiento del discriminador se usa un conjunto de imágenes reales. En este caso se le presentan imágenes del producto COLMAX de reflectividad radar. Luego se entrena el generador, que toma las imágenes del campo preliminar de radar y genera una nueva imagen. Esta imagen es evaluada por el discriminador. En ambas redes se entrenan de modo que el generador produce progresivamente mejores imágenes, mientras que el discriminador distingue con mejor precisión las imágenes sintéticas de las reales.

3. DATOS

3.1 Reflectividad radar

Los datos de reflectividad utilizados provienen del radar meteorológico Selex SI Gematronik Doppler de doble polarización en banda C (5.6 GHz) instalado en la Estación Experimental Agropecuaria INTA Anguil (La Pampa), ubicado en 36° 32' 23"S y 63° 59' 24"O. Los datos corresponden a la estrategia de escaneo que genera un volumen de datos cada 10 minutos conformado por un total de 12 elevaciones de antena que varían entre 0.5 y 15.1 grados, con una resolución en rango de 0.5 km y 1° en azimut y un alcance máximo de 240 km. Los datos de

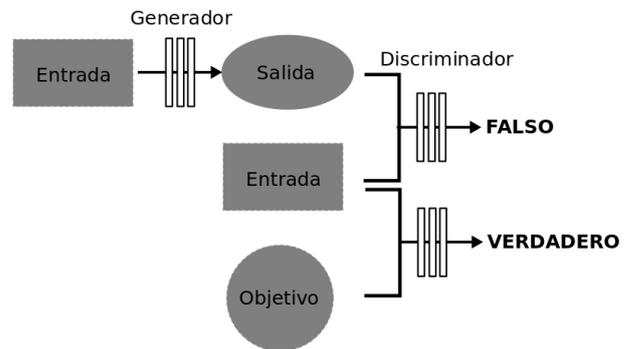


Figure 1: Esquema del algoritmo de una red neuronal generativa antagónica condicional (cGAN).

entrenamiento fueron tomados para el período de verano entre el 1 de noviembre de 2016 y el 28 de febrero de 2017, mientras que los datos de validación fueron tomados en el período enero y febrero de 2016.

3.2 Descargas eléctricas nube-tierra

Los datos de actividad eléctrica atmosférica empleados provienen de la red Vaisala Global Lightning Dataset (GLD360) puesta en servicio en septiembre de 2009, estando los datos disponibles para los usuarios a partir de mayo de 2011. La misma consta de sensores ubicados estratégicamente en todo el mundo para la detección óptima de descargas eléctricas desde las nubes a superficie (cloud-to-ground, CG). Las ubicaciones de las descargas se obtienen utilizando diferentes métodos como el tiempo de llegada, búsqueda de la dirección magnética y un algoritmo de reconocimiento de forma de la onda del rayo (Said y otros, 2010). De este modo se cuenta con datos como la posición en tiempo (hora, minuto y segundo) y espacio (latitud y longitud), y la polaridad (positiva o negativa) de cada descarga.

La eficiencia de detección (en adelante, DE) esperada y la precisión de la ubicación media (en adelante, LE) de esta red es 70% y 5-10

km, respectivamente. No obstante, varios son los trabajos realizados, mayormente en EE.UU. y Europa, tendientes a evaluar el desempeño de la red. Demetriades y otros (2010) llevaron a cabo una comparación de GLD360 con la Red Nacional de Detección de Rayos (NLDN) de EE.UU. para el periodo comprendido entre el 1 de diciembre de 2009 y el 31 de enero de 2010, y encontraron valores para DE de entre 86 y 92 %, mientras que para LE el valor medio encontrado fue de 10,8 km. Para el mismo periodo, pero usando la Red Brasileña de Detección de Rayos (BrasilDAT), Naccarato y otros (2010) encuentran para el sudeste de Brasil una DE de 16 % y un LE de 12,5 km. Más tarde, Said y otros (2013) realizan una evaluación contrastando GLD360 con la red NLDN pero para el periodo comprendido entre el 21 de julio de 2011 y el 21 de julio de 2012. Los resultados encontrados muestran que la DE fue del 57 % con un LE de 2,5 km. Estudios comparativos similares se realizaron en otras partes del mundo como Europa. Pohjola y Makela (2013) encuentran un valor para DE del 48 % y de 1,5 km para LE cuando comparan GLD360 contra EUCLID (European Cooperation for Lightning Detection) en Austria durante julio de 2011. Más recientemente, Mallick y otros (2014) estimaron las características de rendimiento de GLD360 utilizando datos de rayos activados por cohete y cable en Camp Blanding (Florida, EE.UU.) entre 2011 y 2013. Esta es la primera evaluación exhaustiva de las características de rendimiento de GLD360 en relación con la verdad absoluta, ya que todas las evaluaciones previas discutidas anteriormente son al menos en parte relativas a otros sistemas de detección. No obstante es importante remarcar que estos resultados son sólo aplicables a esta región. Los autores encuentran una DE de entre 67 y 37 %, para flashes y strokes respectivamente, y un LE de 2 km. Otro tipo de análisis comparativo tendiente a evaluar la red son los que llevaron a cabo Rudlosky y otros (2017). Los autores evaluaron el rendimiento de los datos GLD360 operacionales y reprocesados en relación con el sensor de imágenes de rayos LIS a bordo del satélite TRMM durante el periodo 2012–2014.

El análisis compara las observaciones de rayos basadas en superficie y las vistas desde el espacio con el objetivo principal de realizar una mejor caracterización de la red GLD360 antes y después de la actualización. La red GLD360 se sometió a una actualización el 18 de agosto de 2015 que incluyó cambios del algoritmo en el procesador central (Said y Murphy, 2016). Estos resultados muestran que la DE se incrementó de 32,6 % (2012) a 38 % (2013) a 43,2 % (2014) sobre Sudamérica.

Para el presente trabajo se utilizaron datos de la red GLD360 (fecha/hora/lat/lon) disponibles en el banco de datos del Departamento de Investigación y Desarrollo del Servicio Meteorológico Nacional para el período mencionado en la sección anterior de los datos de radar.

4. METODOLOGIA

Como se mencionó en la introducción, el objetivo del presente trabajo es obtener un producto de reflectividad simulado a partir de datos de actividad eléctrica (rayos nube-tierra). Para ello el flujo de trabajo incluye una primer etapa donde se sigue la metodología propuesta por Iskenderian (2008) con el objetivo de obtener un producto preliminar de reflectividad COLMAX a partir de la tasa de descargas eléctricas (en adelante, radar preliminar). Luego, en una segunda etapa se utiliza el framework "pix2pix" propuesto por Isola y otros (2016) que emplea un tipo de Red Generativa Antagónica (GAN - del inglés Generative Adversarial Network) para aprender un mapeo entre imágenes de entrada (radar preliminar) a imágenes de salida (radar observado). Este algoritmo es de tipo supervisado por lo que es necesario contar con un conjunto de datos de entrenamiento. A continuación se describen cada uno de los pasos dentro del flujo de trabajo mencionado.

4.1 Imágenes objetivo: producto COLMAX

Se generaron imágenes COLMAX con resolución de 2 km² para los datos del radar utilizando el

paquete PyART (Hellmus y Collis, 2016). Este paquete lee un archivo donde se encuentran las mediciones del radar (campos medidos, información de las coordenadas del radar, información sobre las elevaciones y estrategias de escaneo, entre otros) y genera un objeto radar. Los archivos que se usaron en este trabajo contienen la variable reflectividad radar (dBZ) para las 12 elevaciones que corresponden a un intervalo de tiempo de medición de 4 minutos aproximadamente (volumen completo).

Se calcularon 30 campos CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) entre el nivel del mar y los 15 km de altura con una resolución vertical de 0.5 km y horizontal de 2 km. Los CAPPI se generaron mediante la función `grid_from_radars` del módulo `map` de PyART. Esta función toma como entrada un objeto radar y lo mapea a una retícula regular mediante el algoritmo de reticulado `map_gates_to_grid`, que se eligió por sobre la otra opción (`map_to_grid`) por ser más rápida computacionalmente. El algoritmo `map_gates_to_grid` genera una retícula cartesiana de un campo de mediciones de radar a partir de los puntos de uno o varios radares. Para cada punto define un radio de influencia y pesa la contribución de cada punto usando una función de peso. El radio de influencia se eligió para que crezca con la distancia al radar, siendo así más importantes los puntos que están cerca. Finalmente, la imagen COLMAX se obtuvo buscando el valor máximo de reflectividad en la altura para cada punto de la retícula (figura 2).

4.2 Filtrado de volúmenes atenuados

La señal de los radares meteorológicos en banda C puede verse afectada fuertemente por problemas de atenuación cuando la señal atraviesa zonas de precipitación intensa y/o presencia de granizo, llegando a casos extremos en los cuales la misma puede extinguirse totalmente. En esta condición, la señal del radar puede verse muy debilitada lo cual puede llevar a interpretaciones erróneas de la información

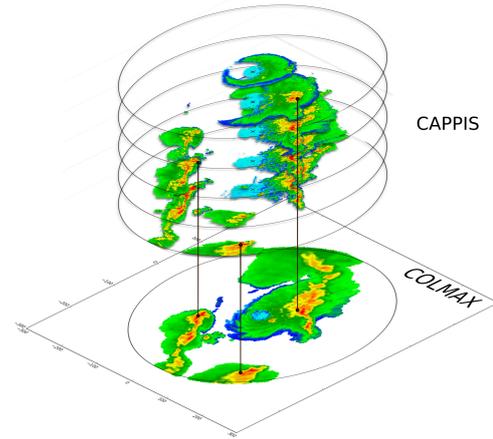


Figure 2: Esquema 3D de un volumen de reflectividad radar (dBZ) donde se muestran los cortes CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) y como se realiza la proyección para obtener el producto COLMAX.

provista por el radar (Gu y otros, 2011; Bringi y otros, 2001; Carey y otros, 2000).

Los pioneros en el estudio de los efectos de atenuación fueron Atlas y Bank (1951) cuando encontraron que los patrones de reflectividad del radar eran distorsionados por la presencia de patrones de lluvia. Más tarde Hitschfeld y Bordan (1954) derivaron y estudiaron la ecuación de la atenuación, que relaciona los perfiles de lluvia con la reflectividad medida. Esta ecuación tenía algunos problemas de estabilidad que luego solucionaron por Marzoug y Amayenc (1991). De este modo se define el factor de reflectividad medido en un rango dado r para una longitud de onda atenuada (Z_m) como:

$$Z_m(r) = Z_e(r) * \delta C * A(r_0) * \exp \left(-0,46 * \int_{r_0}^r k(s) ds \right) \quad (1)$$

donde Z_e es el factor de reflectividad equivalente en el mismo rango., δC representa el posible error de calibración del radar, y A es el factor PIA que

se define como:

$$A(r) = A(r_0) * \exp\left(-0,46 * \int_{r_0}^r k(s) ds\right) \quad (2)$$

Aquí, k es el coeficiente de atenuación (dB km^{-1}), que depende de la longitud de onda del radar y de la distribución del tamaño y la temperatura de las gotas de lluvia. Se define el $PIA(\text{dB})$ como el doble de la integral de k entre el rango 0 y el rango r , o:

$$PIA = -10 * \log_{10}[A(r)] \quad (3)$$

donde \log hace referencia al logaritmo en base 10. La variable r_0 representa el llamado rango ciego, es decir, el rango donde se inicia el muestreo de reflectividad o donde las reflectividades pueden considerarse libres de ruido. Aquí, $A(r_0)$ es el factor de atenuación de rango ciego, por lo tanto, permite la descripción de los efectos de atenuación que ocurren en caso de lluvia cerca del sitio del radar (por ejemplo, radomo mojado).

Si se asume que las relaciones entre el factor de reflectividad equivalente Z_e , el coeficiente de atenuación k y la tasa de lluvia R pueden representarse satisfactoriamente mediante modelos de ley de potencia con las siguientes ecuaciones:

$$Z_e = aR^n, \quad k = cR^d \quad \text{y} \quad Z_e = aR^\beta \quad (4)$$

Luego el factor de atenuación puede ser estimado combinando las ecuaciones (1) y (4) con $a=543$, $b=136$, $c= 1,55 \times 10^{-3}$ y $d=1,30$. Estos valores fueron elegidos usando las curvas de la evolución de los componentes para radar de banda C que se presenta en el trabajo de Delrieu y otros (1999). Estas curvas fueron calculadas usando un modelo de distribución de gotas en una zona de latitudes medias.

En este trabajo las imágenes de radar sirven como objetivo de un entrenamiento y es de suma importancia contar con imágenes de buena calidad que representen lo más fielmente posible la reflectividad real de los ecos meteorológicos. Por esta razón, se seleccionaron aquellos datos

que no presentan atenuación significativa. Para ello se aplicó un filtro basado en el cálculo de la atenuación para cada píxel en función de la reflectividad de acuerdo a lo mostrado anteriormente. Como resultado se descartan todos aquellos volúmenes que tengan algún píxel atenuado por encima de un umbral de 1 dB. Para definir este umbral se analizó un conjunto de imágenes de radar que presentaban ecos atenuados y se determinó el valor a partir del cual los ecos empezaban a deformarse debido a la atenuación. Como umbral se eligió el menor de dichos valores. Si bien el radar utilizado es de doble polarización, el filtro propuesto no pretende hacer una corrección de la reflectividad por atenuación sino identificar regiones donde la misma es muy notoria. Por lo tanto no se utilizó la variable diferencial de fase específica para el cálculo de la atenuación como propone Bringi y otros (2001).

4.3 Preparación del dato de entrada: radar preliminar COLMAX

Las imágenes de entrada a la red neuronal son campos preliminares del producto COLMAX que surgen de encontrar una relación entre la tasa de descargas eléctricas CG (en adelante, TCG) de un punto (figura 3b) y su valor correspondiente observado en el campo de reflectividad COLMAX (figura 3c). Estas relaciones se crean usando un método de comparación de probabilidades (PMM, del inglés Probability Matching Method; Calheiros y Zawadzki, 1987). El método PMM ha sido utilizado en la bibliografía para derivar relaciones entre reflectividad radar y tasa de lluvias (Atlas y otros, 1990, 1993; Crosson y otros, 1996; Marks y otros, 1993; Rosenfeld y otros, 1993; entre muchos otros) y para encontrar la relación entre descargas eléctricas y lluvia convectiva con el fin de asimilar información de actividad eléctrica en modelos de pronóstico numérico (Chang y otros, 2001).

Siguiendo la metodología propuesta por Iskenderian (2008), la posición de cada descarga eléctrica CG (figura 3a) se alinea con la retícula de 2 km² de los datos de radar (figura 3c) y

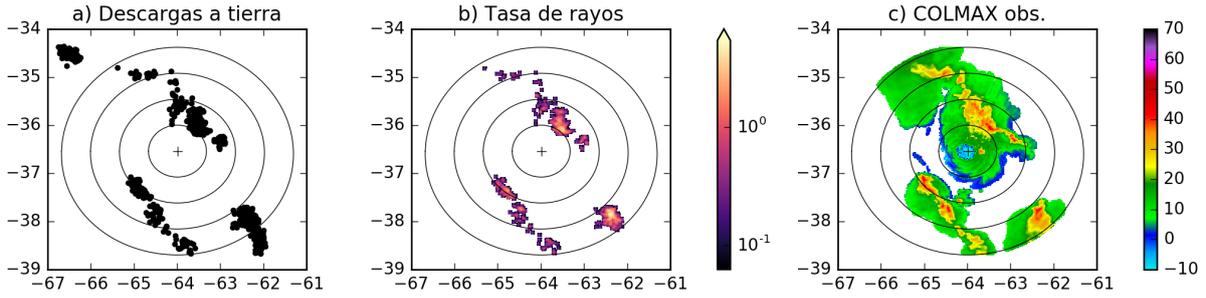


Figure 3: (a) Localización de las descargas CG detectados por la red Vaisala GLD360 el día 5/12/2016 entre las 00:50 y las 00:54 UTC. (b) tasa de descargas CG (TCG, min^{-1}). (c) Imagen COLMAX (dBZ) de reflectividad correspondiente al 5/12/2016 a las 00:50 UTC. El espaciamiento entre anillos es de 60 km. El centro del radar se indica con el símbolo +.

se calcula la TCG en cada celda (figura 3b). No se consideran aquellas descargas que estén por fuera del rango máximo del volumen radar empleado en el presente trabajo (240 km). Luego se hace un suavizado espacial que asigna a cada punto la suma de una contribución del valor de la tasa de actividad eléctrica en un radio de 8 km conforme a la bibliografía citada anteriormente, de modo tal que el resultado tenga un aspecto similar a las imágenes de radar. Para obtener el suavizado se convoluciona la imagen con un filtro que suma la TCG de los píxeles vecinos dependiendo de la distancia a la que se encuentra. Se utilizó un filtro de tipo gaussiano que suma a cada píxel el valor de sus primeros vecinos, un 0.75 de la suma de los segundos vecinos (8 píxeles) y un 0.25 de la suma de los terceros vecinos (16 píxeles).

Luego, el método PMM consiste en construir relaciones TCG [min^{-1}] - ZCOLMAX [dBZ] basados en pares de datos (TCG_i , $ZCOLMAX_i$) de forma que la función de distribución acumulada (CDF) de tasa de descargas eléctricas y reflectividad en el i -ésimo intervalo sean iguales:

$$\int_{ZCOLMAX,\tau}^{ZCOLMAX,i} P(ZCOLMAX) dZCOLMAX = \int_{TCG,\tau}^{TCG_i} P(TCG) dTCG \quad (5)$$

donde $P()$ representa una función de densidad de probabilidad y $ZCOLMAX$, τ son los valores más bajos que toma cada CDF. Para encontrar los valores mínimos se usa todo el set de datos TCG y COLMAX observado y se computa la función de distribución acumulada para cada uno de ellos. El menor valor detectable de tasa de descargas es 1 por lo tanto se puede especificar $TCG_\tau = 0,25$ de antemano. Luego los demás valores se usan para emparejar con la probabilidad condicional de la reflectividad.

Una vez que se determina el umbral de reflectividad se aplica la ecuación (5) al conjunto de datos para encontrar las relación tasa de descargas-reflectividad (figura 4c). Luego se ajusta la curva de la figura 4c obteniéndose la relación entre la tasa de descargas eléctricas y la reflectividad. La relación obtenida para los datos de este trabajo es:

$$COLMAX_{prel} = 5,90 * \ln(TCG) + 33,41 \quad (6)$$

4.4 Imágenes de entrada

El algoritmo de la red neuronal utiliza como dato de entrada una imagen compuesta como el ejemplo que se muestra en la figura 5. Para poder utilizar tanto el campo preliminar COLMAX como el observado como imágenes de entrada es necesario aplicarles una normalización. Luego se grafican ambas imágenes con una paleta de colores lineal y se unifican los límites a -10 dBZ (mínimo) y 80 dBZ (máximo). Si bien en general

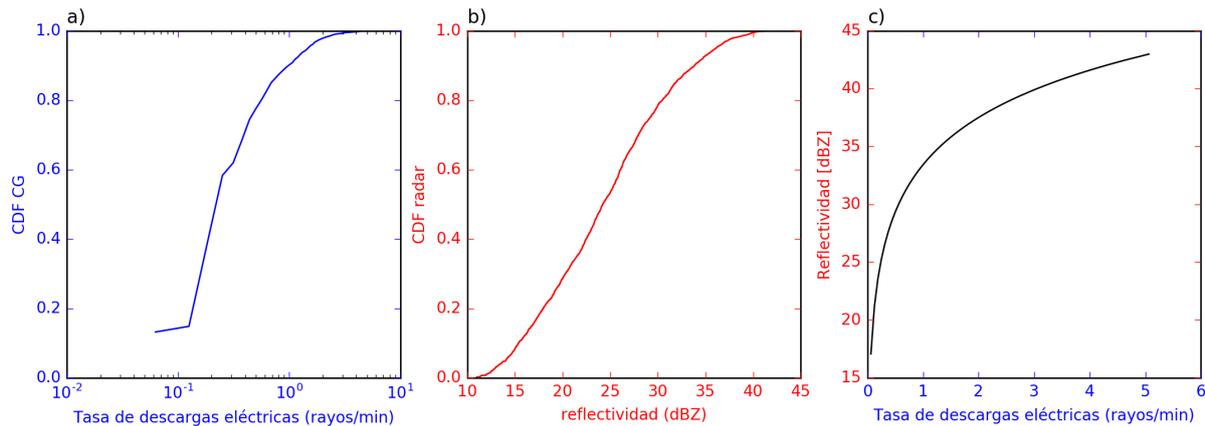


Figure 4: (a) Función de distribución acumulada de tasa de descargas CGs (TCG, min⁻¹). (b) Función de distribución acumulada de reflectividad COLMAX (dBZ). (c) Relación TCG-ZCOLMAX obtenida mediante la técnica PMM. Los puntos con igual probabilidad acumulada se combinan para crear esta última curva.

en el uso operativo se utilizan diferentes paletas de colores con rangos variables dependiendo del uso que se le dé a los datos de radar, en el caso particular del presente trabajo es conveniente aplicar una paleta de colores lineal (Borland y otros, 2007) para poder luego recuperar los valores de reflectividad a partir de las imágenes. Al usar una paleta lineal luego es sencillo hacer una traducción de la imagen a datos crudos (0 a 255), ya que si se emplea una paleta cualitativa luego se vuelve complejo recuperar el valor del píxel en dBZ a partir de su valor RGB.



Figure 5: Ejemplo de imagen de entrenamiento correspondiente al día 26 de febrero de 2016 de 20:00 a 20:04 UTC. La misma está conformada por la imagen COLMAX preliminar (izq.) y la imagen COLMAX observado (der.).

4.5 Conjunto de entrenamiento y validación

El conjunto de entrada para la red está compuesto por 3422 pares de imágenes (figura 5) de las cuales el 75% de las mismas dentro de la red se utilizan para entrenamiento y el resto para verificación. La red se entrenó durante 100 épocas. El criterio de corte de entrenamiento consiste en evaluar el error de verificación. Se calcula el error del conjunto de verificación cada 25 épocas. Cuando el error de verificación deja de decrecer, se termina el entrenamiento. Esta técnica evita el sobre entrenamiento de las redes (Piotrowski, 2013). Una vez entrenada la red se la aplicó a un conjunto de validación que consta de 100 pares de imágenes que corresponden a eventos con gran actividad eléctrica en el período correspondiente a enero y febrero de 2016. Se eligieron los volúmenes, se generaron las retículas y se aplicaron los mismos métodos que al conjunto de entrenamiento. Una vez obtenidas las imágenes compuestas se le aplicó el modelo y se las comparó con las imágenes reales. El costo de entrenar la red es relativamente bajo, para completar las 100 épocas bastó entrenar durante 24 horas en un clúster de 24 procesadores. Por su parte el costo de aplicar el modelo al conjunto de validación es aún menor; se corrió el modelo sobre el conjunto completo de validación en menos de

un minuto en una computadora de escritorio con un procesador i5 y 4GB de memoria RAM.

4.6 Verificación de los resultados

A fin de determinar el desempeño del modelo a lo largo de todo el periodo considerado para la validación, se calcularon los índices de verificación estadística que miden la correspondencia entre la ocurrencia de eventos observados y estimados. Este método de verificación se basa en la confección de una tabla de contingencia de 2x2 donde se computan eventos que ocurrieron o no ocurrieron, es decir hubo eco/no hubo eco de radar. Se calcularon estas tablas para distintos umbrales de reflectividad usando los datos COLMAX preliminar, COLMAX sintético y COLMAX observado. Luego, se calculó la probabilidad de detección (POD), que mide la fracción de eventos ocurridos que fueron estimados correctamente; la tasa de falsa alarma (FAR), que mide la fracción de eventos estimados que no ocurrieron; el BIAS, que da la relación entre la reflectividad estimada (preliminar y sintética) y la observada; y el índice de éxito crítico (ETS) que estima la fracción de todos los eventos estimados y/o observados que fueron detectados correctamente. Estos índices se definen como,

$$\begin{aligned}
 POD &= \frac{n_{\text{aciertos}}}{n_{\text{aciertos}} + n_{\text{fallas}}} \\
 FAR &= \frac{n_{\text{falsa alarma}}}{n_{\text{aciertos}} + n_{\text{falsa alarma}}} \\
 BIAS &= \frac{n_{\text{aciertos}} + n_{\text{falsa alarma}}}{n_{\text{aciertos}} + n_{\text{fallas}}} \\
 ETS &= \frac{n_{\text{aciertos}}}{n_{\text{aciertos}} + n_{\text{fallas}} + n_{\text{falsa alarma}}}
 \end{aligned}$$

Donde n_{aciertos} es el número de puntos donde se observa reflectividad por encima del umbral considerado tanto en el COLMAX sintético como en el COLMAX observado; n_{fallas} es el número de puntos donde hay datos válidos en el COLMAX observado pero no en el sintético; y $n_{\text{falsa alarma}}$ es el número de puntos donde se observan datos válidos en el COLMAX sintético pero no en el observado. El ETS resulta proporcional a la cantidad de aciertos mientras que el BIAS compara el tamaño de las áreas donde hay

datos válidos de reflectividad por encima de un umbral, sin importar la ubicación de la misma. Los valores de BIAS mayores (menores) a uno indican que el área donde se observan datos de reflectividad en el COLMAX sintético es mayor (menor) al área correspondiente en el COLMAX observado. En una estimación perfecta del COLMAX, el ETS y el BIAS serían iguales a uno, al igual que el POD, mientras que el FAR debería ser cero. Todos estos estadísticos se calcularon para nueve umbrales de reflectividad COLMAX (0, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 y 50 dBZ).

5. RESULTADOS

5.1 Análisis estadístico

En la figura 6 se muestran los histogramas de los valores de reflectividad COLMAX obtenidos al aplicar el modelo de radar sintético sobre todo el conjunto de situaciones elegidas para la de validación. Se observa que las distribuciones de ambas variables son similares. La distribución de la diferencia presenta un máximo en cero resultante de una compensación entre casos donde el radar sintético sobrestima o subestima los valores de reflectividad observada. En el histograma 2D que se muestra en la figura 6b se puede ver que hay una buena correlación entre los valores observados y sintéticos, observándose una ligera subestimación de los valores de reflectividad COLMAX por parte del radar sintético en la región a partir de los 20 dBZ. Las funciones de distribución muestran una sobreestimación del máximo de frecuencia en 18 dBZ, asimismo son subestimadas las frecuencias inferiores a 18 dBZ y por encima de 35 dBZ. Es importante destacar, que el radar meteorológico sufre de diferentes procesos de atenuación, que si bien durante el entrenamiento fue tenida en cuenta la atenuación por la presencia de la precipitación en el camino del radar, esto puede generar errores dado la falta de conocimiento de la reflectividad real. La función distribución de las diferencias muestra un histograma muy balanceado que denota un adecuado balance entre subestimaciones y sobreestimaciones. Eso es claro en un ligero bias de 0.69 muy cercano a

cero.

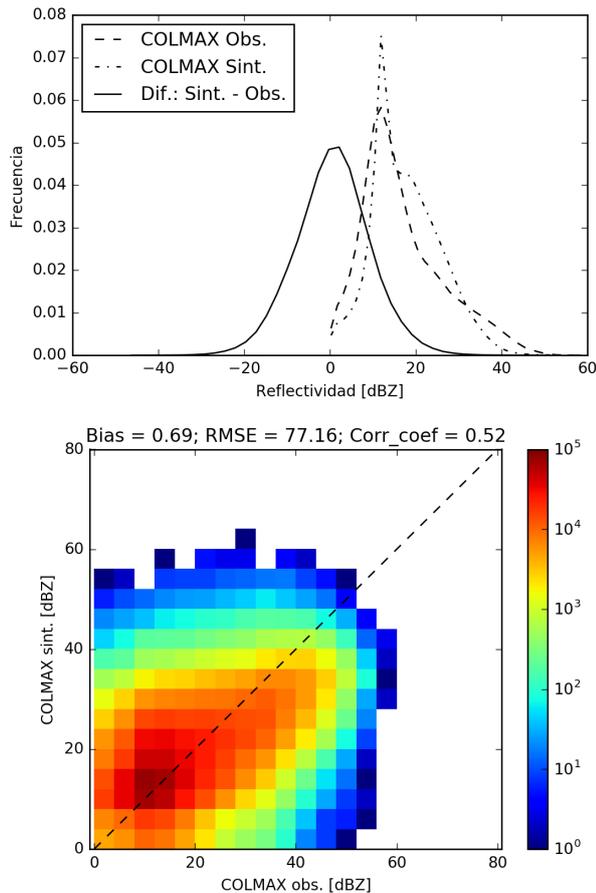


Figure 6: Gráfico de la distribución e histograma de valores de reflectividad observada y sintética para todo el conjunto de validación (sup.) e histograma 2D (inf.).

En la figura 7 se muestran los índices estadísticos para distintos umbrales de reflectividad para el COLMAX sintético. Todos los índices se calcularon con un total de 1.267.401 pares de valores de reflectividad observada-sintética. El índice POD indica que el COLMAX sintético tiene un buen desempeño en reflectividades medias y bajas, hasta 30 dBZ, donde también el índice de falsas alarmas es menor. El ETS un rendimiento adecuado en reflectividades hasta 30 dBZ. Finalmente, el BIAS es siempre ligeramente menor a 1 lo que indica que el COLMAX sintético subestima los valores de reflectividad. Esta subestimación es máxima en valores altos y mínima en valores medios (20 dBZ). En conclusión, el COLMAX sintético es capaz de

reconstruir los valores de reflectividad media. Sin embargo a medida que los valores de reflectividad por encima de 40 dBZ se observan valores inferiores en los estadísticos lo cual puede estar debido a un número inferior de pares de puntos que vuelve menos confiable los valores de los estadísticos, dado que las tasas de actividad eléctrica en presencia de convección es grande y eso mejora el ajuste entre los parámetros.

5.2 Análisis de casos

Como se mencionó en la introducción, los datos del radar muchas veces están degradados por problemas como atenuación de la señal del radar por presencia de núcleos intensos de precipitación o bien por la presencia de ecos no meteorológicos que introducen ruido al momento de una correcta interpretación de la información por parte del usuario. Con el objetivo de mostrar los beneficios asociados al producto radar sintético en situaciones particulares donde este tipo de artilugios está presente en los datos, se muestran los siguientes ejemplos seleccionados.

a) Línea convectiva En la figura 8 se muestra el caso del día 16 de enero de 2016 a las 19:30 UTC. Este caso corresponde a una línea convectiva ubicada al noreste del radar y dos celdas aisladas al noroeste. El campo COLMAX preliminar (figura 8b) muestra una buena correspondencia con la región más convectiva, tanto de la línea como de las celdas aisladas ($ZCOLMAX > 30$ dBZ) cuando se la compara con el campo de COLMAX observado (figura 8d). Sin embargo los valores están sobreestimados, con diferencias del orden de 10 dBZ en algunos sectores, y no es capaz de capturar las regiones con reflectividades menores a 30 dBZ (región estratiforme o asociada al yunque del sistema) ya que se centra en las zonas con baja actividad eléctrica. El campo de COLMAX sintético (figura 8c) en cambio es capaz de reproducir los máximos de reflectividad en la zona convectiva con diferencias máximas de 5 dBZ y logra capturar muy bien la región estratiforme que rodea a los núcleos convectivos. Esto se refleja en los valores estadísticos calculados para el COLMAX

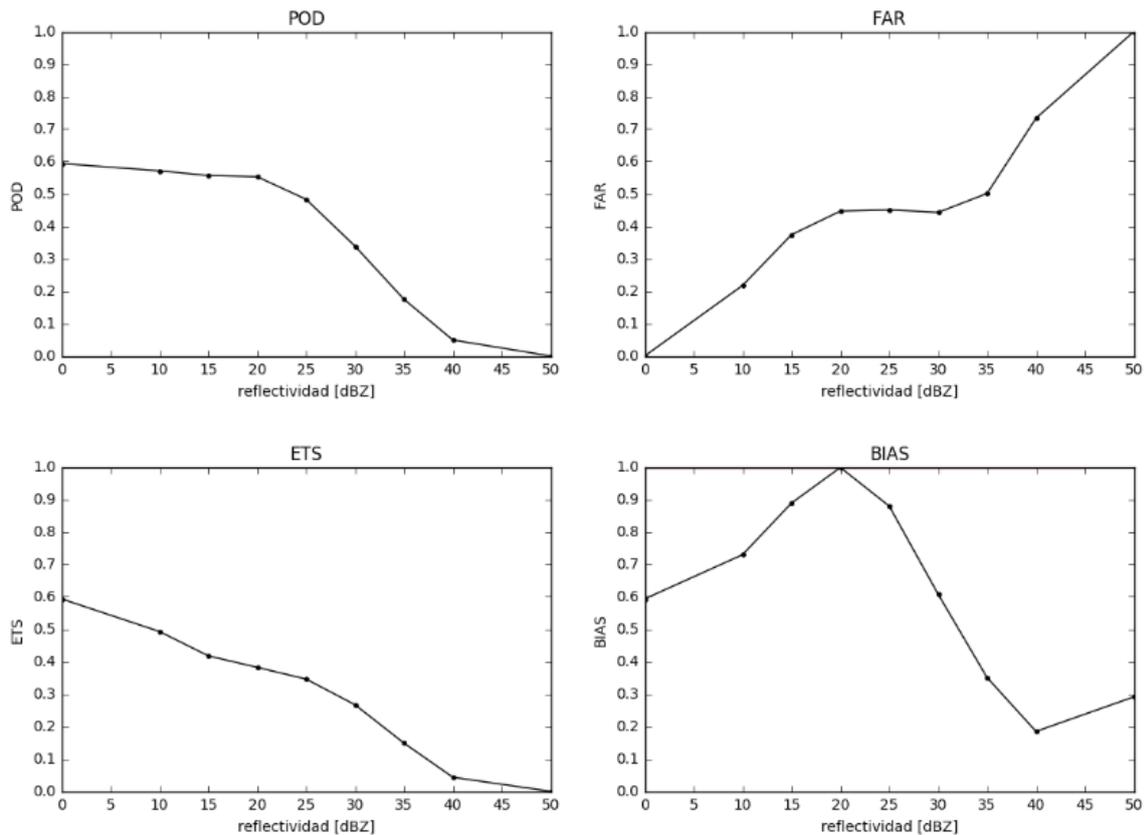


Figure 7: Resultado de los índices de validación estadísticos de COLMAX sintético para distintos umbrales de reflectividad.

observado y COLMAX sintético. El valor del coeficiente de correlación muestra que hay una buena correlación entre los valores sintéticos y observados; el bias positivo indica que hay una ligera sobrestimación por parte de los valores sintéticos. En la figura 8 además se grafican los histogramas y distribuciones de los valores para el COLMAX sintético, observado y la diferencia. Se observa que hay más píxeles con valores por encima de los 30 dBZ en el COLMAX observado que en el sintético, sin embargo, la distribución de la diferencia está centrada en cero y se ven algunas diferencias por encima de los 10 dBZ justificando el bias positivo. En el gráfico de la dispersión se ve que el COLMAX sintético sobrestima la reflectividad observada por debajo de los 20 dBZ y subestima los valores observados por encima de este umbral. Algo a destacar es la ausencia del clutter (eco de terreno) cerca del radar en la imagen sintética que se observa en

la figura 8d hacia el oeste.

b) Atenuación de la señal por radomo mojado
 Este caso se corresponde con una situación en la que se observa precipitación intensa sobre el radar que genera atenuación en la señal dado que el radomo se encuentra mojado. La figura 9 muestra una secuencia temporal correspondiente al día 18 de febrero de 2016 entre las 13:10 y las 13:30 UTC. En particular, a las 13:20 UTC se da el pasaje de una celda convectiva con reflectividades altas (>45 dBZ) por encima del radar haciendo que la señal se atenúe como consecuencia de la intensa precipitación que genera una película de agua sobre el radomo (figura 9 der.). En la secuencia correspondiente al COLMAX sintético (figura 9 izq.) se puede ver que no presentan este tipo de anomalías mostrando el beneficio de contar con un producto de estas características que permiten minimizar

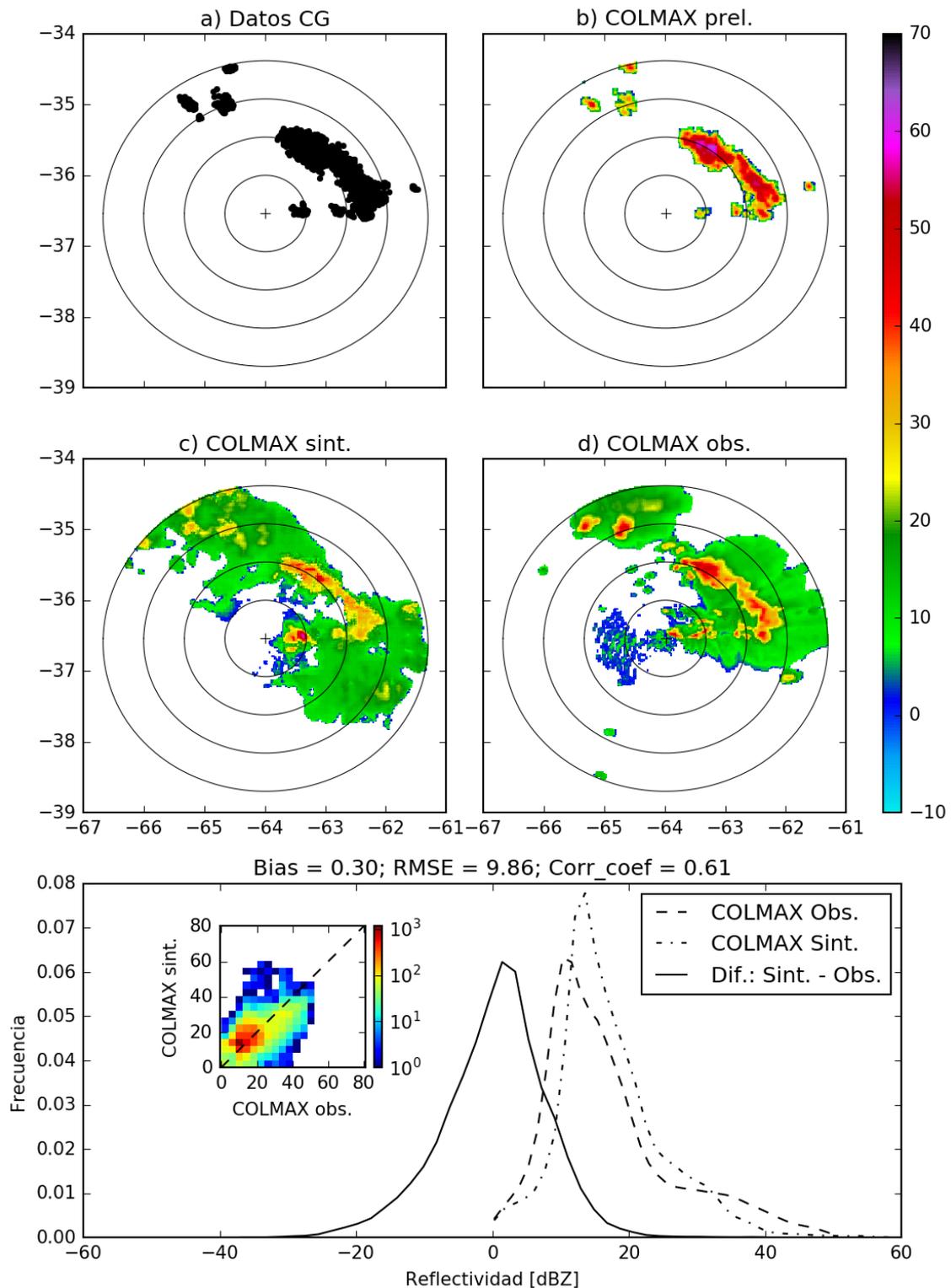


Figure 8: Ejemplo de los resultados obtenidos para el día 16 de enero de 2016 a las 19:30 UTC. (a) Localización de los rayos detectados por GLD360 entre las 19:30 y las 19:34 UTC. (b) COLMAX preliminar obtenido a partir de aplicar la ecuación (9) a la tasa de rayos derivada de a). (c) COLMAX sintético obtenido a partir del entrenamiento de la red pix2pix. (d) COLMAX observado. La separación entre anillos es de 60 kilómetros. Se muestra el histograma correspondiente a reflectividad observada COLMAX (línea punteada), reflectividad sintética (guión punto) y su diferencia (línea continua). Dentro se muestra un histograma 2D con la distribución de valores observados contra los valores sintéticos.

problemas típicos de la información radar. En la figura 10 se puede ver en detalle todos los campos que se calculan en el algoritmo. El gráfico de las distribuciones (histograma) de valores para este caso particular muestra que el COLMAX sintético parece sobrestimar la reflectividad observada, resultado esperable ya que este se ve afectado por la atenuación producto del efecto de radomo mojado. La atenuación en los datos observados también hace que el coeficiente de correlación sea pequeño. La distribución de datos sintéticos está siempre por encima de la distribución de datos observados (figura 10, ver histograma) y la distribución de la diferencia tiene un pico alrededor de los 7 dBZ. Esto indica que los valores del COLMAX observado son menores a los del COLMAX sintético, resultado que es evidente en el diagrama de dispersión. Esto también se puede ver reflejado en el valor del bias que es positivo y de valor absoluto mayor al del conjunto completo.

c) Eco meteorológico sin actividad eléctrica Este caso muestra una secuencia de dos tiempos sucesivos de imágenes COLMAX del día 19 de enero de 2016 a las 22:40 (figura 11) y 22:50 UTC (figura 12). En la figura correspondiente a las 22:40 UTC de COLMAX observado (figura 11d) se presenta en el sector oeste-noroeste una zona de ecos meteorológicos probablemente asociado al yunque de un núcleo convectivo que se encuentra por fuera del dominio de radar y que no presenta actividad eléctrica. Allí el producto COLMAX sintético (fig. 11c) no logra capturar nada del patrón de reflectividad presente, esto se refleja en el valor del bias que es negativo y de valor relativamente alto. El coeficiente de correlación es alto probablemente porque los datos sintéticos logran reproducir los ecos del sudoeste del área estudiada. En el segundo campo se observa que empieza a registrarse actividad eléctrica en dicho sector y ahí si el COLMAX sintético (fig. 12c) presenta un mejor acuerdo el COLMAX observado (fig. 12d); el valor del bias, si bien permanece negativo, aumenta. Las distribuciones (histogramas) para ambos tiempos son similares, ambas muestran que los datos observados tienen un pico muy alto en regiones de reflectividad baja

(10-15 dBZ) asociados a zonas estratiformes. En esa zona la distribución del COLMAX sintético es menor en los dos tiempos. A las 22:50 UTC (fig. 12) la distribución de los datos sintéticos aumenta levemente en la zona de los 20-30 dBZ, esto se corresponde con la aparición de actividad eléctrica en el borde noroeste del radar.

d) Atenuación asociada a celdas intensas El caso del día 7 de febrero de 2016 a las 03:40 UTC (figura 13) muestra una situación típica de atenuación por detrás de núcleos convectivos intensos. En la figura se puede ver que la reflectividad observada (fig. 13d) presenta valores atenuados al sudeste del radar (recuadro), sin embargo tanto el radar sintético (fig. 13c) como el preliminar (fig. 13b) logran representar adecuadamente esta región (fig. 13d). Este resultado es muy alentador pues demuestra la capacidad de este tipo de técnicas para minimizar problemas de atenuación tan frecuentes en los radares de banda C en presencia de precipitaciones intensas tan frecuentes en nuestro país.

6. CONCLUSIONES

Es de suma importancia para la seguridad de la población y de las actividades socioeconómicas que la misma desarrolla, contar con pronósticos a corto plazo de tormentas y demás fenómenos de clima severo cada vez más precisos. Para ello los radares meteorológicos juegan un rol fundamental pero como es sabido los mismos presentan ciertas limitaciones relacionadas con la calidad de la información que proveen así como de la cobertura espacial y temporal que ofrecen. En caso que la red de radares disponible tenga problemas de conectividad, salidas de servicios, pérdida de información, interferencias, bloqueo de terreno o poca cobertura, la calidad de los pronósticos a corto plazo empeora debido a la carencia de información. Pero en los últimos años numerosos estudios han mostrado que la intensidad de la actividad eléctrica asociada a las nubes de tormenta está altamente correlacionada con los campos de reflectividad medido por los radares meteorológicos y por ende

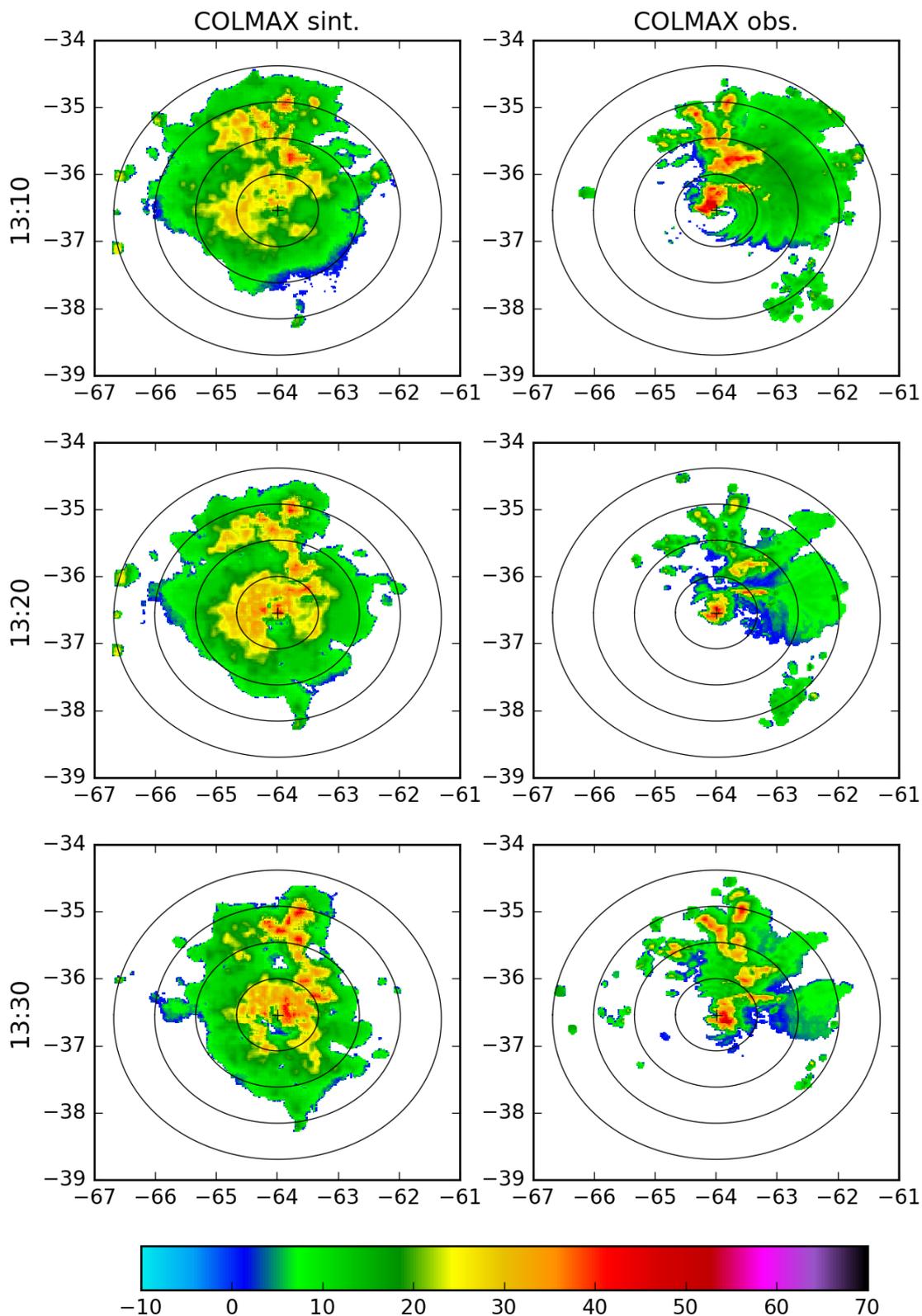


Figure 9: Secuencia de tres COLMAX consecutivos para el día 18 de febrero de 2016. Se muestra un sistema precipitante que al pasar sobre el radar atenúan la señal observada (der., COLMAX observado) pero no la señal simulada (izq., COLMAX sintético). La hora indicada es UTC. La separación entre anillos es de 60 kilómetros.

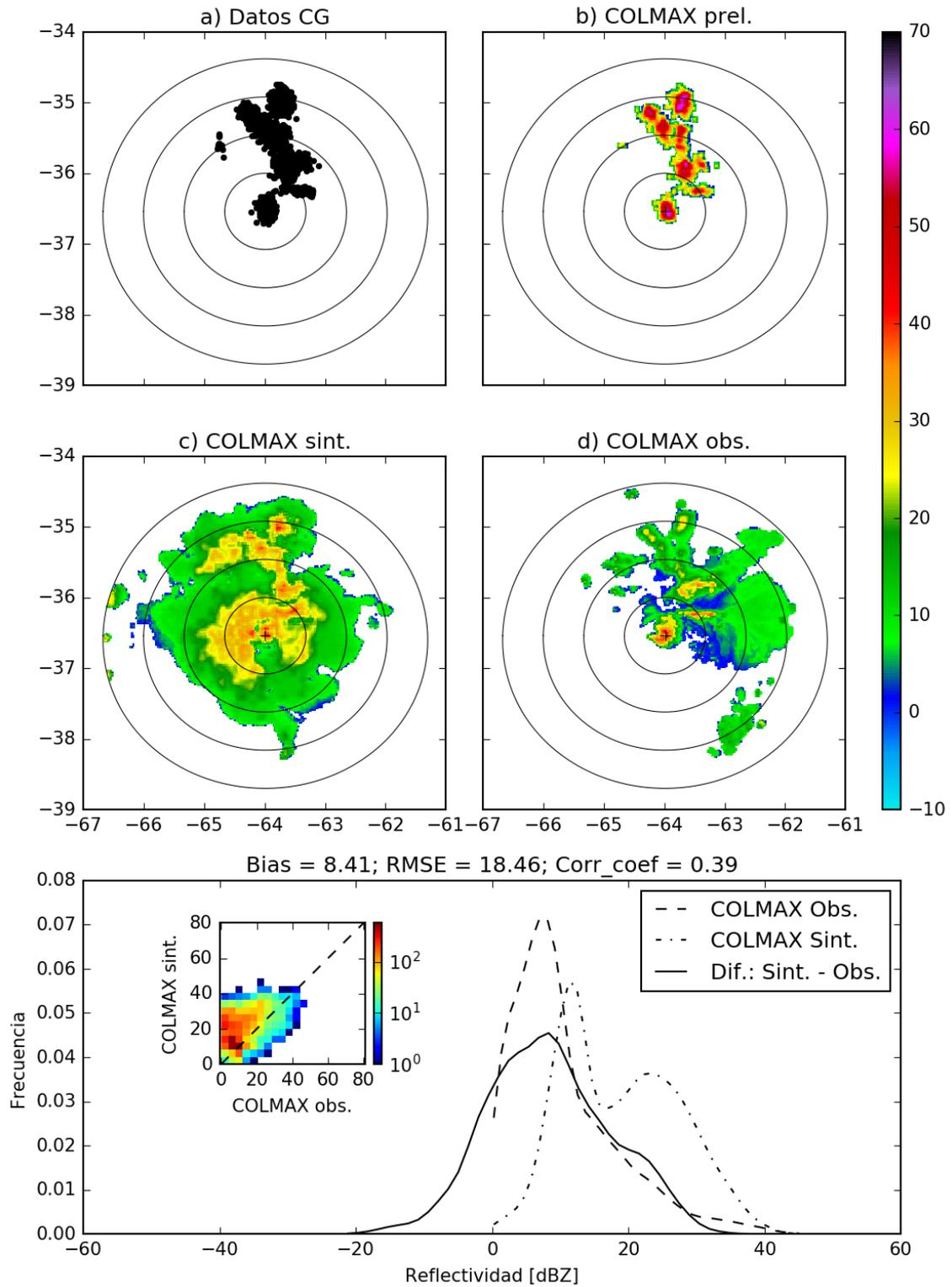


Figure 10: Ídem figura 8 pero para el día 18 de febrero de 2016 a las 13:20 UTC. Los datos mostrados en (a) corresponden al período 13:20-13:24 UTC.

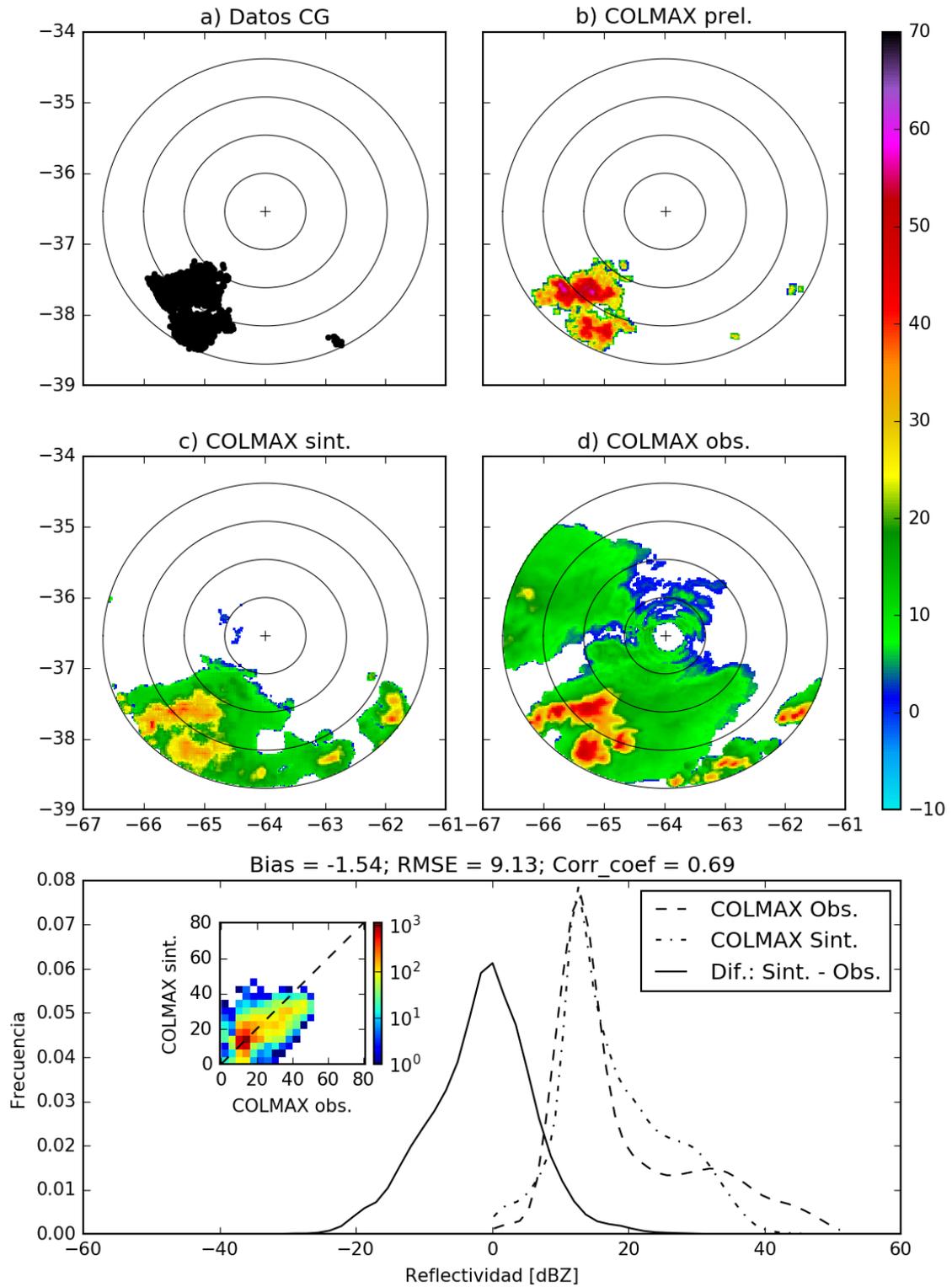


Figure 11: Ídem figura 8 pero para del día 19 de enero de 2016 a las 22:40 UTC. Los datos mostrados en (a) corresponden al período 22:40-22:42 UTC.

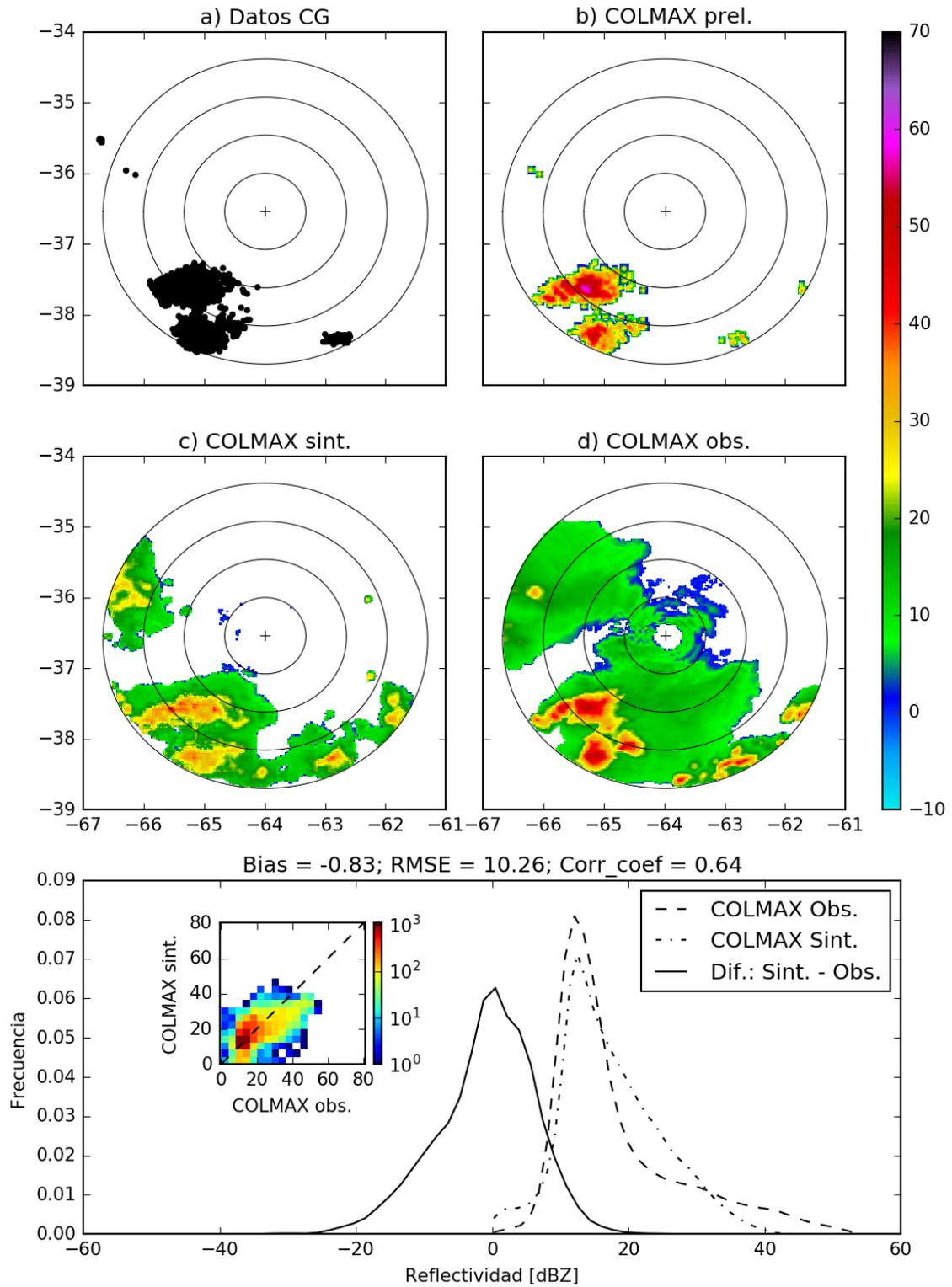


Figure 12: Ídem figura 8 pero para del día 19 de enero de 2016 a las 22:50 UTC. Los datos mostrados en (a) corresponden al período 22:50-22:54 UTC.

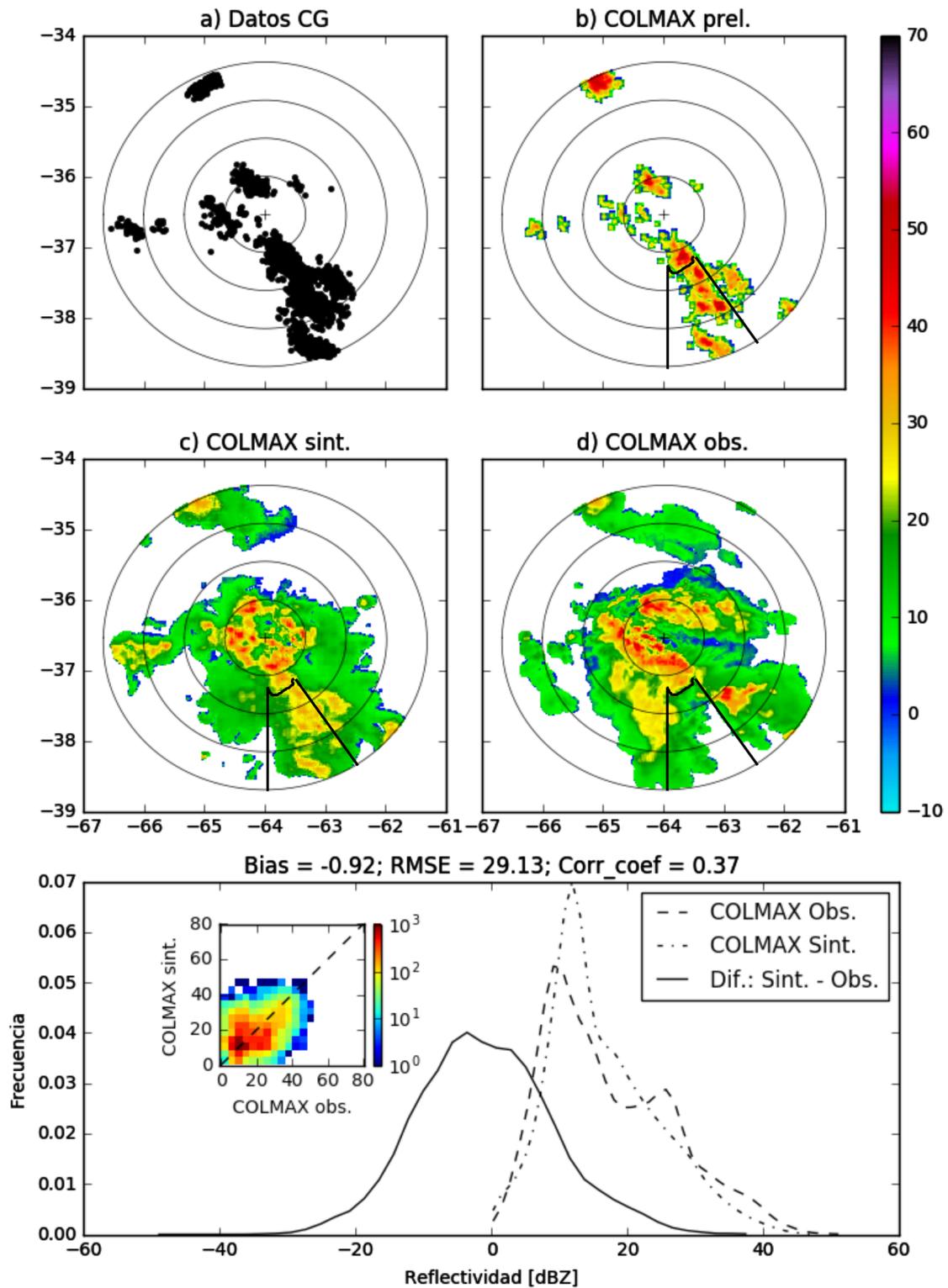


Figure 13: Ídem figura 8 pero para el 7 de febrero del 2016 a las 03:40 UTC, donde se indica con un recuadro la región donde los datos de reflectividad observada se encuentran atenuados. Los datos mostrados en (a) corresponden al período 03:40-03:44 UTC.

puede aprovecharse para desarrollar productos alternativos que complementen a los ofrecidos por los radares.

En el presente trabajo se propuso utilizar técnicas de machine learning como las redes neuronales generativas sobre datos de descargas eléctricas para lograr obtener un producto simulado de radar, denominado radar sintético. Se trabajó con datos provistos por la red global Vaisala GLD360 que detecta con una eficiencia aceptable las descargas nube-tierra (cloud-to-ground, CG) y de reflectividad provista por el radar meteorológico en banda C ubicado en la EEA INTA Anguil (La Pampa).

Los resultados encontrados son muy prometedores y son una muestra clara de la relevancia y el potencial de este tipo de técnicas de aprendizaje inteligente aplicadas en el ámbito de las ciencias de la atmósfera y en particular en la meteorología por radar. A su vez, se trata de la primera vez que se utiliza este tipo de metodología en la región para combinar dos fuentes de información con el objetivo de simular un producto crítico en las actividades operativas diarias de monitoreo y pronóstico de fenómenos meteorológicos de alto impacto tanto social como económico en el ámbito del Servicio Meteorológico Nacional de Argentina. La importancia de este radar sintético es que ofrece información del campo de reflectividad radar en cualquier lugar geográfico, tanto sobre continente como sobre el océano, donde se pueda contar datos de actividad eléctrica. Por ende, puede ser usado como un complemento a la red de radares que en su gran mayoría están desplegados sobre tierra y además cuya información bajo determinadas circunstancias discutidas con anterioridad puede encontrarse degradada. Así el área de emisión de las alertas meteorológicas a corto plazo asociadas con la ocurrencia de fenómenos severos tales como granizo y lluvias torrenciales, entre otros, se puede extender y así satisfacer las necesidades de un amplio abanico de usuarios. Por otro lado, esta técnica ofrece el potencial de utilizarse en otro tipo de aplicaciones como la estimación

cuantitativa de precipitación, donde siguiendo la misma metodología se podría encontrar una relación entre la tasa de descargas eléctricas y la intensidad de la precipitación. Ésta última podría derivarse del radar mismo como provenir de otras fuentes como las estimaciones derivadas de satélites meteorológicos.

Es importante destacar que en noviembre de 2017 se puso en órbita el sensor Geostationary Lightning Mapper (GLM) a bordo del satélite meteorológico de órbita geostacionaria GOES-16. El sensor GLM es el primero en su tipo y ofrece un monitoreo durante las 24 horas los 365 días del año de la actividad eléctrica total sobre el continente americano (Goodman y otros, 2013). De este modo, los datos provistos por dicho sensor podrán ser utilizados como entrada de la herramienta desarrollada y así generar el producto COLMAX sintético para una región mucho más amplia.

El trabajo futuro estará centrado en probar este modelo sobre otros radares de la red argentina estudiando las relaciones entre la tasa de descargas y la reflectividad radar (primer paso para obtener el radar preliminar) con el objetivo de analizar si hay cambios a nivel regional dados por los diferentes tipos de sistemas precipitantes que se dan en el centro y norte de Argentina. Este es un paso importante con el fin último de extender este producto a todo el país. Por otro lado se trabajará en evaluar los datos del sensor GLM como fuente primaria de entrada de datos de actividad eléctrica en nuestra región. La información provista por este sensor es diferente a los datos de GLD360. Mientras este último detecta mayormente descargas CG a partir de antenas posicionadas en superficie, el sensor GLM detecta la actividad eléctrica total, es decir, no tiene la capacidad de separar entre descargas CG, intra-nube o nube-nube. Entonces la pregunta a responder será si la tasa de descargas eléctricas totales está relacionada de igual manera con la reflectividad radar integrada en la vertical como si lo está la tasa de descargas CG a partir de los resultados mostrados en el presente trabajo.

Por último, entre el 1 de noviembre y el 18 de diciembre de 2018 se realizó el experimento de campo RELÁMPAGO en las Sierras de Córdoba, donde se desplegó un sinfín de instrumental entre ellos la red LMA (Lightning Mapping Array) con el objetivo de validar los datos del sensor GLM. Esta red ofrece datos tridimensionales de la actividad eléctrica con una gran resolución espacial y temporal. De este modo, en un futuro cercano se podría contar con esta información para evaluar en algún caso de estudio la metodología propuesta. Por su parte, recientemente en el Servicio Meteorológico Nacional se cuenta con datos provenientes de la red Earth Network cuya eficiencia de detección en la región centro-este de Argentina será del 70 % mientras que el error medio de localización rondará los 0,5 km.

Agradecimientos: Este trabajo se realizó en el marco del Proyecto PIDDEF N°5/2014 (Ministerio de Defensa) mediante una Beca de Capacitación Profesional. A los proyectos PDTs ALERT.AR, PICT 2013-1299, UBACyT 20020130100618BA y UBACyT 20020170100164BA.

REFERENCIAS

- Atkinson, P.M. and Tatnall, A.R.L., 1997: Introduction neural networks in remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, 18 (4), pp. 699-709.
- Atlas, D. y Banks, H.C., 1951: The interpretation of microwave reflections from rainfall. *Journal of Meteorology*, 8 (5), pp. 271-282.
- Atlas, D., D. Rosenfeld, and D. B. Wolff, 1990: Climatologically Tuned Reflectivity-Rain Rate Relations and Links to Area-Time Integrals. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 29, 1120-1135.
- Atlas, D., D. Rosenfeld, and D. B. Wolff, 1993: C-Band Attenuation by Tropical Rainfall in Darwin, Australia, Using Climatologically Tuned Ze-R Relations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 32, 426-430.
- Bishop, C. and Bishop, C.M., 1995: Neural networks for pattern recognition. Oxford university press.
- Borland, D. y Li, R.M.T., 2007: Rainbow color map (still) considered harmful. *IEEE computer graphics and applications*, 27(2).
- Bridenstine, P.V., Darden, C.B., Burks, J. y Goodman, S.J., 2005: The application of total lightning data in the warning decision making process. Preprints. Conf. on Meteorological Applications of Lightning Data, San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc., P1.2. [Disponible online en <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/83037.pdf>].
- Bringi, V.N., Keenan, T.D. and Chandrasekar, V., 2001: Correcting C-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: A self-consistent method with constraints. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(9), pp.1906-1915.
- Calheiros, R. V., and I. Zawadzki, 1987: Reflectivity-Rain Rate Relationships for Radar Hydrology in Brazil. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 26, 118-132.
- Carey, L.D., Rutledge, S.A., Ahijevych, D.A. and Keenan, T.D., 2000: Correcting propagation effects in C-band polarimetric radar observations of tropical convection using differential propagation phase. *Journal of Applied Meteorology*, 39 (9), pp. 1405-1433.
- Cecil, D.J. y Blankenship, C.B. , 2012: Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite passive microwave imagers. *Journal of Climate*, 25 (2), pp. 687-703.
- Chang, D.-E., J. A. Weinman, C. A. Morales, and W. S. Olson, 2001: The Effect of Spaceborne Microwave and Ground-Based Continuous Lightning Measurements on Forecasts of the 1998 Groundhog Day Storm. *Monthly Weather Review*, 129, 1809-1833.
- Cherkassky, V., Krasnopolsky, V., Solomatine, D.P. and Valdes, J., 2006: Computational intelligence in earth sciences and environmental applications: Issues and challenges. *Neural Networks*, 19, 113-121.
- Crosson, W. L., C. E. Duchon, R. Raghavan, and S. J. Goodman, 1996: Assessment of Rainfall Estimates Using a Standard Z-R

- Relationship and the Probability Matching Method Applied to Composite Radar Data in Central Florida. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 35, 1203-1219.
- Dance, S., Ebert, E. and Scurrah, D., 2010: Thunderstorm strike probability nowcasting. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27, 79-93.
- Delrieu, G., Huc, L. and Creutin, J.D., 1999: Attenuation in rain for X- and C-band weather radar systems: Sensitivity with respect to the drop size distribution. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 38, 57-68.
- Demetriades, N.W.S., M.J. Murphy y J.A. Cramer, 2010: Validation of Vaisala's Global Lightning Dataset (GLD360) over the continental United States, paper presented at 21st Int. Light. Detect. Conf. (ILDC), Orlando, Fla.
- Gagne, D.J., A. McGovern, S.E. Haupt, R.A. Sobash, J.K. Williams, and M. Xue, 2017: Storm-Based Probabilistic Hail Forecasting with Machine Learning Applied to Convection-Allowing Ensembles. *Weather and Forecasting*, 32, 1819-1840.
- Gatlin, P., 2006: Severe weather precursors in the lightning activity of Tennessee Valley thunderstorms. M.S. thesis, The University of Alabama in Huntsville, 87 pp.
- Goodfellow, I., Pouget-Abadie, J., Mirza, M., Xu, B., Warde-Farley, D., Ozair, S., Courville, A. y Bengio, Y., 2014: Generative adversarial nets. In *Advances in neural information processing systems* (pp. 2672-2680).
- Goodman, S.J., Blakeslee, R., Christian, H., Koshak, W., Bailey, J., Hall, J., McCaul, E., Buechler, D., Darden, C., Burks, J. y Bradshaw, T., 2005: The North Alabama Lightning Mapping Array: Recent severe storm observations and future prospects. *Geophysical Research Letters*, 15, 1185-1188.
- Goodman, S.J., R. Blakeslee, W. Koshak, D. Mach, J. Bailey, D. Buechler, L. Carey, C. Schultz, M. Bateman, E. McCaul, and G. Stano, 2013: The GOES-R Geostationary Lightning Mapper (GLM). *Atmospheric Research* 125-126, 34-49.
- Gu, J.Y., Ryzhkov, A., Zhang, P., Neilley, P., Knight, M., Wolf, B. and Lee, D.I., 2011: Polarimetric attenuation correction in heavy rain at C band. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, 39-58.
- Grubišić, V., Vellore, R.K. and Huggins, A.W., 2005: Quantitative precipitation forecasting of wintertime storms in the Sierra Nevada: Sensitivity to the microphysical parameterization and horizontal resolution. *Monthly Weather Review*, 133, 2834-2859.
- Helmus, J. and Collis, S., 2016: The Python ARM Radar Toolkit (Py-ART), a library for working with weather radar data in the Python programming language. *Journal of Open Research Software*, 4 (1).
- Hitschfeld, W. y Bordan, J., 1954: Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *Journal of Meteorology*, 11, 58-67.
- Hong, Y., K. Hsu, S. Sorooshian, y X. Gao, 2004: Precipitation estimation from remotely sensed imagery using an artificial neural network cloud classification system. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 43, 1834-1853.
- Iskenderian, H., 2008: Cloud-to-ground lightning as a proxy for nowcasts of VIL and echo tops. In *13th Conference on Aviation, Range and Aerospace Meteorology* (pp. 21-24).
- Isola, P., Zhu, J.Y., Zhou, T. y Efros, A.A., 2016: Image-to-image translation with conditional adversarial networks. *arXiv preprint arXiv:1611.07004*.
- Krasnopolsky, V.M. and Schiller, H., 2003: Some neural network applications in environmental sciences. Part I: forward and inverse problems in geophysical remote measurements. *Neural Networks*, 16 (3-4), 321-334.
- LeCun, Y., Bengio, Y. and Hinton, G., 2015: Deep learning. *Nature*, 521 (7553), 436.
- Liu, Y., Racah, E., Correa, J., Khosrowshahi, A., Lavers, D., Kunkel, K., Wehner, M. and Collins, W., 2016: Application of deep convolutional neural networks for detecting extreme weather in climate datasets. *arXiv preprint arXiv:1605.01156*.
- Mallick, S., y coautores, 2014: Evaluation of the GLD360 performance characteristics

- using rocket-and-wire triggered lightning data. *Geophysical Research Letters*, 41, 3636–3642.
- Marks, F. D., D. Atlas, and P. T. Willis, 1993: Probability-matched Reflectivity-Rainfall Relations for a Hurricane from Aircraft Observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 32, 1134-1141.
- Marzban, C., y G. Stumpf, 1996: A neural network for tornado prediction based on Doppler radar-derived attributes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 35, 617–626.
- Marzban, C., y A. Witt, 2001: A Bayesian neural network for severe-hail size prediction. *Weather and Forecasting*, 16,600–610.
- Marzoug, M. y Amayenc, P., 1991: Improved range-profiling algorithm of rainfall rate from a spaceborne radar with path-integrated attenuation constraint. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 29, 584-592.
- Matsudo, C.M. and Salio, P.V., 2011: Severe weather reports and proximity to deep convection over Northern Argentina. *Atmospheric research*, 100, 523-537.
- Megenhardt, D., Mueller, C.K., Rehak, N. and Cunning, G., 2000: Evaluation of the national convective weather forecast product. In *Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology*, 9 th, Orlando, FL (pp. 171-176).
- Megenhardt, D., Mueller, C., Trier, S., Ahijevych, D. y Rehak, N., 2004: NCWF-2 probabilistic nowcasts. In *11th Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology*, Hyannis, Massachusetts, 4–8 Oct 2004.
- Mezher, R.N., Doyle, M. and Barros, V., 2012: Climatology of hail in Argentina. *Atmospheric Research*, 114, 70-82.
- Monahan AH, Fyfe JC, Ambaum MHP, Stephenson DB, North GR., 2009: Empirical orthogonal functions: the medium is the message. *Journal of Climate*, 22, 6501–6514.
- Morales, C.A. and E.N. Anagnostou, 2003: Extending the Capabilities of High-Frequency Rainfall Estimation from Geostationary-Based Satellite Infrared via a Network of Long-Range Lightning Observations. *Journal of Hydrometeorology*, 4, 141–159.
- Mueller, C. K., C. B. Fidalgo, D. W. McCann, D. Meganhardt, N. Rehak, T. Carty, 1999: National Convective Weather Forecast Product, Preprints, Eighth Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology, Dallas, TX, 10-15 January 1999, American Meteorological Society.
- Naccarato, K. P., O. Pinto Jr., S. A. M. Garcia, M. Murphy, N. Demetriades, and J. Cramer, 2010: Validation of the new GLD360 dataset in Brazil: First results, paper presented at 21st Int. Light. Detect. Conf. (ILDC), Orlando, Fla.
- Paliwal, M. and Kumar, U.A., 2009: Neural networks and statistical techniques: A review of applications. *Expert Systems With Applications*, 36, 2-17.
- Piotrowski, A.P. and Napiorkowski, J.J., 2013: A comparison of methods to avoid overfitting in neural networks training in the case of catchment runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 476, 97-111.
- Pohjola, H., and A. Makela, 2013: The comparison of GLD360 and EUCLID lightning location systems in Europe, *Atmospheric Research*, 123, 117–128.
- Prabhat, Oliver Rubel, Surendra Byna, Kesheng Wu, Fuyu Li, Michael Wehner, and Wes Bethel, 2012: Teca: A parallel toolkit for extreme climate analysis. ICCS, 2012.
- Prabhat, Surendra Byna, Venkatram Vishwanath, Eli Dart, Michael Wehner, and William D. Collins, 2015: Teca: Petascale pattern recognition for climate science. CAIP, 2015.
- Rasmussen, K.L., Zuluaga, M.D. y Houze, R.A., 2014: Severe convection and lightning in subtropical South America. *Geophysical Research Letters*, 41, 7359-7366.
- Rosenfeld, D., D. B. Wolff, and D. Atlas, 1993: General Probability-matched Relations between Radar Reflectivity and Rain Rate. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 32, 50-72.
- Ruder, S., 2016: An overview of gradient descent optimization algorithms. arXiv preprint arXiv:1609.04747.

- Rudlosky, S.D., M.J. Peterson, and D.T. Kahn, 2017: GLD360 Performance Relative to TRMM LIS. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 34, 1307–1322.
- Said, R. K., U. S. Inan, and K. L. Cummins, 2010: Long-range lightning geolocation using a VLF radio atmospheric waveform bank, *Journal of Geophysical Research*, 115, D23108.
- Said, R. K., and M. Murphy, 2016: GLD360 upgrade: Performance analysis and applications. *Extended Abstracts*, 24th Int. Lightning Detection Conf. and Sixth Int. Lightning Meteorology Conf., San Diego, CA, Vaisala, 8 pp.
- Sénési, S., Guillou, Y., Forster, C. and Tafferner, A., 2009: Cb nowcasting in FLYSAFE: improving flight safety regarding thunderstorm hazards, in: WMO Symposium on Nowcasting, Whistler, B.C., Canada, 30 August–4 September 2009, No. 4.12, 14 pp., 2009.
- Schultz, C.J., Petersen, W.A. and Carey, L.D., 2011: Lightning and severe weather: A comparison between total and cloud-to-ground lightning trends. *Weather and Forecasting*, 26, 744-755.
- Soula, S. y Chauzy, S., 2001: Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms. *Atmospheric Research*, 56, 355-373.
- Steiger, S. M., Orville R. E., Murphy M. J., Demetriades N. W. S., 2005: Total lightning and radar characteristics of supercells: Insights on electrification and severe weather forecasting. *Preprints, Conf. on Meteorological Applications of Lightning Data*, San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc., P1.7. [Disponible online en <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/84908.pdf>.]
- Steiger, S.M., Orville, R.E. y Carey, L.D., 2007: Total lightning signatures of thunderstorm intensity over north Texas. Part I: Supercells. *Monthly Weather Review*, 135, 3281-3302.
- Steinhaeuser, K., Chawla, N.V. and Ganguly, A.R., 2011: Comparing predictive power in climate data: Clustering matters. In *International Symposium on Spatial and Temporal Databases* (pp. 39-55). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Tafferner, A., C. Forster, S. Senesi, Y. Guillou, P. Tabary, P. Laroche, A. Delannoy, B. Lunnion, D. Turp, T. Hauf, D. Makovic, 2008: Nowcasting thunderstorm hazards for flight operations: the CB WIMS approach in FLYSAFE. *ICAS 2008 Conference, International Council of the Aeronautical Sciences Conf. Proc.*(8.6. 2), Optimage Ltd., Edinburgh, UK.
- Tapia, A., Smith, J.A. y Dixon, M., 1998: Estimation of convective rainfall from lightning observations. *Journal of Applied Meteorology*, 37, 1497-1509.
- Weber, M.E., Williams, E.R., Wolfson, M.M. y Goodman, S.J., 1998: An Assessment of the Operational Utility of a GOES Lightning Map Sensor. *Project Report NOAA-18*, Lincoln Laboratory, Massachusetts Institute of Technology, Lexington, MA.
- Wiens, K.C., Rutledge, S.A. y Tessendorf, S.A., 2005: The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure. *Journal of the atmospheric sciences*, 62, 4151-4177.
- Xingjian, SHI, Chen, Zhouong, Wang, Hao, Yeung, Dit-Yan, Wong, Wai-kin, and Woo, Wangchun, 2015: Convolutional lstm network: A machine learning approach for precipitation nowcasting. In *Advances in Neural Information Processing Systems*.
- Xu, W., R.F. Adler, and N. Wang, 2014: Combining Satellite Infrared and Lightning Information to Estimate Warm-Season Convective and Stratiform Rainfall. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53, 180–199.
- Zhou, Y., Qie, X. y Soula, S., 2002: A study of the relationship between cloud-to-ground lightning and precipitation in the convective weather system in China. *Annales Geophysicae* 20, 107-113.

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.

CLASIFICACIÓN DE LOS MECANISMOS QUE PRODUCEN LA RÁFAGA MÁXIMA ANUAL EN RESISTENCIA Y CORRIENTES, ARGENTINAClaudia Palese¹, Jorge L. Lassig¹ y Bruno Natalini^{2,3}¹Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue²Faculta de Ingeniería, Universidad Nacional del Nordeste³CONICET

(Manuscrito recibido el 12 de abril de 2019, en su versión final el 13 de agosto de 2019)

RESUMEN

El objetivo de este estudio es clasificar los mecanismos que generaron la ráfaga máxima anual registrada en las estaciones meteorológicas ubicadas en los aeropuertos de Resistencia y Corrientes, según tres tipos de separación: (i) las tormentas convectivas de otros mecanismos; (ii) los vientos sinópticos de los no sinópticos; y (iii) la tormentas convectivas de aquellas que estuvieron asociadas al pasaje de un frente frío. Se contó con los registros de la libreta meteorológica de las estaciones del período 1968 - 2016. Las series de datos se acondicionaron generando la serie llamada superestación. Para la separación tipo (i) se inspeccionaron los datos horarios de las libretas meteorológicas; para la tipo (ii) se utilizaron los reanálisis NCEP/NCAR e imágenes satelitales térmicas; y para la tipo (iii) se recurrió a la herramienta Biplot en el contexto del análisis canónico discriminante para determinar las regiones clasificatorias. Los resultados muestran que la ráfaga máxima anual producida por tormentas tiene una ocurrencia de 96,1 % frente a otros mecanismos; 93,5 % corresponden a viento no sinóptico; y por último 62,3 % fueron clasificadas como convección no asociada al pasaje de un frente frío. Se concluye que las localidades no están sometidas a clima eólico mixto, sino que la ráfaga máxima anual se debe a un clima eólico simple correspondiente a actividad convectiva intensa que produce tormentas de las cuales un tercio estuvieron asociadas al pasaje de un frente frío y dentro de este tercio una estuvo relacionada con una sistema de baja presión cerrado ubicado en el norte de Argentina.

Palabras clave: ráfaga máxima anual, superestación, clasificación de mecanismos meteorológicos, NEA.

CLASSIFICATION OF MECHANISMS THAT PRODUCE THE ANNUAL MAXIMUM WIND GUST IN RESISTENCIA AND CORRIENTES, ARGENTINA**ABSTRACT**

The aim of this study is to classify the mechanisms that produced the maximum annual gust recorded in the meteorological stations of the airports of Resistencia and Corrientes. Three separation criteria were applied: (i) the convective storms vs. other mechanisms; (ii) the synoptic vs. non-synoptic; and (iii) the convective storms vs. those that were associated with the passage of a cold front. The available data

sets were the Daily Registers of the stations from 1968 – 2016. The data series were conditioned to generate a series called superstation. For classification (i) the hourly measured data were inspected; for classification (ii) NCEP/NCAR reanalysis and thermal infrared remote sensing were used; and for classification (iii), the Biplot tool was used in the context of canonical variate analysis to determine the classificatory regions. The results show that the annual maximum gust produced by storms have an occurrence of 96.1 % compared to other mechanisms; 93.5 % correspond to non-synoptic wind; and 62.3 % were classified as convection not associated with the passage of a cold front. It is concluded that Corrientes and Resistencia are not subject to mixed wind climate, that is, the maximum annual gust is due to a simple wind climate corresponding to intense convective activity that produces storms, of which one third was associated with the passage of a cold front and within of this third, one was related to a closed low pressure system located in the north of Argentina.

Keywords: annual maximum gust, superstation, classification of meteorological mechanisms, NEA.

1. INTRODUCCIÓN

Los métodos utilizados para determinar la acción del viento en estructuras civiles requieren del análisis estadístico y probabilístico de los valores extremos de la velocidad del viento. La cuantificación del clima de vientos extremos no lo hacen los Ingenieros en forma individual. Es un proceso continuo realizado por equipos de investigadores que vuelcan periódicamente sus resultados a mapas llamados genéricamente “mapas de vientos extremos”. La valoración de las cargas de viento sobre estructuras para su dimensionamiento es parte de un proceso normalizado. Cada país o bloque regional cuenta con normas que describen paso a paso como debe hacerse esta valoración. Por ejemplo, en Argentina lo hace el CIRSOC 102 (CIRSOC 102, 2005), en la Unión Europea el ENV 1991 Parte 1.4, del cual a su vez se desprenden los anexos nacionales, en USA el ASCE 7, en Australia y Nueva Zelanda el AS/NZS 1170.2, etc. En cada una de estas normas hay uno u varios mapas de vientos extremos, que en el caso particular del CIRSOC 102 se llama mapa de Velocidad Básica de Viento, V_b . De una correcta estimación de la carga de viento de diseño depende la seguridad de la estructura durante su vida útil y la operatividad de la misma durante eventos críticos. Si se trata de edificios, está en juego

también la seguridad de sus ocupantes. Por otra parte, una sobreestimación de V_b , siendo parte de un proceso normado a nivel nacional, significa un exceso en el uso de materiales en cada estructura formal que se ejecuta; y por pequeña que sea la sobreestimación, termina teniendo un impacto en el conjunto de la economía. La carga de viento de diseño es proporcional al cuadrado de V_b , y por lo tanto cualquier sesgo en su estimación se propaga a la carga de diseño también al cuadrado. Estas son las razones detrás de los permanentes esfuerzos de cada país en mejorar sus mapas de vientos extremos.

El mapa de Velocidad Básica de Viento, V_b , del Reglamento CIRSOC 102 es el resultado del trabajo de un grupo de expertos de la Universidad Nacional de Tucumán, que se remonta a principios de la década del '70 (Riera y Reimundin, 1970). El primer mapa de vientos, que figuró hasta la edición 1994 del Reglamento, se hizo sobre la base de los trabajos de Riera, Viollaz y Reimundin (1977) y Viollaz y otros (1975). El mapa actual, que se propuso con la revisión de 1991, se basa en dos documentos: un reporte de Viollaz (1997), donde se calculan V_b en 51 estaciones meteorológicas en Argentina, y un reporte de Altinger de Schwarzkopf (1997), donde se proponen las isolíneas que serían compatibles con los valores establecidos por

Viollaz y con la física de los procesos atmosféricos sobre Argentina. Las posibilidades de mejorar nuestro conocimiento del clima de vientos extremos pasa básicamente por: a) Incorporar series de datos generados en los últimos años, b) Aplicar procedimientos de procesamiento estadístico más sofisticados y c) Clasificar las velocidades de viento extremas de acuerdo a los mecanismos atmosféricos que originaron dichos eventos extremos. Se sabe que los dos primeros aspectos, si se aplican a las series de datos bajo la hipótesis de clima simple, llevan a una reducción de los valores de Vb. Recientes estudios sobre vientos extremos en la región Noreste de Argentina (NEA) muestran reducciones por encima del 20% en cargas de diseño cuando se usan series de datos actualizadas (Natalini y Natalini, 2018). También se sabe que incorporar el tercer aspecto conduce a un aumento de Vb. La situación actual para nuestro país se resume entonces en que el mapa vigente en el CIRSOC 102 sobreestima muy significativamente a Vb, lo que significa un sobre costo innecesario en cada estructura formal que se construye y no puede sacarse completo provecho de una actualización sin arriesgarse a subestimar a Vb, si no se aborda la separación de los valores extremos por tipo de mecanismo causante. Esta separación es sin embargo costosa, por lo que los antecedentes disponibles no son tan amplios como sería de esperar.

En un estudio realizado por Kruger y otros (2013) en Sudáfrica se muestra las diferencias entre los valores de la ráfaga máxima anual (RMA) cuando éstas se producen por el pasaje de un frente frío, o cuando son debidas a tormentas convectivas o cuando son originadas por la acción del sistema de Alta Presión Semipermanente del Océano Atlántico. Además, se presentan las distribuciones de probabilidades de la RMA según el mecanismo que le dio origen, como así también, las distribuciones de probabilidades cuando: (a) no se tiene en cuenta los mecanismos que las originaron, método del clima simple utilizando la distribución Gumbel; (b) se tienen en cuenta los mecanismos de producción de los máximos anuales, método del

clima mixto (Gomes y Vikery, 1977/1978). Las estimaciones de los cuantiles efectuadas con el método del clima mixto resultan ser mayores que los estimados por el método de Gumbel. Cuando se consideran períodos de retorno, Tr , mayores o iguales a 100 años las diferencias varían entre $0,3 \text{ m s}^{-1}$ y $2,8 \text{ m s}^{-1}$ (en algunas localidades la diferencia porcentual de la velocidades superó 9% si $Tr > 100$ años).

Por lo tanto, previo al análisis probabilístico de la RMA se debe identificar el mecanismo que la originó. Hay varios tipos de divisiones de los mecanismos que originan el viento extremo anual. Twisdale y Vickery (1992), Choi (1999), Choi y Hidayat (2002), Lombardo y otros (2009) y Solari y otros (2013) agruparon los valores extremos del viento en aquellos provocados por tormentas eléctricas, y por otro, los ocasionados por otros mecanismos. Riera y otros (1977) clasificaron en dos clases, los provocados por tormentas, llamado viento no sinóptico y los originados por depresiones migratorias, el viento sinóptico. Gomes y Vickery (1977, 1978) ampliaron la clasificación a eventos provocados por mecanismos de diferente naturaleza: depresiones extratropicales, tormentas, huracanes y tornados. Choi y Tanurdjaja (2002) separaron los eventos producidos por mecanismos de gran escala, los monzones, de los de pequeña escala, las líneas de inestabilidad y las tormentas. Kasperski (2002) introdujo la idea que, en climas templados en latitudes medias, los sistemas de tormentas no pueden separarse adecuadamente de las depresiones frontales e introdujo el mecanismo que llamó frentes de ráfagas, con propiedades intermedias.

La región NEA es la zona donde más se han estudiado los vientos extremos recientemente (Natalini y Natalini, 2018). En ella se cuenta con siete estaciones del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) que cumplen los requisitos mínimos necesarios para producir valores de Vb aceptables para un código de seguridad de obras civiles. Las estaciones de los aeropuertos de Resistencia y Corrientes están muy cercanas y ubicadas en el conglomerado urbano más

importante de la región. En este contexto, este estudio tiene como objetivo clasificar los mecanismos que generaron la RMA registrada en las estaciones meteorológicas ubicadas en estas dos estaciones, como paso previo al estudio de otras zonas del país. Se abordaron tres tipos de separación: (i) las tormentas convectivas de otros mecanismos; (ii) los vientos sinópticos de los no sinópticos; y, por último, (iii) las tormentas convectivas asociadas o no al pasaje de un frente frío.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Este trabajo tiene por objetivo clasificar los mecanismos que originan el viento extremo anual. Se considera viento extremo anual al valor más alto de la ráfaga máxima diaria registrada en la libreta meteorológica en un año. Como es una exigencia metodológica que dicho valor máximo sea extraído de una serie anual completa de datos diarios, es decir, que estén los 365 registros de ráfaga máxima diaria (o 366 en año bisiesto), los años que no cumplieron con este requerimiento fueron excluidos del análisis.

2.1 Datos

2.1.1. Series de datos medidos disponibles

Se utilizaron los datos horarios de las libretas meteorológicas de las estaciones de medición ubicadas en los aeropuertos de Resistencia (27° 26' 51,02" S; 58° 45' 43,21" O; 62 m) y Corrientes (27° 27' 1,85" S; 59° 3' 9,35" O; 54 m) registrados desde el 01-01-1968 al 31-12-2016 que fueron provistos por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

La cantidad de registros por día varía en ambas estaciones: en Resistencia hubo 4 observaciones diarias a las 03, 09, 15 y 21 horas entre el 01-01-1968 y el 31-12-1975, y luego 24 observaciones diarias hasta el final del período de estudio. En Corrientes hubo mucha variación, alternando entre 3 observaciones diarias (09, 15 y 21 horas) y 4 observaciones (03, 09, 15 y 21 horas) en el período 01-01-1968 y 31-12-1990.

Luego, 16 observaciones diarias entre las 06 y las 21 horas desde el 01-01-1991 al 11-02-1997, por último, 24 observaciones diarias hasta el final del período de estudio. Un registro horario tiene los siguientes campos: fecha, hora, temperatura, temperatura de rocío, humedad relativa, presión atmosférica, dirección y velocidad del viento, tipos de nubes, cantidad de cielo cubierto y fenómenos significativos.

También se usaron los registros diarios de la ráfaga máxima de ambas estaciones meteorológicas en el período 01-01-1968 al 31-12-2016 que también fueron provistos por el SMN. Un registro de los valores extremos diarios incluye la fecha, la intensidad y la dirección de la ráfaga máxima diaria. En el período 1995 a 2016 en Resistencia y de 1996 a 2016 en Corrientes el registro además contiene el horario en que se produjo la ráfaga máxima diaria, mientras que en el período 1968 a 1994 (1995) no se cuenta con este dato.

De la serie de máximos diarios de ráfaga se utiliza el evento de mayor valor en el año (RMA). Como es un requerimiento que el valor máximo anual sea extraído de una serie anual completa de datos diarios, los años 1985, 1992, 1993 y 2010 de Resistencia, y 1968, 1971, 1979, 1984 y 1987 de Corrientes fueron excluidos del estudio porque tienen faltantes. Por lo tanto, la serie de extremos de Resistencia cuenta con 45 registros y la de Corrientes con 44.

2.1.2. Serie de datos a analizar

Se generó un nuevo conjunto de datos para cada una de las estaciones constituido por un registro por año desde 1968 a 2016. Dicho registro incluye fecha y hora de ocurrencia, intensidad y dirección de la RMA y en forma contigua los campos incluidos en la libreta meteorológica de la hora más cercana a la de ocurrencia de la RMA, independientemente del valor del viento horario.

La serie de datos así generada tiene dos aspectos a mencionar. El primero es que, en el período

en el que se realizaban 3 o 4 observaciones al día, puede haber varias horas de diferencia entre la hora de ocurrencia de la ráfaga máxima y el horario con datos registrados en la libreta meteorológica. El otro aspecto es que desde 1968 hasta 1994 en Resistencia y hasta 1995 en Corrientes no se cuenta con el horario en que se produjo la ráfaga máxima, entonces, en estos casos se utilizó el registro de las variables de la libreta (temperatura, humedad, presión, nubosidad, etc.) correspondientes al de mayor velocidad del viento horaria de la fecha del extremo anual. En el caso de haber dos horarios consecutivos con la misma velocidad se tomó el primero.

Conjuntamente con los datos observados se valoraron los cambios que sufrieron las variables. Estos cambios fueron incluidos en la serie como las diferencias temporales en 6 y 24 horas de la presión, temperatura y humedad atmosféricas. Se tomaron los intervalos de 6 y 24 horas con la finalidad de poder utilizar la totalidad de los registros de las dos estaciones meteorológicas a lo largo de todo el período disponible (1968 – 2016). Estas anomalías alrededor del pico de la ráfaga también fueron utilizadas en Vallis y Loredou-Souza (2018).

El cálculo de los cambios temporales se realizó como se muestra abajo, en donde D indica la diferencia de: P, la presión atmosférica; T, la temperatura; Td, la temperatura de rocío y TPE, la temperatura potencial equivalente. El subíndice t0 señala la hora de la RMA (o la más cercana):

$$DP6 = P_{t0} - P_{t0+6}$$

$$DP24 = P_{t0} - P_{t0+24}$$

$$DT24 = T_{t0} - T_{t0+24}$$

$$DT - Td6 = (T - Td)_{t0} - (T - Td)_{t0+6}$$

$$DT - Td24 = (T - Td)_{t0} - (T - Td)_{t0+24}$$

$$DTPE24 = TPE_{t0} - TPE_{t0+24}$$

Las diferencias así calculadas se interpretan como una disminución de la presión después de ocurrido el evento cuando D P es positivo y viceversa con valores negativos. Cuando D T

es positiva indica disminución de la temperatura después de la hora del pico de la ráfaga; lo mismo con D TPE. Un valor positivo en D T-Td señala aumento de la humedad ambiente y un valor negativo que el ambiente se secó.

2.1.3. Superestación

Una de las prácticas utilizadas para extender la cantidad de registros en las series de RMA es la técnica llamada superestación que se describe en Peterka (1992). Esta tiene la finalidad de lograr precisión y garantizar una adecuada caracterización estadística y probabilística de dichos valores extremos.

Peterka (1992) expone que las distribuciones de las velocidades extremas pueden tener un error que llama de muestreo si se utilizan series con pocos registros. El autor sugiere que los registros de RMA de diferentes estaciones meteorológicas pueden unirse para formar una serie con mayor cantidad de registros llamada superestación con la que se producen mejores estimaciones.

Simiu y Filliben (1999) plantean que la técnica de la superestación debe usarse con mucho cuidado y que las series de datos que la forman deben satisfacer tres requisitos básicos:

- Homogeneidad micrometeorológica: se refiere a que las series deben provenir de estaciones meteorológicas que tengan la misma elevación y rugosidad aerodinámica superficial.
- Consistencia climática: las estaciones meteorológicas deben tener las mismas condiciones climáticas, es decir, deben tener las mismas características geográficas, por ejemplo, elevación, posición con respecto a los obstáculos orográficos, etc.
- Independencia estadística: los máximos anuales de las diferentes estaciones no deben estar correlacionados, es decir, la inclusión de una serie de datos sí correlacionada no proporcionará información nueva sobre el clima del viento extremo.

Fernández Lorenzo y Parnás (2016) plantean estos tres requisitos indicando que las estaciones componentes deben ser comparables en términos micro y macrometeorológicos y que los datos de cada estación componente deben ser mutuamente independientes.

Esta metodología fue utilizada por Peterka (1992) con mediciones de 29 estaciones individuales de un área de Estados Unidos de América con la finalidad de reducir los errores asociados a las series de pocos registros de la velocidad de RMA. Peterka y Shahid (1998) utilizaron superestaciones regionales para lograr el mapa de la velocidad de ráfaga extrema anual del país arriba mencionado.

Torrielli y otros (2011) combinaron datos de tres estaciones individuales de Italia para estimar los parámetros de la distribución de la población de referencia de velocidades medias, con resultados satisfactorios.

Las estaciones meteorológicas de Resistencia y Corrientes distan entre sí 28 km, ambas están instaladas en aeropuertos, por lo tanto, la rugosidad aerodinámica superficial es semejante en ambas, los sensores están instalados en ambas estaciones a 10 metros de altura sobre el nivel del suelo y la diferencia de elevación entre ambas es menor a 10 metros, con lo que se cumple el requisito de homogeneidad micrometeorológica. También, las dos localidades están sometidas al mismo régimen climático subtropical húmedo cumpliendo con la consistencia climática. Por lo tanto, ambas estaciones son comparables en términos micro y macrometeorológicos como se establece en Simiu y Filliben (1999) y en Fernández Lorenzo y Parnás (2016).

Para que los datos de cada estación componente de la superestación sean mutuamente independientes y así cumplir con el requerimiento de la independencia estadística, se utilizaron los siguientes criterios de selección de las fechas a incorporar:

- cuando una fecha coincide en las dos

estaciones se tomó sólo la de la ráfaga de mayor valor;

- se eliminaron las fechas consecutivas entre las cuales hay menos de 4 días.

Al unir los 45 registros de Resistencia con los 44 de Corrientes y aplicando los requisitos planteados por Simiu y Filliben (1999) y por Fernández Lorenzo y Parnás (2016) se logra la serie superestación que está formada por 77 registros. Cada uno de esos registros contiene los siguientes campos: fecha, hora, intensidad (VX) y dirección (DX) de la ráfaga máxima; T, Td, HR, P, D, V, D P24, D P6, D T24, D T-Td6, D T-T24 y D TPE24, cantidad y tipo de nubosidad y fenómenos significativos.

2.2 Tipos de agrupamiento de los mecanismos que produce la RMA

Como se expuso en la Sección 1 distintos autores propusieron diferentes formas de clasificar los mecanismos que producen la ráfaga de viento extrema anual. A continuación se especifican las tres formas de agrupamiento utilizadas en este trabajo.

Tormenta – Otro Mecanismo. La separación se efectúa inspeccionando directamente los datos de nubosidad y de fenómenos significativos de la serie superestación. Siguiendo la metodología propuesta en Lombardo y otros (2009) cuando hay tormenta informada en la columna de Fenómenos Significativos o cumulonimbos u otra nubosidad indicadora de fenómenos convectivos, en la columna de Tipo de Nubosidad Baja, esa fecha se la clasifica como Tormenta. En cualquier otro caso el evento es considerado como Otro Mecanismo.

Sinóptico – No sinóptico. En este trabajo se considera Viento Sinóptico a los eventos que se producen debido a la presencia y desplazamiento por la zona de estudio de un sistema de baja presión cerrado. Esta depresión que se genera en el centro norte de Argentina y alcanza su máximo desarrollo durante su desplazamiento o extensión hacia el sudeste es descripta en Seluchi

(1993) y es mencionada como productora de vientos muy fuertes sobre el litoral en Altinger de Schwarzkopf (1997). Cuando no se observa dicho sistema la fecha se clasifica como Viento No Sinóptico. La discriminación de los casos se realizó en forma manual o subjetiva mediante la inspección visual de los campos de las alturas geopotenciales y su evolución temporal. Los campos meteorológicos provienen del reanálisis del National Center of Environmental Prediction (NCEP/NCAR Reanalysis; Kalnay y otros, 1996), tienen resolución espacial horizontal de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ y resolución temporal de 6 horas en los niveles significativos.

Convección – Convección asociada a Frente Frío. En este agrupamiento se separan los eventos de convección asociados o no al pasaje de un frente frío por Resistencia y/o Corrientes. Los casos agrupados como convección pueden corresponder a tormentas de masa de aire o convección asociada a forzantes sinópticos como frente cálido o frente estacionario, entre otros. La convección que se produce en el noreste de Argentina es analizada en Zipser y otros (2006), Salio y otros (2007), Durkee y Mote (2010), Rasmussen y Houze (2011) y en Vidal (2014), entre otros. Para lograr este agrupamiento se utiliza el método del Análisis de Variables Canónicas efectuado a los datos de la superestación. Para asegurar la clasificación de los casos dudosos, también se recurrió a las salidas gráficas del NCEP/NCAR Reanalysis y a imágenes infrarrojas térmicas satelitales.

2.3 Análisis de Variables Canónicas

El objetivo de utilizar la técnica del Análisis de Variables Canónicas (para más de dos grupos) o Análisis Discriminante Canónico (ADC), para lograr la separación entre Convección no asociada al pasaje de un frente frío (C) y Convección asociada al pasaje de un Frente Frío (CFF), fue identificar las diferencias entre los dos grupos a partir de las variables medidas, incluidas en la serie de la superestación, e identificar las relaciones de esas variables dentro de ambos grupos (Cuadras, 2014). El ADC

estima funciones lineales, funciones o variables canónicas, a partir de las variables medidas realizando la separación de los grupos de eventos maximizando la varianza entre los grupos y minimizando la varianza dentro de los grupos (Cruz Castillo y otros, 1994).

El ADC requiere de una muestra de entrenamiento, es decir, se debe saber de partida a qué grupos pertenecen algunos componentes de la serie total. Luego se utiliza ADC con un objetivo de determinación, es decir, se busca un criterio que permita decidir sobre la vinculación a uno de los grupos de un componente nuevo, no perteneciente a la muestra de entrenamiento.

El análisis se implementó en ambiente R con el paquete BiplotGUI para datos multivariados en el contexto del modelo lineal multivariado (la Grange y otros, 2009). La representación Biplot tiene la ventaja de incorporar al mismo tiempo las variables y las observaciones en un mismo gráfico (Peña, 2002; Lorbes Medina y otros, 2014).

2.4 Muestra de entrenamiento

Para lograr la muestra de entrenamiento fueron clasificadas fechas de la RMA en el período 2004 a 2014. La cantidad de registros es 19 y corresponden al 25 % del total (77), diez son de la estación meteorológica de Corrientes y nueve de Resistencia. Se buscó identificar dos grupos: CFF: Convección asociada a Frente Frío, que se refiere a un evento en el cual la convección fue favorecida por el pasaje de un sistema frontal frío por las localidades; y C: Convección, que se considera un evento convectivo, es decir, sin la acción de un sistema frontal frío.

Para caracterizar las condiciones meteorológicas de las fechas del grupo de entrenamiento se utilizaron los campos del reanálisis 24 horas previas y posteriores al horario del pico de la RMA. También se utilizaron imágenes satelitales infrarrojas del canal 4 de los satélites de la serie GOES (NOAA/CLASS). La discriminación de

los casos C de los CFF se realizó en forma manual o subjetiva mediante la inspección visual y el análisis de los campos de las alturas geopotenciales y su evolución temporal.

Una vez clasificadas las fechas del grupo de entrenamiento se realizó un ADC con la finalidad de determinar en el plano principal la posición de las fechas en las dos regiones clasificatorias e identificar el valor que adquieren los ejes canónicos cuando se presenta la acción de un sistema frontal frío. También se analiza el error cometido.

2.5 Clasificación de casos no pertenecientes a la muestra de entrenamiento

El método de clasificación de los casos no pertenecientes a las muestras de entrenamiento consiste en ubicarlos uno por uno en el plano principal observando la región de clasificación a la cual pertenecen como se muestra, a modo de ejemplo, en la Figura 1 (a) una fecha clasificada como C y en la Figura 1 (b) una CFF.

Los casos en que la posición que se observa no es categórica, por ejemplo, el individuo cae en la separación de las dos regiones clasificatorias, a esa fecha se la identifica como clase dudosa y se recurre a las salidas gráficas del reanálisis y a las imágenes satelitales térmicas.

3. RESULTADOS

3.1 Clasificación de casos en Tormenta u Otro Mecanismo

En este tipo de agrupamiento se observa que la RMA producida por Tormenta y actividad convectiva son las que predominan, 96,1 %, 74 de los 77 registros. Las fechas clasificadas como Otro Mecanismo son: 10/10/1973, 15:00 horas, de Resistencia y 29/10/1974, 03:00 horas, y 19/09/2015, 12:00 horas, de Corrientes.

Respecto de los eventos clasificados como Otro Mecanismo, tanto en el caso de Resistencia como en el primero de Corrientes, no se realizaban

mediciones las 24 horas del día en esos períodos en ninguna de las dos estaciones meteorológicas. Tampoco hay registro de la hora en la que se produce la ráfaga máxima, por lo tanto, no hay certeza acerca de qué mecanismo produjo el evento, puesto que sí pudo haber tormenta y no tener la anotación de la observación del fenómeno. Otra forma de detectar las nubes convectivas es a través de las imágenes satelitales, sin embargo, este tipo de bases de datos no abarcan las fechas de estos eventos puesto que están disponibles desde Setiembre de 1993 del sensor GVAR-IMG/GOES y desde Noviembre de 1978 del sensor AVHRR/NOAA.

3.2 Clasificación de casos en Viento Sinóptico o No Sinóptico

De los casos analizados 6,5% corresponden a Viento Sinóptico, definido éste como la acción o desplazamiento por la zona de estudio de un sistema de baja presión cerrado. Las fechas correspondientes a Viento Sinóptico son 14/03/1972 15:00 hs, 03/11/1978 09:00 hs, 23/03/1990 14:00 hs, 28/04/1992 21:00 hs y 28/11/1994 10:00 hs y afectaron a Corrientes y Resistencia simultáneamente dada su escala espacial. Las 72 fechas restantes corresponden a Viento No Sinóptico.

La Figura 2 exhibe algunos de los campos analizados de las fechas que resultaron positivas de Viento Sinóptico. En ella se muestran las alturas geopotenciales del nivel de 1000 hPa en un horario cercano al de la ocurrencia de la RMA. Como se observa, la depresión se halla ubicada en la frontera entre Paraguay y Formosa. Esta depresión está asociada a la Baja de Chaco (BCH) que es descripta en Seluchi y Saulo (2012) y Seluchi y Garraud (2012). Produce fuerte advección de humedad y calor desde el norte o noreste sobre las localidades.

También se analizó la evolución temporal del sistema a través del cálculo de la diferencia ($hg_{tt+12hs} - hg_{tt}$) de la altura geopotencial del nivel de 925 hPa en horas posteriores y previas a la ocurrencia de la ráfaga, ésta se muestra en

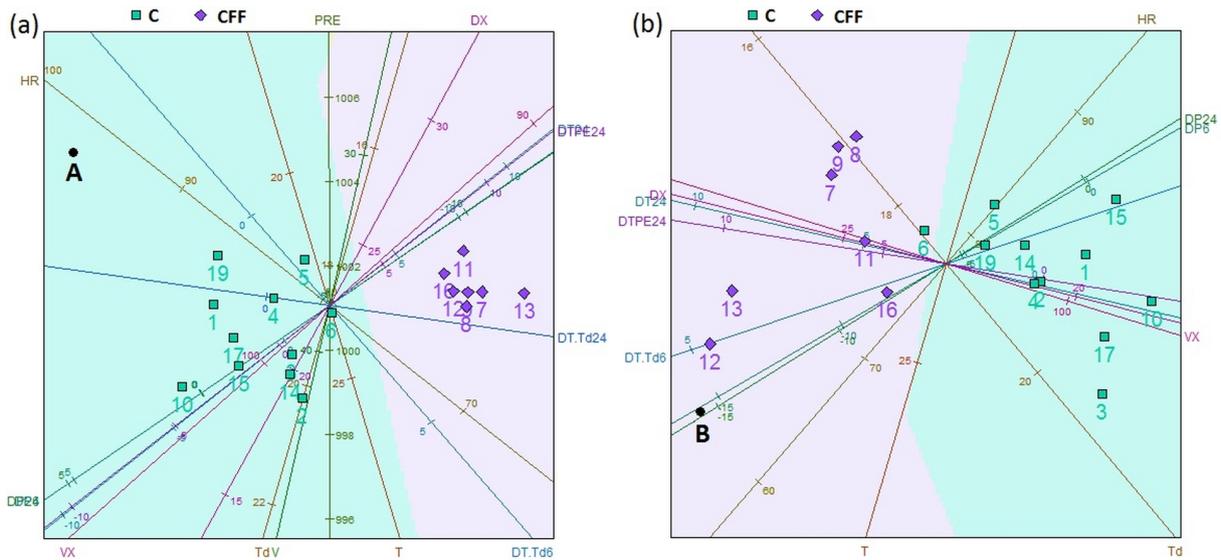


Figura 1: Ejemplo de posición en el plano principal de una fecha (individuo) no perteneciente a la muestra de entrenamiento. (a) A corresponde al 3/11/1978 a las 09:00 hs que está posicionado en la región C; y (b) B el 28/08/2002 a las 19:00 hs que pertenece a la región de clasificación CFF. El cambio en la posición de los ejes multivariados y la región clasificatoria se debe al cambio de las cargas en los ejes que introduce el nuevo individuo.

la Figura 3. En ella los valores negativos indican la disminución de la presión y viceversa con los positivos. Cuando se compara la Figura 2 con la Figura 3 se observa que en todos los casos la influencia del sistema de baja presión se desplaza hacia el este o sudeste respecto de su posición en horas previas a la de ocurrencia de la ráfaga máxima.

3.3 Clasificación de casos en Convección asociada o no al pasaje de un sistema frontal frío

3.3.1. Clasificación de las fechas de la muestra de entrenamiento

Las Figuras 4 y 5 constituyen ejemplos de cada una de las clases. La Figura 4 muestra las condiciones meteorológicas de una fecha clasificada como CFF. En la Figura 4(a), que corresponde a la altura geopotencial del nivel de 1000 hPa del 01-09-2010 a las 3:00 hs (6 UTC), se observa una depresión ubicada al sur de las Islas Georgias del Sur vinculada a un sistema frontal que se extiende en dirección sudeste-noroeste desde el Océano Atlántico hasta el continente,

allí se conecta con una depresión ubicada en el noreste de Argentina. La Figura 4(b), del campo de 500 hPa, muestra en el Océano Atlántico el eje de vaguada que acompaña el sistema frontal y el noreste del país afectado por la delantera de una vaguada en el Océano Pacífico. El contraste de las masas de aire se distingue en las Figuras 4(c) de temperatura y 4(d) de la humedad específica. Entre la Patagonia y el noreste de Argentina hay una diferencia de 24 K y 8 g vapor de agua/kg aire. El sistema nuboso asociado al frente frío se muestra en la Figura 4(e).

Por otro lado, la Figura 5 corresponde a una fecha clasificada como C. En la Figura 5(a) de la altura geopotencial del nivel de 1000 hPa del 29-11-2012 a las 3:00 hs (6 UTC) se observa la acción de un anticiclón sobre la costa de la provincia de Buenos Aires y el norte del país afectado por una depresión. La Figura 5(b) del campo de 500 hPa muestra la proximidad de una vaguada de onda corta a la Cordillera de los Andes y sobre el norte del país un gradiente débil de altura geopotencial. En la Figura 5(c) se observa que el norte argentino está dominado por

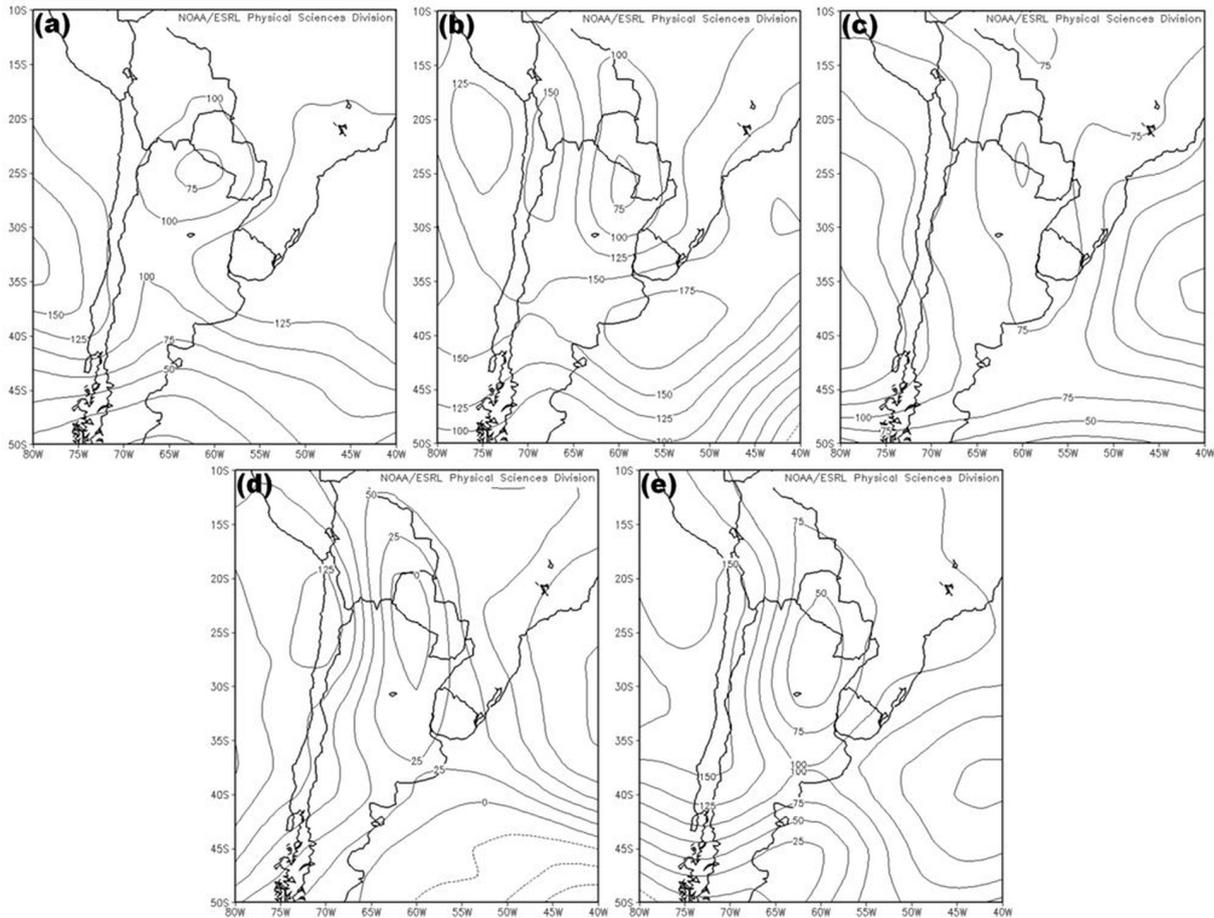


Figura 2: Altura geopotencial (m) del nivel de 1000 hPa. (a) 14/03/1972 15:00 hs, (b) 03/11/1978 09:00 hs, (c) 23/03/1990 15:00 hs, (d) 28/04/1992 21:00 hs, (e) 28/11/1994 09:00 hs.

temperaturas mayores a 300 K. La Figura 5(d) muestra en el noreste que la humedad específica varía entre 16 y 20 g vapor de agua/kg aire. El sistema nuboso que produce esta configuración se presenta en la Figura 5(e).

En la Tabla I se muestra el resultado de la clasificación de todas las fechas utilizadas como grupo de entrenamiento. Se incluyó una columna con una muy breve referencia de la situación sinóptica predominante, especialmente en el noreste de Argentina, en horario cercano al de ocurrencia de la RMA. Resultan once fechas clase C y ocho CFF.

Con el resultado anterior se confeccionó la Figura 6 que corresponde al diagrama Biplot con los eventos de la muestra de entrenamiento. Como

se observa el individuo 18, que corresponde a la RMA de Corrientes del 08/01/2014, presenta valores de las variables más parecidos al grupo de C, sin embargo, al ser clasificado mediante el análisis subjetivo de los campos sinópticos se confirma su asignación como CFF. En dicha Figura están delimitadas las dos regiones de clasificación que identifican a cada uno de los dos grupos. Estas regiones servirán para clasificar los eventos no incluidos en el grupo de entrenamiento.

Los valores medios que tienen los ejes discriminantes (las variables) en cada uno de los dos grupos se muestran en la Tabla II, salvo en los ejes de la dirección del viento que se indica la dirección más frecuente. Se observan dos aspectos, por un lado, las mayores diferencias

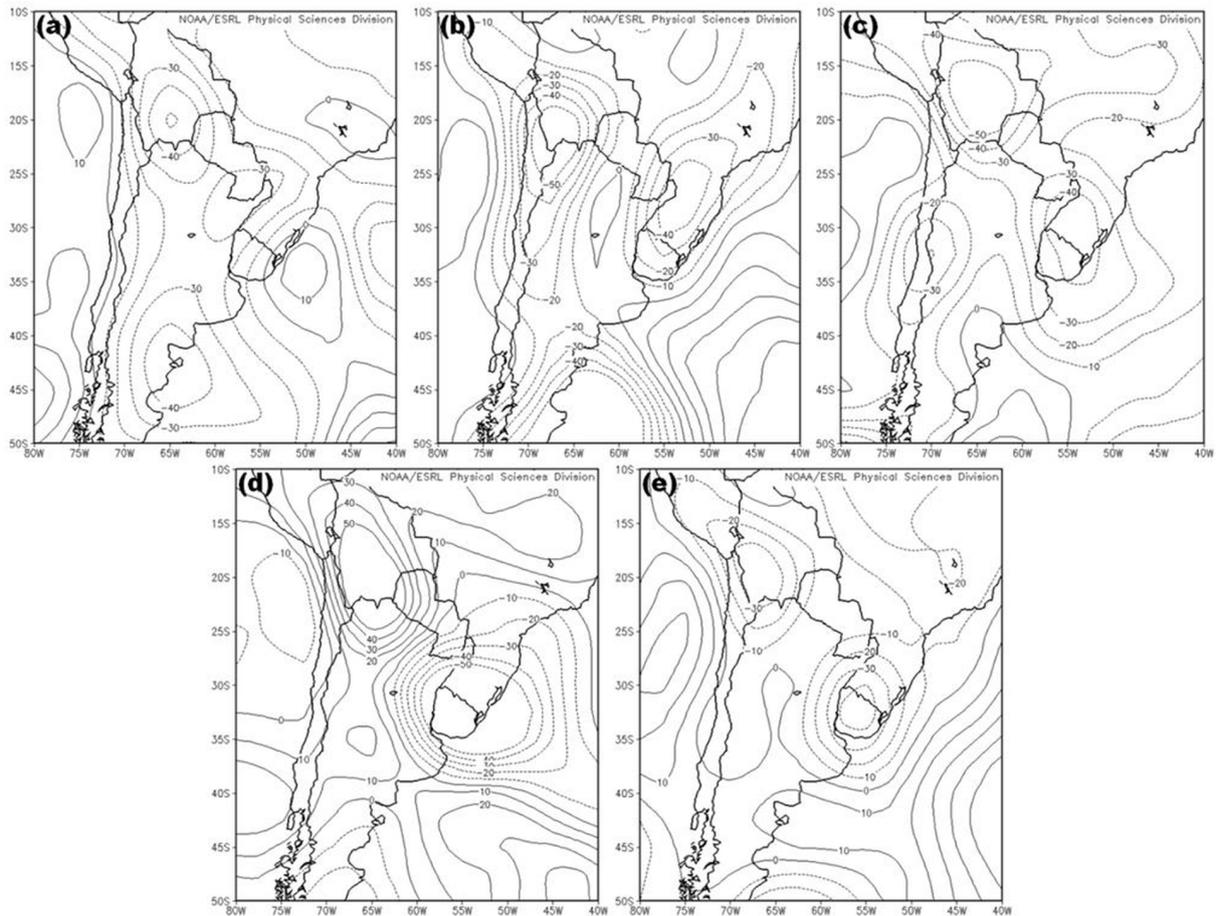


Figura 3: Variación (metros) en 12 horas de la altura geopotencial del nivel de 925 hPa. (a) 14/03/1972 diferencia entre las 21:00 y las 09:00 hs, (b) 03/11/1978 diferencia entre 15:00 y 03:00 hs, (c) 23/03/1990 diferencia entre 21:00 y 09:00 hs, (d) 28/04/1992 diferencia entre las 09:00 hs del 29 y las 21:00 hs del 28, (e) 28/11/1994 diferencia entre 15:00 y las 03:00 hs.

se producen en las variables que representan la evolución (diferencias) de las condiciones atmosféricas reinantes: presión, temperatura y humedad. El otro aspecto es que hay un ambiente más húmedo y con menor presión atmosférica cuando ocurren eventos clase C. Por otra parte, se observa que la diferencia entre los dos grupos de la velocidad horaria es $1,2 \text{ m s}^{-1}$ y que la diferencia de la ráfaga máxima es $1,4 \text{ m s}^{-1}$, ambas mayores en los casos C. Las direcciones prevalecientes son del sudoeste (240°) en eventos C y del sur (180°) en los CFF.

Se valoró en cada fecha el error cometido por el método del ADC comparando su resultado con los valores medidos. La distribución de

frecuencias del valor absoluto del error relativo porcentual cometido según los ejes canónicos de las diferencias (DP6, DP24, DT24, DT-Td6, DT-Td24 y DTPE24), que son los que tienen mayor variación entre clases, se muestra en la Figura 7(a). En ella se observa que 58% de las de las fechas, es decir, 11 de las 19, tienen errores inferiores a 15%. Cuando se consideran los errores de cada eje canónico resulta que el de menor error es el que evalúa la diferencia de presión, DP, y el de mayor error es el eje asociado a la anomalía de la humedad, DT - Td. En cada grupo el error general es 13% en la clase C y 16% en CFF.

En base a los resultados de la muestra de

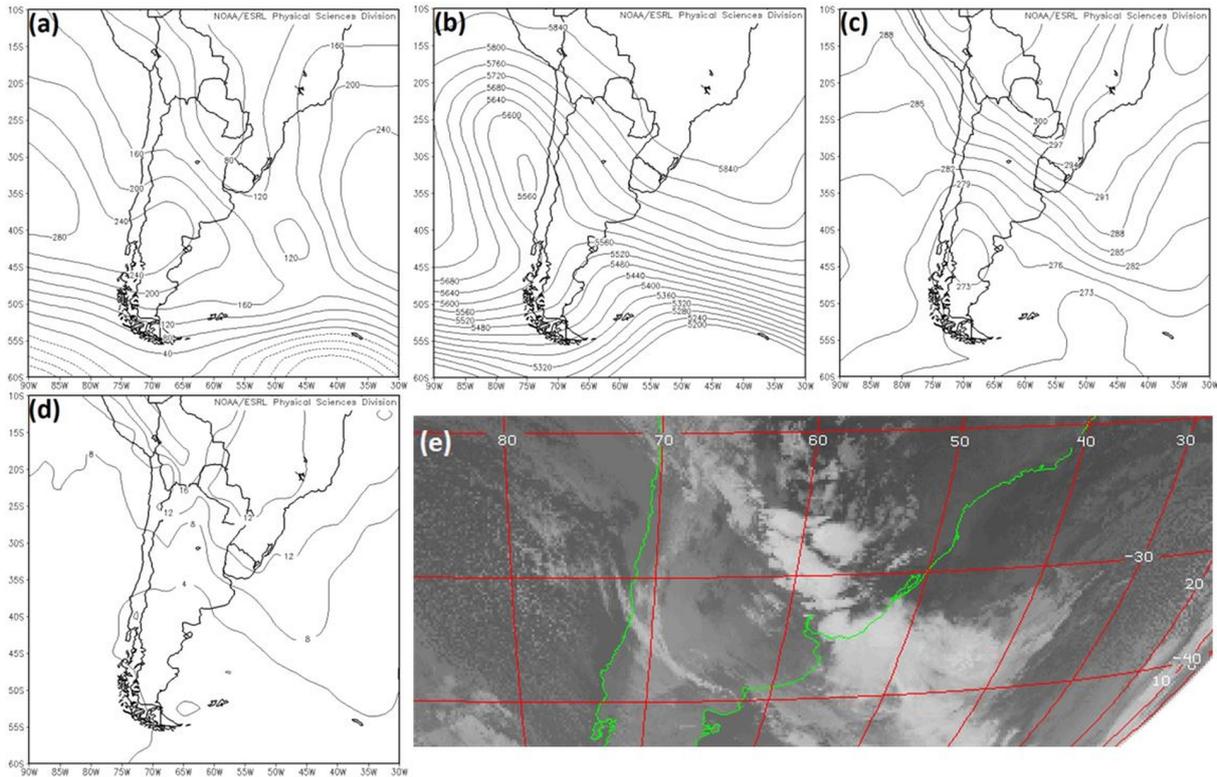


Figura 4: Campos correspondientes al 1° de Septiembre de 2010 a las 03:00 hs. (a) altura geopotencial (m) del nivel de 1000 hPa, (b) altura geopotencial (m) del nivel de 500 hPa, (c) temperatura (K) en 1000 hPa, (d) humedad específica (g vapor de agua/kg aire) en 1000 hPa, (e) imagen infrarroja del satélite GOES13 (canal 4) de las 00:00 hs.

entrenamiento se define sistema frontal frío cuando, en promedio y simultáneamente, en las 6 y/o 24 horas posteriores al evento la temperatura desciende más de 6,5 K, la presión atmosférica aumenta 9,0 hPa y la diferencia entre la temperatura y la temperatura de rocío, indicativa de la humedad del aire, aumenta en 3,0 K.

3.4 Clasificación de las fechas no incluidas en la muestra de entrenamiento

El resultado del análisis ADC se muestra en la Tabla III. De las 77 fechas, 48 (62,3%) fueron clasificadas C y 29 (37,7%) como CFF. En la Figura 8 se muestra el plano principal con todas las fechas. En ella se observa que 3 fechas clasificadas CFF (en azul: 33, 62 y 72) caen dentro de la región de C, y viceversa, con la fecha 58. Se analizaron los campos a escala sinóptica e imágenes satelitales para confirmar la

clasificación de estos cuatro individuos (o fechas).

Se calcularon los valores medios que tienen los ejes canónicos en cada grupo. Los resultados de la Tabla IV muestran que hay menores diferencias entre grupos en las variables que miden el estado de la atmósfera en el momento de la ráfaga; y mayores variaciones entre grupos en las variables que consideran las diferencias en 6 o 24 horas. Cuando ocurren eventos clase C el ambiente es un poco más húmedo y con mayor presión atmosférica que cuando ocurre CFF. Se nota poca diferencia en la temperatura y viento. El valor de la ráfaga máxima es $0,9 \text{ m s}^{-1}$ mayor en el grupo C. La dirección más frecuente de la ráfaga máxima es del sur (180°) en los eventos CFF y del sudoeste (240°) en los del grupo C.

Además, se observa que la temperatura aumenta, en promedio en 24 horas, 1,5 K cuando ocurre C

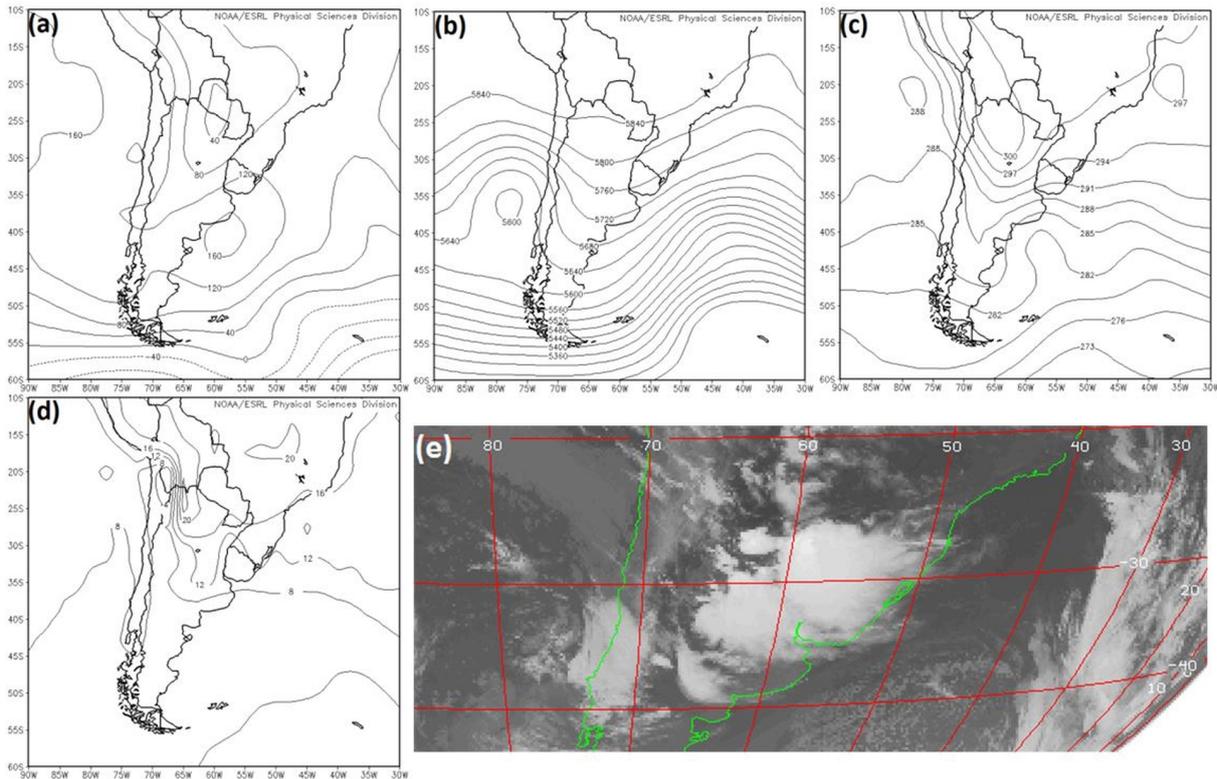


Figura 5: : Campos correspondientes al 29 de Noviembre de 2012 a las 03:00 hs. De (a) a (d) ídem Figura 1, (e) imagen infrarroja del satélite GOES13 (canal 4) de las 02:00 hs.

y disminuye 5,2 K cuando la ráfaga se produjo por CFF. La presión en 24 horas aumenta 10 hPa cuando hay CFF y, sólo 1,6 hPa en los casos C. La evolución de la humedad, evaluada con T-Td, muestra poco cambio tanto en las 6 como en las 24 horas posteriores a la ocurrencia de la RMA, los valores indican un ligero secamiento de la atmósfera (- 1,6 K en el grupo C y - 0,7 K en el grupo CFF).

El error cometido en las predicciones se observa en la Figura 7(b). En promedio 0,81 de las predicciones tiene errores inferiores a 15%. Cuando se consideran los errores de cada eje canónico resulta que el de menor error es el que evalúa la anomalía de presión, DP (6%), y el de mayor error es el eje asociado a la evolución de la temperatura, DT (13%). En cada grupo el error medio es 9% en la clase C y 12% en CFF.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La clasificación de los eventos de vientos intensos en familias homogéneas es utilizada para estudiar en ingeniería civil la acción del viento sobre las estructuras y para determinar la distribución de probabilidades de las velocidades extremas del viento y los efectos extremos que provoca. Los trabajos publicados en este tema tienden a clasificar las condiciones meteorológicas que produjeron la RMA (extremos independientes) con diferentes esquemas de agrupamiento, en general, separan los eventos producidos por tormentas convectivas de los producidos por sistemas de escala sinóptica. Esta separación se debe a que las características del viento en ambos grupos son distintas: las ráfagas producidas por tormentas tienen velocidades muy altas, mientras que las velocidades horarias son bajas; y viceversa, cuando el extremo anual se produce por otro mecanismo.

En este trabajo se agruparon los mecanismos que

Nº	Clase	Fecha	Hora	Descripción
1	C	17/02/2004	12	BNA extendida, inestabilidad (LI < - 4 K)
2	C	06/04/2004	23	BNA extendida, inestabilidad (LI < - 4 K), flujo del norte en niveles bajos
3	C	16/12/2005	18	BNA extendida hacia el este, flujo del norte en capas bajas, inestabilidad (CAPE > 1500 J/kg)
4	C	25/08/2006	22	BNA extendida hacia el sudeste, depresión relativa ubicada en las localidades estudiadas la madrugada del día 26, flujo norte intenso en niveles bajos (V > 15 m/s)
5	C	02/12/2006	21	BNA extendida hacia el este, flujo del norte en capas bajas, inestabilidad (CAPE > 3000 J/kg)
6	C	21/10/2007	2	BNA, flujo del noreste, inestabilidad (CAPE > 2500 J/kg)
7	CFF	12/08/2008	5	Gradiente horizontal de presión por anticiclón post frontal, Frente frío pasa a las 03 hs, convergencia en capas bajas
8	CFF	22/10/2008	5	Frente Frío, depresión relativa ubicada en las localidades estudiadas a las 03 hs, inestabilidad (CAPE > 1500 J/kg)
9	CFF	04/04/2009	13	Frente Frío, convergencia en capas bajas
10	C	26/12/2009	20	Centro y norte de Argentina dominado por sistema de baja presión térmico, fuerte inestabilidad especialmente a las 18 hs (CAPE > 4000 J/kg)
11	CFF	1/09/2010	0	Frente Frío, BNA extendida al sudeste y Anticiclón en el Océano Atlántico producen flujo del noreste en capas bajas
12	CFF	17/09/2011	3	Frente Frío, BNA extendida hacia el este (conectadas BNOA y BCH), depresión relativa ubicada en las localidades estudiadas a las 03 hs
13	CFF	30/11/2011	10	Fuerte gradiente horizontal de presión por Anticiclón en el centro del país y baja migratoria al este de Uruguay, Frente Frío
14	C	11/01/2012	17	BNA extendida hacia el este, convergencia en capas bajas, inestabilidad (CAPE < 2000 J/kg)
15	C	29/11/2012	2	BNA, inestabilidad (LI < - 3 K)
16	CFF	24/10/2013	3	Frente Frío, gradiente horizontal de presión por anticiclón post frontal ubicado en el centro del país, convergencia en capas bajas
17	C	31/10/2013	1	Flujo del noreste penetra hasta el norte de la Patagonia, profunda y extendida BNA e intenso Anticiclón en el Océano Atlántico, inestabilidad (LI < - 4 K)
18	CFF	08/01/2014	0	Frente Frío, convergencia en capas bajas
19	C	02/09/2014	6	BNA extendida hacia el este, flujo del norte en capas bajas, inestabilidad (LI < - 4 K; CAPE < 2000 J/kg)

Tabla I: Clasificación de las fechas del grupo de entrenamiento. La enumeración de la primera columna corresponde a los puntos-individuos de la Figura 6. El horario de ocurrencia es en hora local. BNA: Sistema de baja presión en el norte del país. BNOA: Baja del Noroeste Argentino. BCH: Baja del Chaco. CFF: Convección asociada a Frente Frío. CAPE: Convective Available Potential Energy, LI: Lifted Index. V: vector velocidad en el nivel de 925 hPa.

originaron la RMA de Corrientes y Resistencia según tres esquemas clasificatorios analizando una serie de superestación formada por 77 registros. Cuando se observaron los datos horarios se encontró con la dificultad de series que no tienen las 24 horas de observaciones diarias en parte del período (1968-1975 en Resistencia; 1968-1997 en Corrientes) impidiendo el cálculo de los cambios de las variables hora a hora.

En el primer tipo de agrupamiento se separaron los eventos en originados por Tormenta de aquellos producidos por Otro Mecanismo

quedando en evidencia que lo que predomina en Corrientes y Resistencia son las tormentas convectivas puesto que de los 77 eventos analizados sólo 3 (3,9%) correspondieron a Otro Mecanismo.

En el segundo tipo clasificatorio se separaron los eventos de Viento Sinóptico de los de Viento No Sinóptico. Los eventos de viento sinóptico se definieron como aquellos producidos por una depresión en el norte de Argentina, frecuentemente ubicada en la frontera entre Paraguay y la provincia de Formosa, que con las horas se extiende a las ciudades estudiadas o

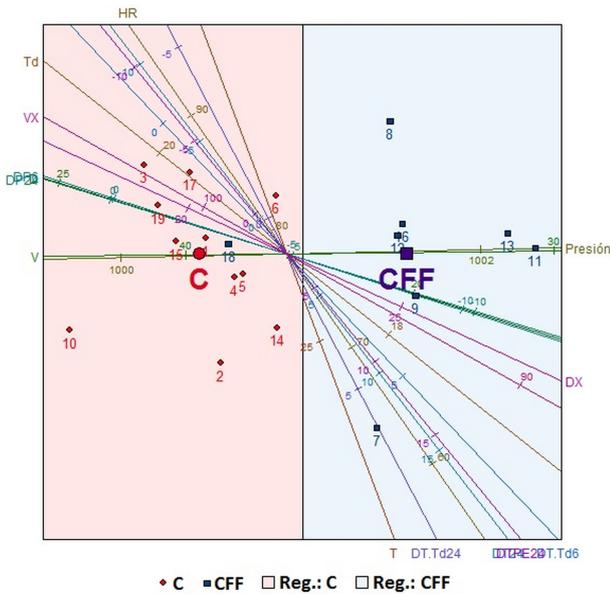


Figura 6: Posición en el plano principal de las fechas de la muestra de entrenamiento en función de los ejes multivariados. Sombreado cada una de las regiones de clasificación. Los números corresponden a los de la 1ª columna de la Tabla I. La posición media en el plano principal de cada grupo se indica con C de convección no asociada y CFF de convección asociada al pasaje de un sistema frontal frío.

desplaza a través de ellas. Estos eventos de escala sinóptica también están caracterizados por la ocurrencia de actividad convectiva. En este tipo de agrupamientos se concluye que la mayoría de los casos (93,5 %) son clasificados como Viento No Sinóptico. La cantidad de casos encontrados en este trabajo difiere de los reportados en Vallis y Loredou-Souza (2018) que encontraron 83 % de eventos no sinópticos cuando analizaron datos de estaciones meteorológicas automáticas y 100 % cuando utilizaron datos METAR y SYNOP de aeropuertos de Brasil, Argentina y otros países de Sudamérica. El algoritmo de detección que utilizaron incluía los cambios temporales de la temperatura, presión y temperatura de rocío. La diferencia entre los resultados de los autores mencionados y los de este trabajo se debe principalmente a las muestras analizadas, Vallis y Loredou-Souza (2018) analizaron 768 fechas, en el

Variable	Media Grupo C	Media Grupo CFF
T (K)	23,4	23,8
Td (K)	19,4	17,7
HR (%)	81,5	73,9
PRESIÓN (hPa)	1000,4	1001,5
D (°)	240	180
V (m s ⁻¹)	11,0	9,8
DP24 (hPa)	-2,6	-8,9
DP6 (hPa)	-2,7	-9,1
DT24 (K)	-0,4	6,5
DT-Td6 (K)	1,7	3,6
DT-Td24 (K)	0,03	2,3
DTPE24 (K)	-0,2	7,2
DX (°)	240	180 - 240
VX (m s ⁻¹)	27,6	26,2

Tabla II: : valores medios de las variables de cada uno de los grupos de la muestra de entrenamiento. En las direcciones del viento se muestra la más frecuente y no el promedio. D y V, dirección e intensidad del viento horario y DX y VX los correspondientes a la RMA.

período 2005 – 2015, con vientos cuya velocidad fue mayor o igual a 20 m s⁻¹, mientras que aquí se analizaron los eventos de la RMA (77 fechas).

El tercer esquema de clasificación separa la Convección no asociada a un sistema frontal frío de aquella que sí está asociada. Para ello se utilizó el método del análisis discriminante canónico como una metodología semiobjetiva en la que sólo la muestra de entrenamiento y los casos dudosos se clasifican en forma manual con los análisis de los campos meteorológicos y/o imágenes satelitales. En el resto de las fechas el resultado de la clasificación se obtiene de la inspección visual de la posición del evento en el plano principal de un ADC. Los resultados indican que 36 % de las fechas corresponden a tormentas convectivas asociadas a un sistema frontal frío, el 64 % restante son eventos producidos por convección no asociada a un frente frío. Estos resultados concuerdan con los encontrados por Nicolini y Torres Brizuela (1998) en un estudio estadístico de vientos fuertes (>15,0 m/s) asociados a convección en Ezeiza y Resistencia. Cuando tipificaron las situaciones meteorológicas a escala sinóptica correspondientes a los casos más intensos (v >20 m/s) encontraron que,

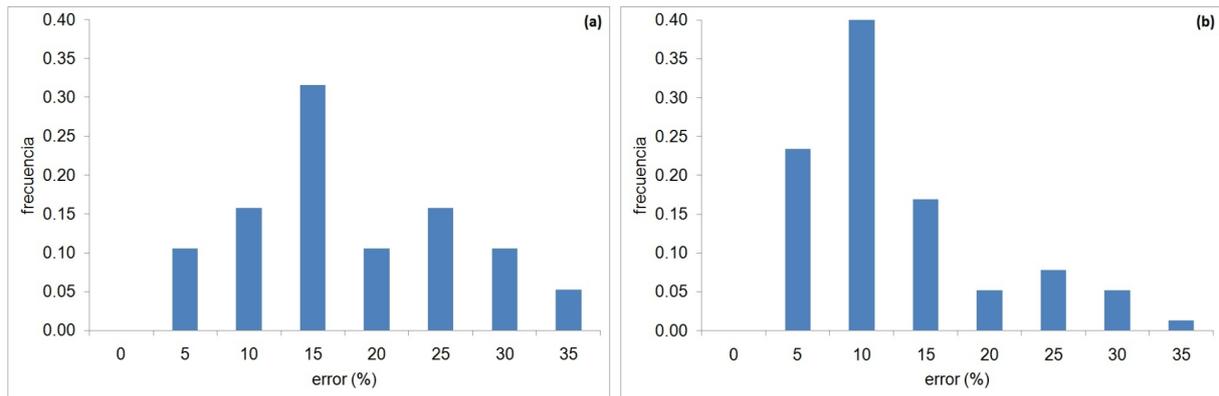


Figura 7: Distribución del valor absoluto del error relativo porcentual cometido con el método del ADC. (a) Muestra de entrenamiento. (b) Muestra total.

Nº	Tipo	Fecha	Hora	
1	C	20/12/1968	9	R
2	C	07/01/1969	21	C
3	CFF	18/09/1970	21	C
4	C	11/12/1970	3	R
5	C	11/11/1971	15	R
6	C	14/03/1972	15	R
7	C	10/01/1973	21	C
8	C	10/10/1973	15	R
9	CFF	29/10/1974	3	C
10	C	02/03/1975	3	C
11	CFF	08/11/1975	21	R
12	C	15/12/1976	21	R
13	C	31/12/1976	21	C
14	CFF	27/11/1977	9	C
15	C	03/11/1978	9	C
16	C	09/12/1979	2	R
17	CFF	10/02/1980	6	R
18	C	25/10/1981	0	R
19	CFF	14/12/1981	21	C
20	C	12/09/1982	4	R
21	C	19/01/1983	15	C
22	C	24/01/1983	3	R
23	CFF	17/10/1984	8	R
24	CFF	18/05/1985	21	C
25	CFF	12/01/1986	15	C
26	C	11/03/1986	9	R
27	CFF	25/07/1987	23	R
28	C	22/10/1988	16	R
29	CFF	20/11/1988	21	C
30	C	03/02/1989	7	R
31	CFF	09/04/1989	21	C
32	C	23/03/1990	14	R
33	CFF	12/12/1991	1	R
34	C	19/12/1991	21	C
35	CFF	28/04/1992	21	C
36	C	02/05/1993	12	C
37	C	28/11/1994	10	C
38	CFF	09/01/1995	7	C
39	C	01/12/1995	2	R
40	CFF	05/10/1996	2	C
41	C	26/12/1996	0	R
42	CFF	19/04/1997	14	R
43	C	12/11/1997	7	C
44	C	18/02/1998	4	C
45	C	23/11/1998	23	R
46	C	22/02/1999	19	C
47	CFF	28/06/1999	13	R
48	C	12/01/2000	4	R
49	CFF	23/11/2000	23	C
50	C	24/09/2001	8	C
51	C	15/11/2001	23	R
52	C	08/04/2002	7	R
53	CFF	28/08/2002	19	C
54	CFF	22/12/2003	8	R
55	C	17/02/2004	12	R
56	C	06/04/2004	23	C
57	C	16/12/2005	18	C
58	C	25/08/2006	22	C
59	C	02/12/2006	21	R
60	C	21/10/2007	2	R
61	CFF	12/08/2008	5	R
62	CFF	22/10/2008	5	C
63	CFF	04/04/2009	13	C
64	C	26/12/2009	20	R
65	CFF	01/09/2010	0	C
66	CFF	17/09/2011	3	C
67	CFF	30/11/2011	10	R
68	C	11/01/2012	17	R
69	C	29/11/2012	2	C
70	CFF	24/10/2013	3	C
71	C	31/10/2013	1	R
72	CFF	08/01/2014	0	C
73	C	02/09/2014	6	R
74	C	19/09/2015	12	C
75	C	13/12/2015	3	R
76	C	26/02/2016	21	R
77	C	12/10/2016	22	C

Tabla III: Clase de evento que produjo la RMA registrada. La 1º columna indica la numeración utilizada en la Figura 8, la 2º columna el resultado de la clasificación: C es evento convectivo no producido por el pasaje de un frente frío y CFF es convección asociada a un sistema frontal frío, luego están la fecha y hora y por último, en la 5º columna la estación meteorológica, R de Resistencia y C de Corrientes.

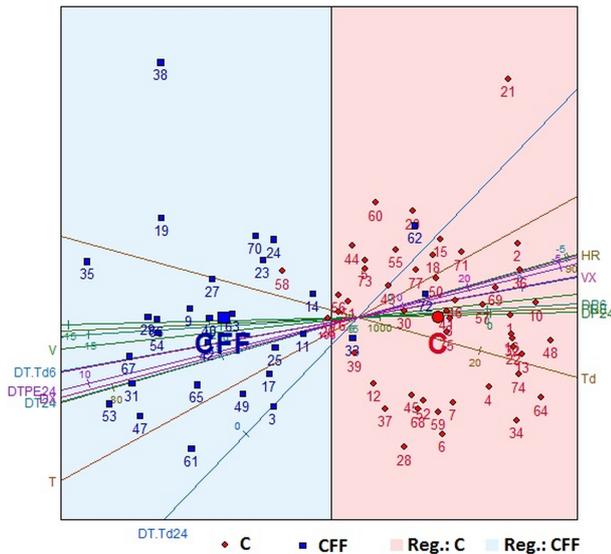


Figura 8: Posición en el plano principal de las fechas de la muestra superestación y ejes canónicos multivariados predictivos. Sombreado la región de cada clase. Los números corresponden a los de la 1ª columna de la Tabla III. La posición media en el plano principal de cada grupo se indica con C de convección y CFF para convección asociada a un frente frío y sus valores se muestran en la Tabla IV.

Variable	Media Grupo C	Media Grupo CFF
T (K)	22,3	23,3
Td (K)	20,1	19,6
HR (%)	88,2	82,9
PRESIÓN (hPa)	1000,9	998,0
D (°)	180	180
V (m s ⁻¹)	9,4	9,6
DP24 (hPa)	-1,6	-10,0
DP6 (hPa)	-1,6	-10,5
DT24 (K)	-1,5	5,2
DT-Td6 (K)	0,2	1,5
DT-Td24 (K)	-1,6	-0,7
DTPE24 (K)	-1,3	6,1
DX (°)	240	180
VX (m s ⁻¹)	28,3	27,4

Tabla IV: Ídem Tabla II del total de los 77 casos.

en Resistencia de los 22 casos que las autoras analizaron, 32 % (7 de 22) correspondieron al pasaje de un frente frío.

Las diferencias en 24 horas, desde la hora de la

ráfaga, muestran disminución de la temperatura (aumento de presión) en 5,2 K (10,0 hPa) en los eventos asociados a un frente frío que son comparables a los encontrados por Ferreira y Nascimento (2015).

Los errores de predicción de los eventos en función de los ejes multivariados, según la metodología usada del Biplot en el contexto del análisis canónico discriminante, fueron en promedio general de 10,5 % y se consideran adecuados.

El análisis de la interrelación entre los resultados muestra que de las 74 fechas clasificadas Tormentas como la causante de la RMA, 29 estuvieron asociadas al pasaje de un frente frío, y de estas 29 una sola estuvo relacionada con una depresión cerrada. De las 3 fechas restantes clasificadas como Otro Mecanismo el método del ADC efectuado a los datos medidos resultó que una corresponde a Convección asociada al pasaje de un frente frío y las otras dos a Convección no asociada.

La principal diferencia entre el segundo tipo de clasificación respecto del primero y tercero, es que éstos últimos se basan en el análisis de datos medidos en Resistencia y Corrientes.

Los tipos clasificatorios estudiados en este trabajo no tienen ventaja (o desventaja) uno sobre otro puesto que cada uno aborda un aspecto distinto del mecanismo que produce la ráfaga máxima anual. Sin embargo, dado que en Resistencia y Corrientes predomina la actividad convectiva como causante de la RMA el esquema de separación entre convección asociada o no a un frente frío proporciona mayor detalle.

La principal conclusión de este trabajo se refiere a que las localidades no están sometidas a clima eólico mixto, sino que la RMA se relaciona a un clima eólico simple dominado por actividad convectiva intensa que produce tormentas de las cuales sólo un tercio se asociaron al pasaje de un frente frío. Dentro de este tercio sólo una estuvo relacionada con una depresión cerrada ubicada

en el norte de Argentina (Viento Sinóptico).

Agradecimientos: Los datos de las libretas meteorológicas y los valores extremos diarios de Corrientes y Resistencia fueron brindados por el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina. Los autores agradecen a los revisores por sus comentarios y sugerencias. Este trabajo fue financiado con subsidios PI 04/I227 y PI 04/I228 de la Universidad Nacional del Comahue y PI 16 D005 de la Universidad Nacional del Noreste. Los autores agradecemos las valiosas sugerencias del Prof. Luis A. Arenas en la aplicación del ADC.

REFERENCIAS

- Altinger de Schwarzkopf, M. L. 1997. Fundamentos Meteorológicos que sustentan el trazado de Isolíneas de la velocidad básica de Viento del Reglamento CIRSOC 102-2005, Informe Interno, Centro de Investigación de los Reglamentos Nacionales de Seguridad para las Obras Civiles, Buenos Aires, Argentina (<https://www.inti.gob.ar/areas/servicios-industriales/construcciones-e-infraestructura/cirsoc/publicaciones>).
- Choi, E. C. C., 1999. Extreme wind characteristics over Singapore — an area in the equatorial belt. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*. 83, 61–69.
- Choi, E. C. C. y Hidayat, F. A., 2002. Gust factors for thunderstorm and non-thunderstorm winds. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*. 90, 1683 – 1696.
- Choi, E. C. C. y Tanurdjaja, A., 2002. Extreme wind studies in Singapore. An area with mixed weather system. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*. 90, 1611 – 1630.
- CIRSOC 102. 2005. Reglamento Argentino de Acción del Viento sobre las Construcciones, Centro de Investigación de los Reglamentos Nacionales de Seguridad para las Obras Civiles, Buenos Aires, Argentina.
- Cruz Castillo, J. G., Ganeshanandam, S., Mackay, B. R., Lawes, G. S., Lawoko, C. R. O. y Woolley D. J. 1994. Applications of canonical discriminate analysis. *Hortscience*, 29 (10), 1115 - 1119.
- Cuadras, C. M., 2014. Nuevos Métodos de Análisis Multivariante. C.M.C. Editions. Barcelona. 305 págs.
- Durkee, J. D. y Mote, T. L. 2010. A climatology of warm-season mesoscale convective complex in subtropical South America, *International Journal of Climatology*, 30, 418 - 431.
- Fernández Lorenzo, I. y Parnás, V. B. E. 2016. Análisis de métodos de vientos extremos para calcular las velocidades básicas. *Revista Cubana de Ingeniería*. VII, 2, 15 – 25.
- Ferreira, V. y Nascimento, E. L., 2016. Convectively-induced severe wind gusts in southern Brazil: surface observations, atmospheric environment, and association with distinct convective modes. *Actas 28th Conference on Severe Local Storms*. Portland, USA. 11 pp.
- Gomes, L. y Vickery, B. J., 1977/1978. Extreme wind speeds in mixed climates. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*. 2, 331 – 344.
- Kalnay, E. y coautores, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77:437 – 471.
- Kasperski, M., 2002. A new wind zone map of Germany. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*. 90, 1271 – 1287.
- Kruger, A. C., Retief, J. V. y Goliger, A. M. 2013. Strong winds in South Africa: Part 1: Application of estimation methods. *Journal of the South African Institution of Civil Engineering*. 55 (2), 29 – 45.
- la Grange, A., le Roux, N. y Gardner-Lubbe, S., 2009. BiplotGUI: Interactive Biplots in R. *Journal of Statistical Software*. 30, 12, 1 – 37.
- Lombardo, F. T., Main, J. A. y Simiu, E., 2009. Automated extraction and classification of thunderstorm and non-thunderstorm wind data for extreme-value analysis. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*. 97, 120 – 131.

- Lorbes Medina, J., Garcia-Orellana, Y., Pino, M. M. y Diaz, L., 2014. Análisis discriminante canónico con técnicas gráficas multivariadas aplicado a un diseño con dos factores. *AVANCES Investigación en Ingeniería* 11, 38 – 47.
- Natalini, B. y Natalini, M. B. 2018. Velocidades de viento extremas en el nordeste de Argentina. En prensa en *Rev. Int. de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*.
- Nicolini, M. y Torres Brizuela, M., 1997. Estadística de vientos Fuertes asociados a convección en Ezeiza y Resistencia y estudio numérico de los forzantes en un caso lineal. *Meteorológica*, 22, 19 – 35.
- Peña, D., 2002. Análisis de Datos Multivariantes. McGraw-Hill Interamericana de España S.L. 529 págs.
- Peterka, J. A. 1992. Improved extreme wind prediction for the United States. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*. 41, 533 – 541.
- Peterka, J. A. y Shahid, S. 1998. Design gust wind speeds in the United States. *Journal of Structural Engineering*. 124, 207 – 214.
- Rasmussen, K. L. y Houze, R. A. 2011. Orographic convection in subtropical South America as seen by the TRMM Satellite. *Monthly Weather Review*, 139, 2399 – 2420.
- Riera, J. D. y Reimundin, J. C. 1970. Sobre la Distribución de Velocidades Máximas de Viento en la República Argentina, Informe I-70-3, Laboratorio de Ensayos de Estructuras, Instituto de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán, Argentina.
- Riera, J. D., Viollaz, A. J. y Reimundin, J. C. 1977. Some recent results on probabilistic models of extreme wind speeds. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*. 2, 271 – 287.
- Salio, P., M. Nicolini y E. J. Zipser, 2007. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Monthly Weather Review*, 135, 1290–1309.
- Seluchi, M. E., 1993, Estudio del comportamiento de los sistemas sinópticos migratorios en la Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina. 276 pp.
- Seluchi, M. E. y Garreaud, R. D., 2012. Campos médios e processos físicos associados ao ciclo de vida da Baixa do Chaco. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 27, 447 – 462.
- Seluchi, M. E. y Saulo, A. C., 2012. Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: características, diferenças e semelhanças. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 27, 49–60.
- Simiu, E. y Filliben, J. J., 1999. Design gust wind speeds in the United States. *Journal of Structural Engineering*, 125, 1077-1080.
- Solari, G., De Gaetano, P. y Repetto, M. P., 2013. Wind Loading and Response of Structures in Mixed Climates, In: *Proceedings of The Eighth Asia-Pacific Conference on Wind Engineering*, Chennai, India.
- Torrielli, A., Repetto, M. P y Solari, G., 2011. Long-term simulation of the mean wind speed. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*, 90, 1139 – 1150.
- Twisdale, L. A. y Vickery, P. J., 1992. Research on thunderstorm wind design parameters. *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*, 41, 545 – 556.
- Vallis, M. B. y Loredó-Souza, A. M., 2018. Identification and classification of synoptic and non-synoptic extreme events. *Actas de las XXXVIII Jornadas Sudamericanas de Ingeniería Estructural*, Lima, Perú. 24 pp.
- Vidal, L. 2014. Convección extrema sobre Sudamérica: estructura interna, ciclos de vida e influencia de la topografía en la iniciación. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina. 275 pp.
- Viollaz, A. J., Riera, J. D. y Reimundin, J. C. 1975. Estudio de la distribución de velocidades máximas de viento en la República Argentina, Informe I-75-1, Laboratorio de Ensayos de Estructuras, Instituto de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán, Argentina.

Viollaz, A. J. 1997. Estimación de las velocidades de recurrencia de vientos en la República Argentina, Informe Técnico, Centro de Investigación de los Reglamentos Nacionales de Seguridad para las Obras Civiles, Buenos Aires, Argentina.

Zipser, E.J., Cecil, D.J., Liu, C., Nesbitt, S.W. y Yorty, D.P. 2006. Where are the most intense thunderstorms on Earth? Bulletin of

the American Meteorological Society, 87, 1057 – 1071.

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.

CARACTERIZACIÓN DE LOS PAQUETES DE ONDAS EXTRATROPICALES EN EL VERANO DEL HEMISFERIO SURRoxana Sagarra^{1,2}, Marcelo Barreiro¹¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay. ²Instituto Uruguayo de Meteorología.

(Manuscrito recibido el 7 de mayo de 2019, en su versión final el 24 de octubre de 2019)

RESUMEN

En este trabajo se realizó un estudio climatológico de los paquetes de ondas extratropicales durante la temporada de verano en el hemisferio sur. Para caracterizar los paquetes de ondas se utilizaron datos de amplitud de la envolvente calculados a partir del campo de velocidad meridional en 300 hPa obtenido de NCEP-DOE Reanalysis 2. Utilizando un algoritmo de rastreo se determinaron las trayectorias de los paquetes de ondas y a partir de estas se estudiaron propiedades como duración, extensión espacial, velocidad media de propagación y áreas de formación y disipación. Además, se realizó un análisis interanual del conjunto determinado y se estudió la posible relación entre la actividad de los paquetes de ondas y los principales modos de variabilidad que afectan la circulación en el hemisferio sur (Modo Anular del Sur y El Niño Oscilación Sur). Del análisis se obtuvo que la duración de los paquetes rastreados se concentra en el rango 3-8 días, la extensión espacial se concentra en el rango 70°-120° de longitud y la velocidad media ronda los 21 m/s. No se observaron regiones de formación notorias y se destacó una región de disipación primaria comprendida en el Pacífico occidental con dos regiones secundarias comprendidas en el Índico occidental y el Atlántico occidental. Se complementó el estudio climatológico con el análisis de un caso particular en el que se observó precipitación acumulada importante en el sudeste de Sudamérica bajo la presencia de un paquete de ondas en altura, localizado y coherente que fue posible rastrear durante 14 días desde su comienzo en el Pacífico occidental.

Palabras clave: paquetes de ondas de Rossby, precipitación, hemisferio sur.

EXTRATROPICALWAVE PACKETS CHARACTERIZATION IN THE SOUTHERN HEMISPHERE SUMMER**ABSTRACT**

In this work, a climatological study of the extratropical wave packets during the summer season in the southern hemisphere was conducted. To characterize the wave packets we use the amplitude of the envelope calculated from the meridional velocity field at 300 hPa obtained from NCEP-DOE Reanalysis 2. Using a tracking algorithm, the trajectories of the wave packets were determined and climatological properties such as temporal duration, spatial extension, average velocity of propagation and areas of formation and dissipation were studied. In addition, interannual variability

was analysed to determine possible relationships between the activity of the wave packets and the main modes of variability affecting the circulation in the southern hemisphere (Southern Annular Mode and El Niño Southern Oscillation). We found that the duration of the traced packets is concentrated in the range 3-8 days, the spatial extension of the trajectories is concentrated in the range 70°-120° of longitude and the average speed is around 21 m/s. No significant formation regions were observed and a main dissipation region located in the western Pacific with two secondary regions in the western Indian Ocean and western Atlantic were found. The climatological study was complemented with the analysis of a particular case in which significant rainfall accumulations were observed in the southeast of South America under the presence of a localized and coherent wave packet in upper levels that was possible to track for 14 days since its beginning in the western Pacific.

Keywords: Rossby wave packets, precipitation, southern hemisphere

1. INTRODUCCIÓN

La posibilidad de incrementar la ventana del pronóstico del tiempo mas allá de una semana ha llevado a la búsqueda de estructuras persistentes en la atmósfera, tales como bloqueos o paquetes de ondas de Rossby (Hovmöller, 1949; Van Loon, 1956; Joung y Hitchman, 1982). Un paquete de ondas puede ser pensado como un conjunto compuesto por ondas sinusoidales de distintos números de onda, que interfieren constructivamente solo sobre una pequeña región del espacio y destructivamente en el resto (Grazzini y Lucarini, 2010).

Según Grazzini y Lucarini (2010) las perturbaciones siempre están presentes en la atmósfera de latitudes medias, pero es bajo ciertas condiciones atmosféricas que los paquetes de ondas pueden permanecer coherentes por varios días y conectar regiones remotas. La propagación y extensión de estos paquetes está controlada principalmente por la ubicación e intensidad del gradiente de vorticidad potencial de gran escala, que actúa como una guía de ondas y favorece que los paquetes permanezcan coherentes durante mayor tiempo (Chang y Yu, 1999; Souders et al., 2014a; Grazzini y Vitart, 2015).

Estudios observacionales y de modelado numérico han demostrado que las ondas baroclínicas tienden a organizarse en paquetes

localizados que presentan velocidades de grupo mayores que las velocidades de fase de sus componentes (Orlanski y Chang, 1993; Chang y Yu, 1999) y se propagan debido al mecanismo de “desarrollo corriente abajo” que puede ser explicado brevemente como el crecimiento de nuevas perturbaciones corriente abajo de perturbaciones preexistentes, desencadenado por flujos de energía ageostróficos provenientes de perturbaciones corriente arriba (Chang y Yu, 1999).

Como se mencionó anteriormente, en algunos casos estos paquetes de ondas son capaces de permanecer coherentes durante varios días y propagarse largas distancias, lo que permite que sean rastreados. Su representación realista en los modelos de tiempo aumenta la predictibilidad de fenómenos en superficie que estén asociados a ellos. Esto es importante, ya que numerosas investigaciones han vinculado eventos de tiempo severo tales como ciclogénesis explosiva, bloqueos y eventos extremos de precipitación en distintas regiones del globo con paquetes de ondas que permanecen coherentes (Chang, 2005; Martius et al., 2008; Grazzini y Vitart, 2015).

Según Souders et al. (2014b) es importante generar una climatología de formación y distribución de los paquetes de ondas debido no solo a que están relacionados a eventos de tiempo severo, sino también porque influyen en los errores de los pronósticos de mediano

plazo (3-10 días). Además, son importantes para entender la dinámica atmosférica ya que son un vínculo entre las ondas de Rossby individuales y los corredores de tormentas. Las características de la propagación de los paquetes de ondas dependen de la estación del año en consonancia con la variabilidad estacional de los corredores de tormentas. Según Chang (1999) y Souders et al. (2014b) la reducción en la actividad de estos paquetes en el verano del hemisferio norte es más pronunciada que en el verano del hemisferio sur, que presenta paquetes extremos (de gran duración temporal y extensión espacial) durante todo el año. Esto se debe a que en el verano austral el corredor de tormentas permanece zonalmente simétrico y en torno a los 50°S lo cual favorece la propagación de los paquetes.

Varios trabajos han buscado caracterizar estos paquetes de ondas a través de propiedades básicas como duración temporal, extensión espacial, velocidad media de propagación y zonas de formación y disipación. La mayor parte han concentrado sus estudios en el hemisferio norte y sus resultados se describen aquí como referencia. Dentro de ellos, Grazzini y Lucarini (2010) realiza un estudio espectral de los paquetes de ondas en el hemisferio norte en la franja de latitud 35°N-65°N durante invierno y verano y menciona que (i) adquieren velocidades de propagación promedio de 22°/día hacia el este sin exhibir cambios drásticos de invierno a verano, (ii) la distribución de la extensión espacial presenta un pico en 80° de longitud con una cola que alcanza valores de 200°, (iii) eventos coherentes de gran duración son relativamente raros, estando compuesta la mayor parte de la distribución por eventos con duración comprendida entre 3 y 6 días según la temporada. Por último, menciona que existe una amplia zona desde el este de China hasta el Atlántico central con un pico sobre el Pacífico central que se destaca como zona de formación de paquetes de ondas y otra sobre el Atlántico central y este con un pico en 300°E que se destaca como zona de disipación de paquetes de ondas.

Grazzini y Vitart (2015) también estudia

paquetes de ondas en el hemisferio norte en la franja de latitud 35°N-65°N, pero usando un método alternativo que se basa en el cálculo de la envolvente del viento meridional en 250 hPa a través de la transformada de Hilbert y el desarrollo de un algoritmo de rastreo de puntos. Para el período 1958-2012 encuentra en promedio 104 paquetes por año, presentes todos los meses con mínimos en febrero y agosto y máximos en primavera y otoño. La duración promedio obtenida es de 6 días, con sólo un 21% del conjunto superando los 8 días y un 1% los 14 días. La distancia típica recorrida es de 98.9° de longitud con sólo un 10% del conjunto superando los 180°. También encuentra áreas destacadas de formación y disipación en función de la temporada estudiada y menciona que en verano la formación de los paquetes no se observa restringida a una zona particular, mientras que la disipación no presenta variación estacional y se da principalmente en tres zonas: el Atlántico oriental, el área de las Rocallosas y el Mediterráneo central.

Souders et al. (2014b) estudia los paquetes de ondas en ambos hemisferios en latitudes medias, rastreándolos con un algoritmo basado en el seguimiento de características, aplicado al campo de amplitud de la envolvente. En este estudio se obtiene que la actividad de los paquetes de ondas casi desaparece en el verano boreal mientras que en el verano austral se mantiene constante. Expone que los paquetes duran en promedio 5.8 días y recorren una distancia de 119.2° en el hemisferio norte mientras que en el hemisferio sur duran 7.9 días y recorren una distancia promedio de 151°. Además, plantea que alrededor de un 70% de todos los paquetes duran menos de 8 días y se mueven más rápido en el hemisferio sur que en el norte con velocidades típicas entre 20-25 m/s y 15-20 m/s, respectivamente. De su trabajo se desprende que los paquetes en el hemisferio sur mantienen su coherencia por más tiempo y recorren mayores distancias, lo que los lleva a ser más atractivos para usarlos en la predicción del tiempo. Además, realiza un estudio interanual de la actividad de los paquetes de ondas rastreados para ambos hemisferios y para el hemisferio norte

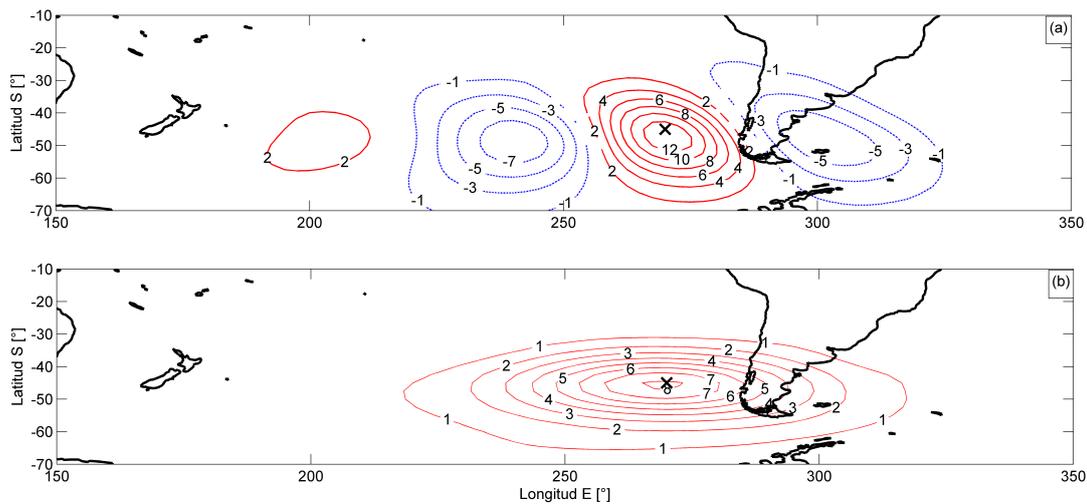


Figura 1: Regresión de los campos: (a) anomalía de velocidad meridional (v') en 300 hPa [m/s] y (b) amplitud de la envolvente de los paquetes de ondas [m/s], con la serie de referencia v' en 300 hPa, en el punto (270°E , 45°S).

la vincula con la ocurrencia de El Niño Oscilación Sur (ENOS).

Enfocado en el hemisferio sur, Barreiro (2017) estudia la variabilidad interanual de las trayectorias de los paquetes de ondas durante el verano. Encuentra que distintos patrones en el campo de temperatura de la superficie del mar (TSM) en el Pacífico ecuatorial durante años Niño inducen distintas anomalías de lluvia sobre Uruguay, debido en parte a que estos patrones de TSM cambian la trayectoria de la actividad transiente. No obstante, en este trabajo no se realizó un estudio climatológico de las características de los paquetes de ondas.

Teniendo en cuenta lo anterior, este trabajo apunta a realizar un estudio climatológico detallado de los paquetes de ondas en el hemisferio sur durante la temporada de verano, con la finalidad última de mejorar la comprensión de la variabilidad y predictibilidad atmosférica sobre el sudeste de Sudamérica. Se utiliza una metodología diferente a la planteada en Souders et al. (2014b) para identificar los paquetes de ondas que permite determinar la robustez de sus resultados. Asimismo, se realiza un estudio

de la variabilidad interanual y tendencia de la actividad de los paquetes de ondas vinculando estos resultados con ENOS y el Modo Anular del Sur (SAM).

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1 Datos

Para caracterizar los paquetes de ondas se utilizó el campo de amplitud de la envolvente calculado en estudios previos (Barreiro, 2017) a partir de medias diarias del campo de velocidad meridional en 300 hPa obtenido de NCEP-DOE Reanalysis 2 (NOAA/OAR/ESRL, PSD, Boulder, CO, USA – <http://www.esrl.noaa.gov/psd/> (Kanamitsu et al., 2002)). Este campo se calculó aplicando el método de la transformada de Hilbert manteniendo números de onda entre 4 y 11, que son representativos de los transientes en el hemisferio sur (Trenberth, 1981). Con el fin de caracterizar la estructura vertical de los paquetes de ondas se utilizaron del mismo reanálisis los campos diarios de velocidad meridional (v), altura de geopotencial (z), temperatura (T) y velocidad vertical en coordenadas de presión (ω) en siete niveles de altura (1000, 850, 700, 500, 300, 200 y 100 hPa). Además, para el estudio

del caso particular se utilizaron datos de presión a 2 m de altura cada 6 horas.

La resolución espacial de estos datos es $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ y el período estudiado está comprendido entre enero 1979 y diciembre 2013. Se consideró la estación de verano definida desde el 1 de diciembre de cada año al 31 de marzo del año siguiente (DEFM), quedando determinadas de este modo 34 temporadas. Además, el análisis se restringió únicamente al hemisferio sur y particularmente a la franja de latitud 40°S - 65°S .

Para el análisis del caso particular de lluvia sobre el sudeste de Sudamérica, se utilizó datos diarios de TRMM (Huffman et al., 2007) para los días 12 y 13 de marzo de 2011, con resolución espacial de $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$. Se restringió el estudio al dominio $[20^{\circ}\text{S}$ - 50°S , 250°E - $350^{\circ}\text{E}]$ que abarca parte de Sudamérica, del océano Pacífico y del océano Atlántico.

2.2 Metodología de rastreo de paquetes de ondas

El campo de amplitud de la envolvente con el que se busca caracterizar los paquetes de ondas es un campo definido positivo que adquiere valores altos donde hay valores altos de velocidad meridional como se observa en la Figura 1, donde se muestra el mapa de regresión entre el campo de amplitud de la envolvente y la serie de referencia dada por la anomalía de la velocidad meridional (v') en 300 hPa en el punto (270°E , 45°S). La progresión de la onda queda caracterizada por la progresión de la envolvente y la velocidad de desplazamiento de la envolvente es la velocidad de grupo de la onda.

Para construir el conjunto de trayectorias de paquetes de ondas se implementó un algoritmo de rastreo basado en el procedimiento desarrollado por Grazzini y Vitart (2015), con algunas modificaciones respecto a los parámetros utilizados. Por ejemplo, en este

trabajo consideramos la velocidad media de propagación del paquete constante para el rastreo mientras que en Grazzini y Vitart (2015) se determina en cada paso del mismo.

Previo a la aplicación del algoritmo se realizó un promedio latitudinal (meridional) del campo de amplitud de la envolvente en el cinturón 40°S - 65°S , donde se ubica aproximadamente la guía de ondas en la temporada de verano del hemisferio sur, entendiendo que esto rescata la mayor intensidad del fenómeno (Chang y Yu, 1999). Además, se determinó un umbral mínimo que tiene como función definir los valores significativos a seguir de esta variable. Como se menciona en Souders et al. (2014a) no hay propiedades físicas intrínsecas al fenómeno que gobiernen los límites de un paquete de ondas y debido a esto los mismos no son fácilmente definidos, por lo que la elección del umbral mínimo es arbitraria. Un umbral muy bajo permitiría el rastreo de ruido y un umbral muy alto generaría pérdida de información importante, por esto debe existir cierto compromiso en su elección. En este trabajo se determinó un rango de umbrales estudiando el comportamiento de los datos al filtrar la escala sinóptica con una ventana móvil de 7 días. De esta forma se obtuvo una distribución de frecuencias de los valores de amplitud de la envolvente (no se muestra) a partir de la cual se tomó 15 m/s como umbral de esta variable para toda la temporada por ser el valor más frecuente. Este umbral es del orden de los utilizados por Grazzini y Vitart (2015) y Souders et al. (2014a).

Por lo tanto, todos los valores del campo de amplitud de la envolvente previamente promediado en el cinturón de latitudes mencionado que estuvieran por debajo del valor umbral se llevaron a cero, para luego aplicar el algoritmo de rastreo que se puede sintetizar en los siguientes puntos.

1. Comienza el rastreo el primer día de cada temporada, localizando la posición del valor

máximo del campo de amplitud de la envolvente en ese día, p_1 .

2. Ubica la posición del máximo en el tiempo siguiente, p_2 , y decide si estos dos máximos pertenecen al mismo paquete de ondas chequeando si se encuentra dentro del intervalo determinado a partir de la velocidad media de propagación considerada, $[p_1 + 30^\circ/\text{dia} \pm 15^\circ/\text{dia}]$. Si esto sucede, el conjunto $\{p_1, p_2\}$ se guarda como trayectoria y se repite el procedimiento hasta que la posición del máximo del tiempo N , p_N , no pertenezca al intervalo determinado por p_{N-1} . De esta forma se obtiene la trayectoria formada por $\{p_1, p_2, \dots, p_{N-1}\}$.
3. En el caso que se interrumpa la rutina, se retoma el rastreo el día de comienzo del último paquete encontrado. Cuando todos los paquetes de ese día se hayan rastreado, se pasa al día siguiente y se repite el procedimiento descrito en 1 y 2.
4. Se repite el procedimiento descrito en 2 y 3 hasta que no se encuentren más paquetes, lo que implica que la matriz de datos original fue recorrida completamente.
5. Luego de obtener la matriz con las trayectorias generadas en primera instancia, se realiza la unión de las que pueden haber quedado truncadas. Para ello, se chequean criterios de cercanía entre el final y el comienzo de cada tramo de trayectoria y criterios de similitud respecto a la pendiente de cada tramo (ver Tabla I).
6. Por último, se descartan todas las trayectorias de menos de 3 días, para concentrarse en aquellas de interés para mejorar los pronósticos.

Luego de realizar un estudio inicial con el valor umbral 15 m/s, se varió dicho valor en el rango 13-18 m/s para evaluar la sensibilidad del código frente a este parámetro y de esta forma valorar su robustez.

Determinadas las trayectorias de los paquetes de ondas, se calcularon las siguientes propiedades:

duración expresada en días y calculada como $L - 1$, siendo L el largo de las trayectorias determinadas; *extensión espacial* expresada en $^\circ$ de longitud y calculada como la diferencia entre las longitudes del primer y último punto de la trayectoria; *velocidad media de propagación* expresada en m/s, teniendo en cuenta que $1^\circ/\text{día}$ equivale a 0.82 m/s para el círculo de latitud considerado y calculada como el cociente entre la distancia recorrida en $^\circ$ de longitud y la duración en días; *zonas de formación* determinadas a partir de la posición del primer punto de la trayectoria y *zonas de disipación* determinadas a partir de la posición del último punto de la trayectoria. Se estudió la variabilidad de estas propiedades a escala mensual, estacional (DEFM) e interanual. Para esta última escala se calculó la cantidad de trayectorias por temporada y se buscó un vínculo entre estos resultados con años Niño y Niña clasificados a partir del índice ONI de NOAA desde https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis/_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php. A su vez, se analizaron algunas de las propiedades mencionadas anteriormente buscando un vínculo con ENOS.

Para el estudio de caso se eligió una trayectoria que presentara gran extensión temporal y espacial y que estuviera próxima al sudeste de Sudamérica. Para ese rango de días se analizó el campo de presión en superficie y el campo de amplitud de la envolvente de los paquetes, con el propósito de vincular estos resultados con la lluvia acumulada en la región.

3. CLIMATOLOGÍA DE LOS PAQUETES DE ONDAS

3.1 Estructura vertical

Para estudiar la estructura vertical de los paquetes de ondas se realizó un análisis similar al descrito en Chang (1993) para el hemisferio norte, calculando la regresión lineal entre las anomalías de los campos v , z , T y ω , (v' , z' , T' y ω'), en distintos niveles de altura y la serie de referencia v' en 300 hPa en un punto del océano

Parámetros	
Umbral mínimo	15 m/s
Velocidad media del paquete	24.6 m/s \sim 30 °/día
Cercanía entre puntos	1000 km
Similitud de pendientes	20 °/día

Tabla I: Parámetros utilizados en el algoritmo de rastreo para definir valores significativos a seguir y criterios de uniones de tramos de trayectorias.

Pacífico SE (270°E, 45°S).

En la Figura 2 se presenta la estructura vertical del paquete de ondas dado por la regresión, donde se destaca para v' (Figura 2a) una estructura espacial desarrollada desde el tope de la tropósfera (200 hPa) hasta superficie con un máximo en torno a 300 hPa observándose la inclinación al oeste con la altura de las perturbaciones, principalmente para aquellas que se encuentran corriente arriba del punto de referencia. En el campo z' (Figura 2b) se observan estructuras similares a las mencionadas anteriormente con un máximo en 300 hPa y en cuadratura respecto al campo v' como es de esperarse de una dinámica cuasi-geostrófica. La regresión con T' (Figura 2c) presenta máximos en torno a 700 hPa y las perturbaciones muestran una inclinación al este con la altura con un cambio de signo cerca de la tropopausa. Estos máximos son positivos en regiones donde z' es positivo y negativos en regiones donde z' es negativo. Por último, la regresión con ω' (Figura 2d) presenta un máximo en torno a 500 hPa con valores negativos (ascenso de aire) al este de la vaguada en altura y valores positivos (descenso de aire) al oeste. Estos resultados son consistentes con una onda baroclínica y son similares a los discutidos en Chang (1993) para el hemisferio norte.

3.1.1. Caso particular de estudio

A modo de ejemplo, se realizó el análisis de un caso particular para el cual se eligió una trayectoria que tuviera gran duración y extensión espacial y además que alcanzara la región de interés 300°E-310°E en su recorrido. Determinada esta trayectoria se analizó el campo

de presión en superficie y la precipitación acumulada durante los días en los que el paquete de ondas estuvo próximo a la región mencionada.

La trayectoria elegida se presenta en la Figura 3, que es un diagrama de Hovmöller del campo de amplitud de la envolvente de los paquetes de ondas promediado en el cinturón de latitud 40°S-65°S. En ella se puede observar que el algoritmo comenzó a rastrear el paquete de ondas el 1 de marzo alrededor de 70°E (al oeste de Australia) y finalizó el rastreo el 14 de marzo alrededor de 320°E (al este de Sudamérica). Este paquete de ondas recorrió 250° de longitud y se mantuvo coherente por 14 días. A partir de la figura se puede observar que el paquete rastreado se encontró próximo a la región de estudio durante los días 12 y 13 de marzo.

Para caracterizar la situación durante estos dos días se analizó el campo de geopotencial en 300 hPa (Figura 4a) y el campo de presión en superficie (Figura 4b). En altura, superpuesto al campo de geopotencial, se presenta el campo de amplitud de la envolvente de los paquetes de ondas. En los dos paneles se visualiza la evolución de la perturbación al cabo de los dos días. Durante el 12 de marzo se encuentra ubicada en el sur de Sudamérica desplazándose al este en el período observado y disminuyendo su amplitud hacia el 13 de marzo. En dicho período se distingue una vaguada en el campo de geopotencial sobre la misma región. Consistente con la situación en altura, en superficie desde las 06Z del 12 de marzo (segunda imagen panel izquierdo) se observan valores de presión de 1005 hPa sobre la provincia de Buenos Aires que tienden a disminuir en el correr del período. La depresión que comienza a formarse sobre esta

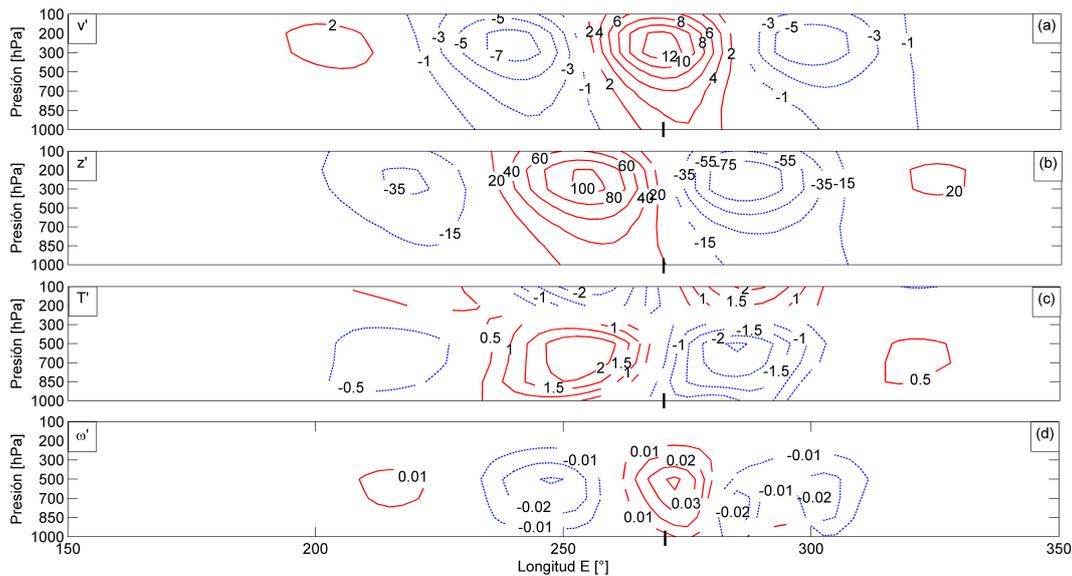


Figura 2: Corte vertical y longitudinal de las regresiones de los campos: (a) anomalía de velocidad meridional (v') [m/s]; (b) anomalía de geopotencial (z') [m]; (c) anomalía de temperatura (T') [$^{\circ}$] y (d) anomalía de velocidad vertical (ω') [Pa/s], en 45° S con la serie de referencia v' en 300 hPa, en el punto (270° E, 45° S). Se indica en el eje horizontal el punto de referencia.

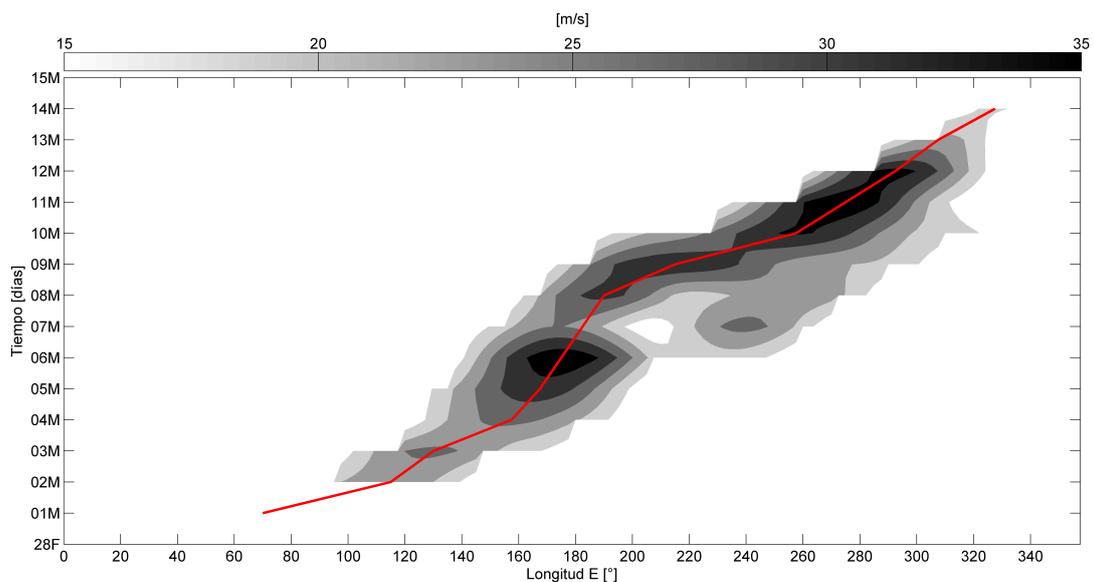


Figura 3: Temporada D2010-M2011, período 01/03/2011-14/03/2011: trayectoria determinada con el algoritmo de rastreo utilizando como valor umbral 15 m/s (línea continua) y campo de amplitud de la envolvente promediado en el cinturón 40° S- 65° S [m/s] (sombreado).

región se desarrolla y se profundiza alcanzando valores de 990 hPa en su trayecto al SE al cabo de las 18Z del 13 de marzo.

En consonancia con lo anterior, un análisis

de la velocidad vertical (ω) en niveles medios (500 hPa) indica ascenso de aire delante de la vaguada en altura y descenso de aire detrás (no se muestra), configuración que favorece el desarrollo y profundización de la baja presión

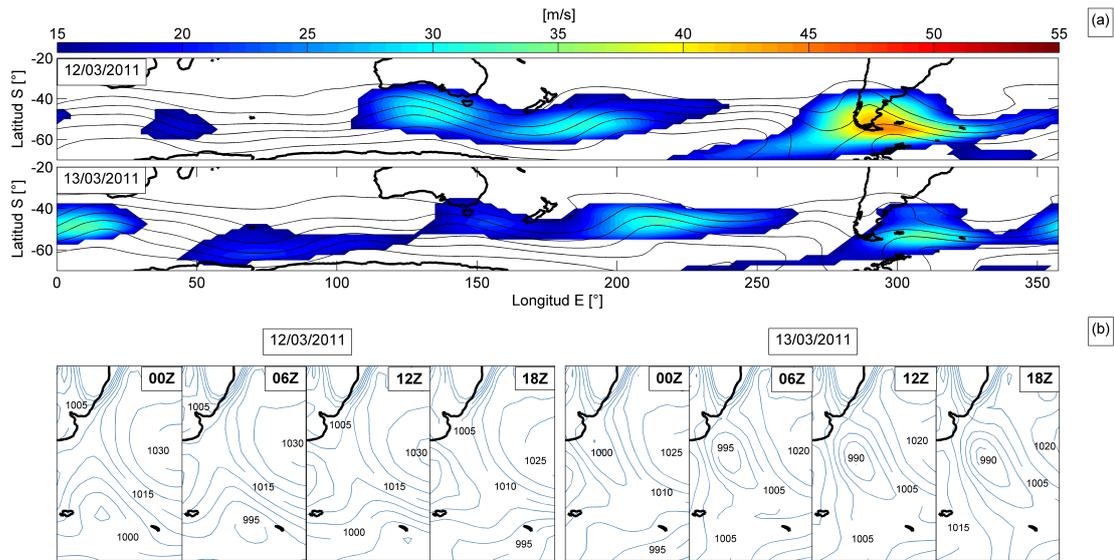


Figura 4: (a) Campo de geopotencial en 300 hPa [m] (contornos desde 8500 m cada 200 m) y campo de amplitud de la envolvente [m/s] (color, desde 15 m/s); (b) presión a 2 m cada 6 horas [hPa] durante el 12 y 13/03/2011.

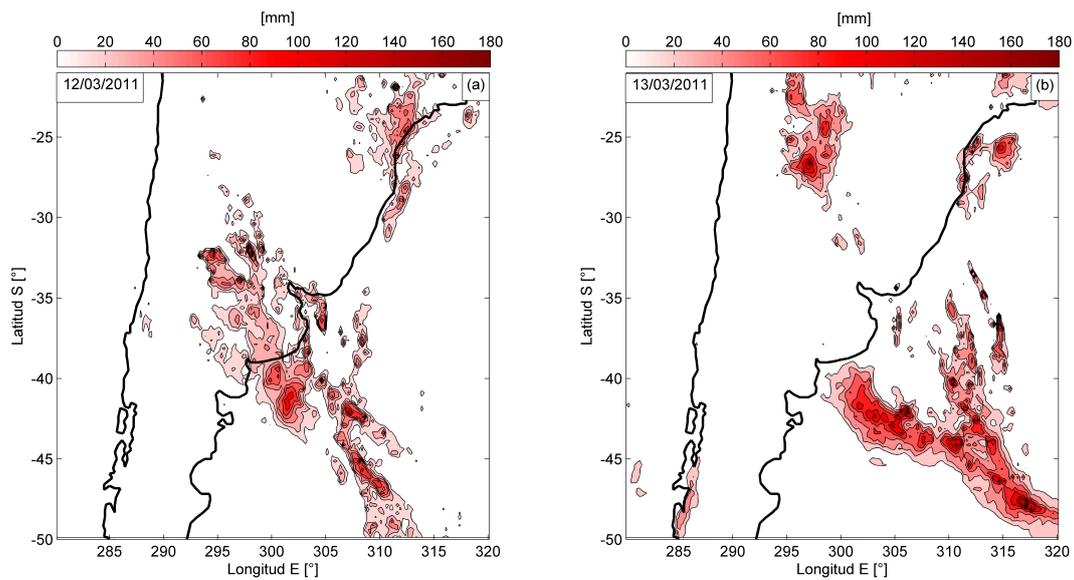


Figura 5: Precipitación [mm] en el período considerado: (a) 12/03/2011; (b) 13/03/2011.

en superficie. Para visualizar la precipitación acumulada durante el 12 y 13 de marzo de 2011 se utilizaron datos de TRMM (Figura 5) donde se observa el reflejo de lo discutido a partir del campo de presión en superficie, con precipitación acumulada de hasta 180 mm en las zonas donde se observa el desarrollo de la baja y donde se ubicaría el frente frío asociado.

3.2 Caracterización de paquetes de ondas extratropicales

3.2.1. Estacional

Previo al análisis del conjunto de trayectorias se calculó la climatología (promedio y desviación estándar) del campo de amplitud de la envolvente para observar su estructura espacial y la variabilidad de los datos (no se muestra). Como

era esperable, se obtuvieron valores mínimos de amplitud en la región tropical y polar y máximos en latitudes medias con valores rondando los 10-20 m/s. A su vez, se observó mayor variabilidad del campo en las regiones de mayor amplitud.

Aplicando el algoritmo de rastreo con los parámetros descritos en la Tabla I se obtuvieron 1099 trayectorias en el período considerado, contando en promedio 32 paquetes por temporada (DEFM), resultado del mismo orden al obtenido por Grazzini y Vitart (2015) para el hemisferio norte.

Fue calculada la duración, extensión espacial y velocidad media de las trayectorias determinadas para DEFM, estos resultados se muestran en la Figura 6. Con respecto a la duración de los paquetes de ondas (Figura 6a), se obtuvo una distribución asimétrica sesgada positivamente con una cola que alcanza la veintena de días. El límite inferior del conjunto es 3 días, el superior es 23 días y la mediana del conjunto es 4 días. Alrededor del 90 % de las trayectorias halladas se concentra en el rango 3-8 días, un 8 % en el rango 8-14 días y sólo un 2 % supera los 14 días. En consonancia con la duración, para la distancia recorrida por los paquetes de ondas se obtuvo una distribución asimétrica sesgada positivamente con una cola que supera los 360° de longitud (Figura 6b). Es decir, en algunos casos el paquete de ondas da más de una vuelta al planeta manteniendo su coherencia. Alrededor del 80 % de las trayectorias obtenidas se encuentran concentradas en el rango 30°-170° de longitud con un máximo en torno a 88° de longitud y sólo un 2 % supera los 360° de longitud. Estos resultados son similares a los obtenidos por Souders et al. (2014b) para el hemisferio sur. El mínimo recorrido del conjunto de trayectorias determinado es 13° y el máximo es 583°, la mediana es 107° y el RIQ 85°. Por último, respecto a la velocidad media se puede observar que esta variable muestra poco sesgo hacia valores pequeños y puede considerarse aproximadamente simétrica en torno a 21 m/s (Figura 6c). El 78 % de los paquetes rastreados se

concentran en el rango 15-30 m/s, similar a los resultados presentados por Souders et al. (2014b) para el hemisferio sur. La media del conjunto es 20 m/s y la desviación estándar 6.6 m/s.

No se observan zonas destacadas de formación sino máximos y mínimos relativos distribuidos uniformemente en todo el rango de longitudes (Figura 7a) y en la distribución de los finales de las trayectorias se destaca principalmente la región del Pacífico occidental comprendida en la franja 130°E-200°E y dos máximos secundarios en el Índico occidental (30°E-50°E) y el Atlántico occidental (320°E-350°E) (Figura 7b).

3.2.2. Mensual

Para analizar cómo varían las propiedades presentadas en la sección anterior mes a mes dentro de la temporada de verano se clasificaron las trayectorias obtenidas dentro de cada mes de la temporada en función del primer día rastreado.

Se determinó la cantidad de trayectorias obtenidas por mes, destacándose un máximo en diciembre y un mínimo en febrero como se detalla en la Tabla II. En Souders et al. (2014b) se estudia la frecuencia de formación de paquetes de ondas por mes en el hemisferio sur y se obtiene un aumento en la cantidad de paquetes desde diciembre a marzo (FIG. 4). La principal diferencia con nuestros resultados se observa para el mes de diciembre, donde logramos rastrear alrededor de un 10 % más de paquetes de ondas.

Cantidad de trayectorias			
Diciembre	Enero	Febrero	Marzo
296	268	263	272

Tabla II: Cantidad de paquetes de ondas rastreados en el período 1979-2013, discriminados por mes.

Para las distintas propiedades estudiadas, a grandes rasgos se obtienen distribuciones similares a las presentadas en la sección anterior, tanto en la forma como en los valores alcanzados (no se muestra). Como características a resaltar, con respecto a la duración de los paquetes de

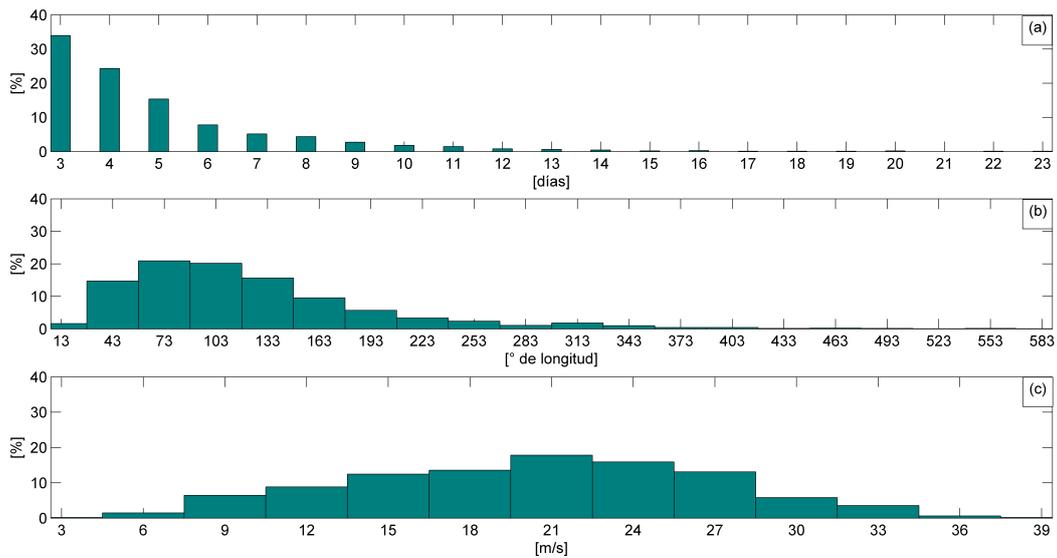


Figura 6: Los gráficos están expresados en porcentaje sobre un total de 1099 trayectorias para todo el período. (a) Distribución de la duración de las trayectorias [días]; (b) distribución de la distancia recorrida por los paquetes de ondas [° de longitud] y (c) distribución de la velocidad media de las trayectorias [m/s].

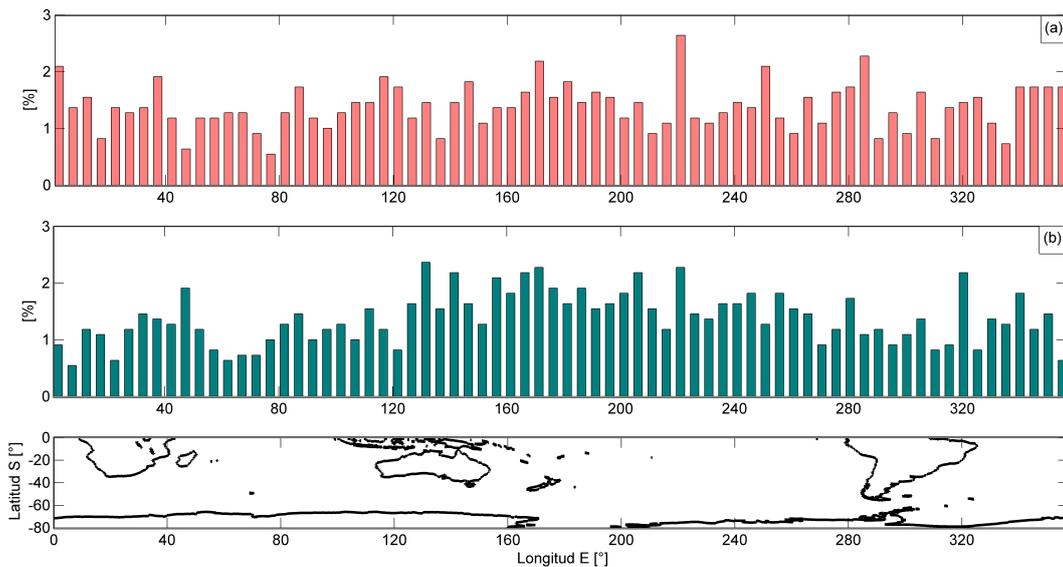


Figura 7: Los gráficos están expresados en porcentaje sobre un total de 1099 trayectorias para todo el período. (a) Distribución de las zonas de comienzo de las trayectorias; y (b) distribución de las zonas de finalización de las trayectorias.

ondas se observa en marzo un aumento en los casos de corta duración, principalmente los de 3 días y una disminución en los casos de larga duración, ninguno superando los 15 días. Este comportamiento en los casos de corta y larga duración probablemente se deba a que

marzo es el último mes de la temporada por lo cual las trayectorias que comiencen al final de este mes y continúen durante abril quedan cortadas aumentando los casos de corta duración y disminuyendo los de larga duración. Las distribuciones del recorrido de los paquetes para

diciembre y febrero muestran cierta similitud y se diferencian respecto a la de enero, en función del rango donde concentran la mayor cantidad de casos y como están distribuidos. En particular, enero presenta igual número de paquetes que recorren distancias entre 73° a 133° de longitud, mientras que febrero muestra un máximo marcado alrededor de 73° de longitud (no se muestra). Con respecto a la velocidad media se destaca la similitud entre las distribuciones de diciembre y enero diferenciándose respecto a la de febrero, principalmente en la forma y el rango que concentra la mayor cantidad de casos. Las medianas de la velocidad media de los paquetes de ondas para los meses diciembre, enero y febrero son 20 m/s, 22 m/s y 21 m/s respectivamente mientras que los RIQ son 9 m/s, 9 m/s y 10 m/s. De lo anterior se desprende que los paquetes de ondas en su mayoría, durante diciembre se desplazan más lento que durante enero, mientras que en febrero se observa una distribución uniforme de las trayectorias en todo el rango de velocidades (no se muestra). Por último, no se observa gran variabilidad mensual para las zonas de formación y disipación.

Luego del análisis a escala estacional y mensual del conjunto de trayectorias determinadas utilizando el valor umbral 15 m/s, se buscó observar cuánto y cómo varían estas propiedades al modificar el umbral considerado y de esta forma evaluar cuán robustos son los resultados frente a este parámetro. Para ello, se varió el umbral en el rango 13-18 m/s y se calcularon las mismas propiedades de la sección 3.2.1 encontrando que los resultados no son considerablemente sensibles a la variación del umbral (ver anexo).

3.3 Variabilidad interanual del conjunto de trayectorias

Para analizar la variabilidad interanual del conjunto se calculó la cantidad de trayectorias por temporada que se presenta en la Figura 8. En ella se observa gran variabilidad interanual del conjunto con un mínimo de 26 trayectorias en las temporadas D1989-M1990 y D1992-M1993

y un máximo de 41 trayectorias en la temporada D1999-M2000 para el umbral 15 m/s.

A su vez, se estudiaron algunas propiedades temporada a temporada para observar su variabilidad interanual, entre ellas la duración de los paquetes de ondas (Figura 9). En ella se rescata lo observado en la Figura 6a, donde la mayoría de las trayectorias están concentradas en el intervalo 3-8 días y dentro de este rango la mayor cantidad de eventos se ubican entre 3 y 5 días. Observando las temporadas se encuentran años con muchas trayectorias de poca duración, por ejemplo, D1999-M2000 y otros con los eventos mejor distribuidos en el rango de días, por ejemplo, D1979-M1980, destacándose gran variabilidad interanual en esta variable. Otras propiedades como la distancia recorrida y la velocidad media también muestran gran variabilidad temporada a temporada (no se muestra).

Para estudiar la vinculación de ocurrencia de paquetes de onda con ENOS se clasificaron las temporadas en Niño y Niña (según ONI_NOAA) y se calculó el número promedio de trayectorias para cada caso. Como segundo paso se clasificaron las temporadas en Niño canónico y Modoki (Wang C. y Wang X., 2013), calculando en cada caso el promedio de trayectorias como se muestra en la Tabla III.

Las diferentes clasificaciones arrojaron diferencias máximas cercanas a un 7%, o sea que no mostraron diferencias significativas en la actividad de los paquetes de ondas caracterizada por el número de paquetes rastreados. Al analizar las distintas propiedades (duración, extensión espacial, velocidad media y zonas de formación y disipación) clasificando las temporadas tampoco se observó una relación con respecto a valores extremos o concentración de mayor cantidad de casos dentro de cierto rango de valores. Esto podría deberse a que el impacto de El Niño en las trayectorias de los transientes ocurre principalmente en latitudes subtropicales (Barreiro, 2017).

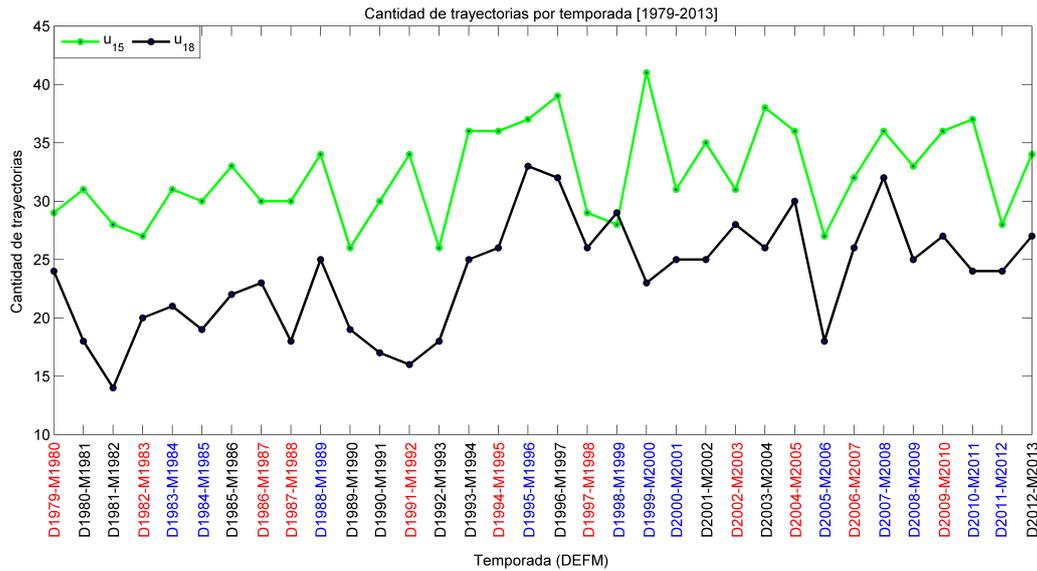


Figura 8: Variabilidad interanual del conjunto de trayectorias obtenido utilizando como valor umbral 15 m/s y 18 m/s. En rojo se identifican las temporadas Niño, en azul las temporadas Niña y en negro las temporadas neutras (ONI_NOAA).

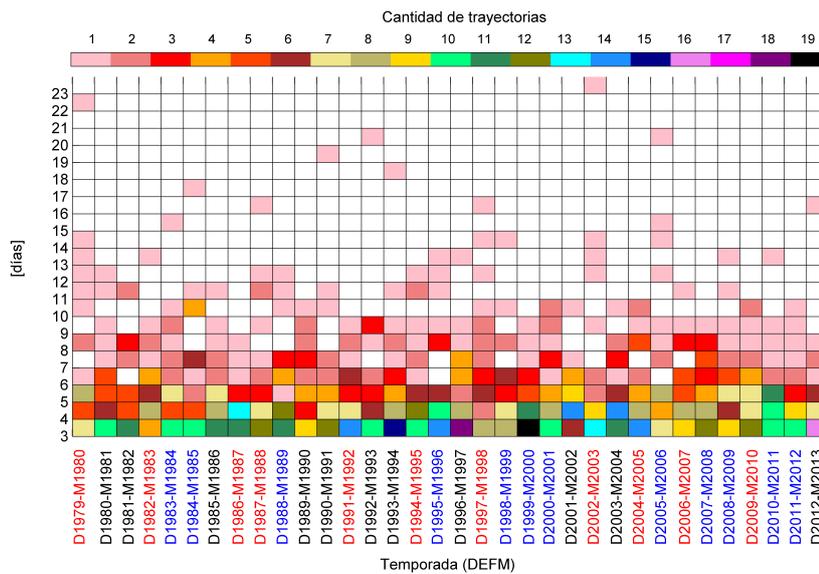


Figura 9: Duración de las trayectorias [días] en función de la temporada. Cuadros en color muestran la cantidad de trayectorias para una temporada y una duración específica, los cuadros blancos indican 0 trayectorias.

Analizando detalladamente la Figura 8 se observa un salto en el promedio de trayectorias entre los períodos 1979-1993 y 1993-2013 para el umbral 18 m/s, pasando de un promedio de 20 a 27 trayectorias. Este salto es llamativo porque se observa solo para los umbrales mayores a 15 m/s (Figura 10) y además porque se produce a

principio de la década de los noventa cuando el índice SAM comienza a presentar una tendencia hacia valores positivos (<https://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html> (Marshall, 2003)). Como este modo de variabilidad tiene influencia en la ubicación latitudinal de la corriente en chorro tiene sentido pensar que pueda existir

TEMPORADA	Cantidad de trayectorias
Niño	32
Niña	33
Niño Canónico (82-83, 86-87 y 97-98)	29
Niño Modoki (79-80, 87-88, 90-91, 91-92, 92-93 93-94, 94-95, 02-03, 04-05 y 09-10)	31

Tabla III: Promedio de paquetes de ondas rastreados al clasificar las temporadas en Niño, Niña, Niño Canónico y Niño Modoki.

una conexión entre este modo y la cantidad de trayectorias rastreadas. En este sentido, se realizó un análisis de composites del campo de geopotencial en 200 hPa para los dos períodos mencionados anteriormente. Este muestra un corrimiento de la corriente en chorro al sur durante el segundo período (1993-2013) lo cual favorecería el rastreo de los paquetes de ondas con la metodología desarrollada en este trabajo ya que quedarían mayormente comprendidos dentro del cinturón de latitudes considerado para el rastreo. Además, la correlación entre el índice SAM y el número de trayectorias para el umbral 18 m/s es de 0.35, la cual es estadísticamente significativa al 10% con un test de dos extremos. Si se quita la tendencia lineal a ambas series la correlación se reduce a 0.16 que no es estadísticamente significativa. Este análisis indica que ambas series están fundamentalmente correlacionadas a través de la tendencia y no a nivel interanual. Así, la tendencia hacia valores positivos de SAM desde la década de los noventa ha incrementado el número de trayectorias en la banda de latitudes 40°S-65°S. Como se observó anteriormente, esta conexión se ve reflejada sólo para umbrales altos. El mecanismo físico asociado a esta relación deberá ser estudiado en detalle para determinar si efectivamente existe una relación de causalidad.

4. RESUMEN Y DISCUSIÓN

En este trabajo se buscó caracterizar los paquetes de ondas extratropicales en el hemisferio sur durante la temporada de verano, utilizando el campo de amplitud de la envolvente de la velocidad meridional en 300 hPa y determinando sus trayectorias por medio de un algoritmo

basado en identificación de características que sigue el trayecto de los máximos del campo. A su vez, se complementó el análisis estudiando la variabilidad mensual e interanual del conjunto de trayectorias determinadas.

Utilizando como valor umbral 15 m/s, se rastrearon 1099 paquetes de ondas generando un promedio de 32 trayectorias por temporada. Se determinó que en su mayoría los paquetes de ondas rastreados se mantienen coherentes entre 3 y 8 días, recorren una distancia entre 30° y 170° de longitud y tienen velocidades medias en el entorno a los 21 m/s. Analizando la posición de los comienzos y finales de los rastreos se obtuvo que no se destacan zonas de formación importantes observándose una zona de disipación notoria comprendida en el Pacífico occidental y dos zonas secundarias comprendidas en el Índico occidental y el Atlántico occidental que deberán ser estudiadas en detalle para entender si existe alguna razón física que explique este resultado. Se complementó el análisis con el estudio de una trayectoria particular de un paquete de ondas que permaneció coherente durante 14 días para estudiar cómo el seguimiento de paquetes puede ayudar a la predicción del tiempo en la región.

Respecto a la variabilidad mensual del conjunto de trayectorias, se observa un máximo de actividad en diciembre y un mínimo en febrero, con un aumento hacia marzo. En general, se obtuvieron distribuciones similares de las propiedades estudiadas para todos los meses de la temporada. Con respecto a la velocidad media se observa que durante diciembre los paquetes tienden a adquirir velocidades más pequeñas que en enero y durante febrero y marzo la mayoría

de los casos se distribuye uniformemente en un rango de velocidades de 15 m/s a 27 m/s.

Se observó también que el conjunto de trayectorias presenta gran variabilidad interanual tanto en la cantidad de trayectorias obtenidas por temporada como en las propiedades estudiadas. En general, no se encontró vinculación entre la actividad de los paquetes de ondas caracterizada por la cantidad de paquetes rastreados y ENOS y tampoco entre las características de estos paquetes (duración, recorrido y velocidad media) y ENOS. Por otro lado, se sugiere una posible relación con SAM a través de la tendencia lineal de ambas series, principalmente para valores altos de umbral.

Por último, respecto a la sensibilidad del algoritmo al variar el umbral mínimo, se concluye que éste es robusto en los resultados obtenidos ya que al analizar las distribuciones de las variables estudiadas se obtienen distribuciones similares para todos los umbrales considerados. La diferencia principal que se repite variando el umbral, tanto para la duración como el recorrido de los paquetes de ondas, es que al aumentar el valor umbral se observa una disminución de los casos extremos. Esto es coherente ya que los valores significativos a rastrear son más altos quedando máximos locales aislados a medida que aumenta el umbral.

Un trabajo a futuro será determinar la representación de estos paquetes en los modelos de pronóstico y la predictibilidad de los fenómenos meteorológicos asociados para el hemisferio sur.

Agradecimientos: Este trabajo fue financiado en el marco del proyecto ANII FCE_1_2014_1_104539.

ANEXOS

Sensibilidad del algoritmo con el umbral

A través de este análisis se buscó observar cuánto y cómo varían las propiedades calculadas

sobre el conjunto de trayectorias determinado, al modificar el valor umbral. En primera instancia se calculó la cantidad de trayectorias por temporada (Figura 10). Intuitivamente surge pensar que al aumentar el umbral se debería obtener menor cantidad de trayectorias debido a que los valores significativos a seguir son más altos y se pierden las trayectorias que siguen paquetes con menor amplitud, mientras que es esperable que suceda lo contrario si se disminuye el umbral.

A grandes rasgos se obtiene esta idea intuitiva ya que en la mayoría de las temporadas se observa un mayor número de trayectorias a medida que disminuye el umbral. Sin embargo, algunas temporadas particulares, por ejemplo D1979-M1980, no siguen esta regla lo cual podría deberse a que los máximos locales a rastrear quedan tan aislados que en vez de perder una trayectoria completa al aumentar el umbral esta queda dividida en varias más cortas generando un aumento en la cantidad de trayectorias. También se observan temporadas en las cuales no cambia significativamente la cantidad de trayectorias respecto al valor umbral, por ejemplo D1997-M1998 y D1998-M1999, mientras que en otras el número de trayectorias cambia significativamente al variar el umbral, por ejemplo D1981-M1982 y D1991-M1992.

Respecto a la duración de los paquetes de ondas, para todos los umbrales se obtienen distribuciones similares, asimétricas sesgadas positivamente y con largas colas que alcanzan la veintena de días (no se muestra). Para todos los umbrales se obtuvo que más del 90 % de las trayectorias halladas se encuentran comprendidas en el rango 3-8 días, variando este porcentaje entre 91 % y 93 % para los umbrales 13 m/s y 18 m/s respectivamente. También se observa que a medida que aumenta el valor umbral los pocos casos extremos tienden a disminuir su duración, seguramente por lo mencionado anteriormente. En el caso del recorrido de los paquetes se obtiene para todos

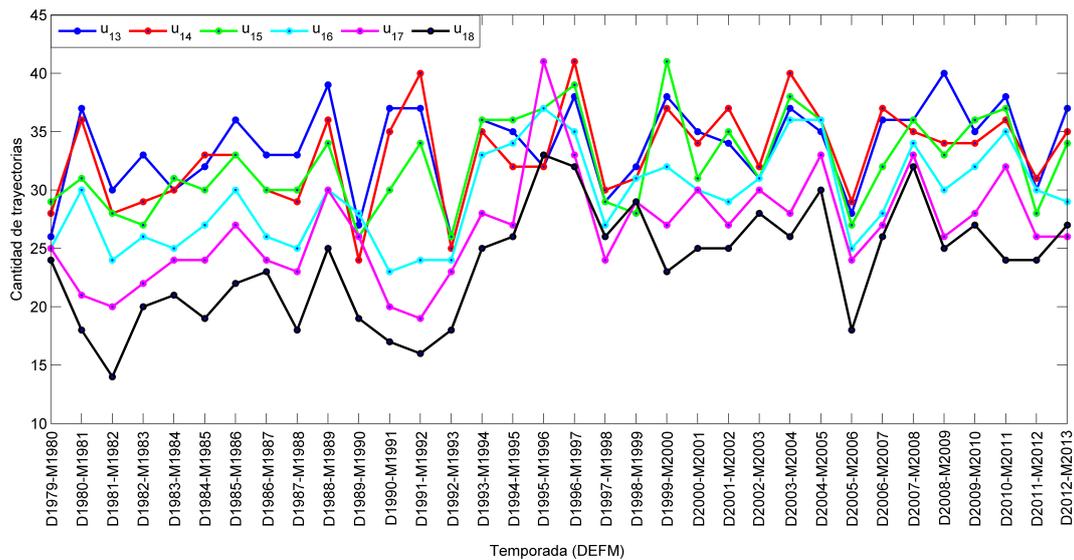


Figura 10: Cantidad de trayectorias por temporada (D1979-M1980 a D2012-M2013) en función del valor umbral utilizado en el rango 13-18 m/s.

los umbrales considerados distribuciones con sesgo positivo y todas presentan una larga cola que supera los 360° de longitud (no se muestra). Para los seis umbrales estudiados, entre el 77% y el 81% de las trayectorias halladas se concentran en el rango 30° - 170° de longitud. La velocidad media también presenta distribuciones similares al variar el umbral (no se muestra). Alrededor del 60% de los casos hallados se encuentran concentrados en el rango 15-26 m/s para los seis umbrales considerados. Por último, con respecto a las zonas de formación y disipación se obtienen distribuciones similares para los seis umbrales considerados y para cada variable (no se muestra). En particular para los comienzos de trayectorias se obtienen histogramas relativamente uniformes sin destacarse zonas particulares de formación de paquetes y los finales de trayectorias muestran distribuciones más concentradas en distintas regiones, destacándose principalmente el Pacífico occidental y dos máximos secundarios ubicados en el Índico occidental y el Atlántico occidental.

En suma, no se observa una sensibilidad importante de los resultados obtenidos respecto al umbral elegido.

REFERENCIAS

- Barreiro, M., 2017: Interannual variability of extratropical transient wave activity and its influence on rainfall over Uruguay. *International Journal of Climatology*, 37, 4261-4274.
- Chang, E.K.M., 1993: Downstream development of baroclinic waves as inferred from regression analysis. *Journal of Atmospheric Sciences*, 50, 2038-2053.
- Chang, E.K.M., 1999: Characteristics of Wave Packets in the Upper Troposphere. Part II: Seasonal and Hemispheric Variations. *Journal of Atmospheric Science*, 56, 1829-1747.
- Chang, E.K.M., 2005: The Impact of Wave Packets Propagating across Asia on Pacific Cyclone Development. *Monthly Weather Review*, 133, 1999-2015.
- Chang, E.K.M y Yu, D.B., 1999: Characteristics of Wave Packets in the Upper Troposphere. Part I: Northern Hemisphere Winter. *Journal of Atmospheric Science*, 56, 1708-1728.
- Grazzini, F. y Lucarini, V., 2010: Climatology of extratropical atmospheric wave packets in the Northern Hemisphere. *arXiv:1011.3564v2*.
- Grazzini, F. y Vitart, F., 2015: Atmospheric predictability and Rossby wave packets. *Quarterly Journal of the Royal*

- Meteorological Society, 141, 2793-2802.
- Huffman, G.J., D.T. Bolvin, E.J. Nelkin, D.B. Wolff, R.F. Adler, G. Gu, Y. Hong, K.P. Bowman, y E.F. Stocker, 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 38–55
- Hovmöller, E., 1949: The Trough-and-Ridge diagram. *Tellus*, 1, 62–66.
- Joung, C.H. y Hitchman, M.H., 1982: On the Role of Successive Downstream Development in East Asian Polar Air Outbreaks. *Monthly Weather Review*, 110, 1224–1237.
- 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*, 83, 1631-1644.
- Marshall, G.J., 2003: Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16, 4134-4143.
- Martius, O., Schwierz, C. y Davies H.C., 2008: Far-upstream precursors of heavy precipitation events on the Alpine south-side. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, 417-428.
- Orlansky, I. y Chang, E.K.M., 1993: Ageostrophic Geopotential Fluxes in Downstream and Upstream Development of Baroclinic Waves. *Journal of the Atmospheric Science*, 50, 212-225.
- Souders, M.B., Colle, B.A., y Chang, E.K.M., 2014a: A Description and Evaluation of an Automated Approach for Feature-Based Tracking of Rossby Wave Packets. *Monthly Weather Review*, 142, 3505-3527.
- Souders, M.B., Colle, B.A., and Chang, E.K.M., 2014b: The Climatology and Characteristics of Rossby Wave Packets Using a Feature-Based Tracking Technique. *Monthly Weather Review*, 142, 3505-3527.
- Trenberth, K.E., 1981: Observed Southern Hemisphere eddy statistics at 500 mb: frequency and spatial dependence. *Journal of the Atmospheric Science*, 38, 2585-2605.
- van Loon, H., 1956: Blocking action in the Southern Hemisphere. Part I. *Notos* 5, 171–177.
- Wang, C. y Wang X., 2013: Classifying El Niño Modoki I and II by Different Impacts on Rainfall in Southern China and Typhoon Tracks. *Journal of Climate*, 26, 1322-1338.

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.