

RECORDATORIO



ESTELA COLLINI

El 12 de septiembre de 2021 falleció la Dra. Estela Ángela Collini, socia del CAM desde el año 1992. Obtuvo los títulos de Computadora Científica (UBA, 1971), Licenciada en Ingeniería de Sistemas (UBA, 1973) y Licenciada en Ciencias de la Computación (UBA, 1983). Realizó un máster en Ciencias Meteorológicas en la Universidad de Utah entre 1987 y 1990, y se doctoró en Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (UBA) en 2008. Fue docente universitaria durante 10 años.

Desde 1974 se integró al Régimen de Investigación y Desarrollos de las Fuerzas Armadas (RPIDFA) en el Servicio de Hidrografía Naval (SHN). Allí se desempeñó como directora y colaboradora en variados proyectos de modelado de pronóstico numérico de la atmósfera y de deriva de témpanos, entre otros. Además, Estela impulsó el modelado de dispersión de cenizas volcánicas en Argentina, permitiendo llevar la ciencia a las operaciones, dando apoyo al Centro de Avisos de Cenizas Volcánicas Buenos Aires desde 2011. Dirigió diversas tesis de licenciatura y doctorado en el tema. Con sus proyectos de investigación, sus ideas y la pasión por todo lo que emprendía, contribuyó en el desarrollo de nuevas ramas de investigación en nuestro país, tales como el modelado de resuspensión de ceniza volcánica y la asimilación de datos para erupciones volcánicas, dando lugar a la generación de diversos artículos en revistas internacionales en temas innovadores a nivel mundial.

Participó activamente de proyectos internacionales y realizó varias estadias en el exterior como investigadora visitante. El Departamento de Meteorología de la Universidad de Maryland (EE.UU.) le otorgó un *service award* por su sobresaliente desempeño y dedicación al desarrollo de los modelos de mesoescala sobre Sudamérica. Durante su carrera realizó variadas publicaciones en revistas nacionales e internacionales, así como presentaciones en congresos y reuniones científico-tecnológicas. Siempre buscó aplicar e implementar los modelos del estado del arte al servicio de la comunidad local. Formadora de recursos humanos, siempre dispuesta a enseñar y transmitir sus conocimientos y experiencia. En 2005 el SHN le otorgó un reconocimiento a sus 30 años de trayectoria desarrollada en el ámbito de dicha institución.

Participó activamente en el Comité Nacional de la Unión Geofísica y Geodésica Internacional (CNUGGI) desde 1994. Fue miembro del Smithsonian Institution (EE.UU.) y de la American Meteorological Society. Se desempeñó como presidenta del CONGREGMET X y vicepresidenta del CONGREGMET IX y CONGREGMET VIII. Recientemente fue representante de Argentina en el "Coordination Group of Satellite Data Requirements" de la Organización Meteorológica Mundial, por varios años.

Estela siempre estaba dispuesta a aprender cosas nuevas y hacerlo a la par, era muy entusiasta. Empujaba a la gente que estaba a su alrededor a ir a nuevos horizontes, a superarse, a relacionarse con otros profesionales. Estela dejó huellas profundas en la ciencia argentina y en el corazón de todos los que trabajaron con ella. La recordaremos con mucho cariño y la extrañaremos. Acompañamos afectuosamente a sus familiares y amigos.

EFEECTO DEL ECLIPSE SOLAR DE DICIEMBRE DE 2020 EN LA EVOLUCIÓN DE LA BRISA EN UN VALLE ANDINO

María Gassmann^{1,2}, Mauro Covi¹, Rodrigo Merino¹, Natalia Tonti¹, Lucia Curto^{1,2}, Claudio Pérez^{1,2}

¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN, UBA.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET.

(Manuscrito recibido el 9 de febrero de 2021, en su versión final el 2 de julio de 2021)

RESUMEN

Este artículo muestra el impacto de un eclipse en las variables meteorológicas observadas por una estación de altura bajo un contexto observacional de brisa valle-montaña en la zona del valle inferior del río Manso, Río Negro. El 14 de diciembre de 2020 la luna ocultó entre el 90 y 100 % del disco solar sobre Patagonia Norte. Al cumplirse exactamente un año de su instalación, la estación meteorológica Los Notros, ubicada en la ladera norte del cordón montañoso que acompaña al río, registró la evolución de la temperatura y humedad del aire, la velocidad y dirección del viento y la radiación global durante el eclipse. Particularmente, como la estación meteorológica fue instalada para estudiar la brisa de valle-montaña, se discute en este artículo las condiciones que permiten el desarrollo de la brisa en el valle, y el efecto que tuvo el eclipse en la circulación sobre la ladera.

Palabras clave: Brisa valle-montaña, Río Negro, Los Notros.

EFFECT OF THE DECEMBER 2020 SOLAR ECLIPSE ON THE ANDINE VALLEY BREEZE EVOLUTION

ABSTRACT

This short communication shows the impact of a solar eclipse on the meteorological variables observed by a high-altitude station that studies the valley-mountain breeze in the lower basin of the Manso River, Río Negro province. On December 14, 2020, the moon hid between 90 and 100 % of the sun over Northern Patagonia. One year after its installation, the “Los Notros” meteorological station, located on the northern slope of the river valley, recorded the evolution of air temperature and humidity, wind speed and direction, and global radiation during the eclipse. The conditions that allow the development of the breeze in the valley are discussed, as well as the effect that the eclipse had on the circulation on the slope.

Keywords: Valley-mountain breeze, Río Negro, Los Notros.

1. INTRODUCCIÓN

Las circulaciones locales en valles y montañas transportan propiedades como calor sensible, humedad y material particulado al interior del valle (Ku wagata y Kimura, 1995). De acuerdo con Whiteman y Doran (1993) se identifican cuatro mecanismos para describir los regímenes de viento en valles: los de origen térmico, el producido por la canalización forzada a través del valle, el dominado por mecanismos del campo de presión (Eckman, 1998) y los generados por transporte vertical turbulento de cantidad de movimiento. Acorde a las interacciones producidas entre el flujo de aire, los intercambios energéticos y la geomorfología del valle se pueden desarrollar brisas, pudiéndose encontrar patrones de viraje variable en la dirección del viento según el lugar (Palomaki y otros, 2019). La capa límite diurna que se desarrolla como consecuencia de mecanismos térmicos, se puede subdividir en dos regiones (Ku wagata y Kimura, 1995). Una baja, con características de capa mezclada por la turbulencia convectiva, que puede alcanzar según las características del lugar, entre 500 y 1000 m de espesor, y contiene a los ascensos a través de las laderas. La segunda, más elevada, involucra a la subsidencia dentro del valle asociada a la rama de retorno de la circulación local, produciendo el transporte de aire y propiedades desde altura hacia el valle nuevamente. Sin embargo, los mecanismos que explican su evolución no se asemejan a los observados en planicies (De Wekker y Kossmann, 2015), habiendo allí una importante área de vacancia en el conocimiento.

El 14 de diciembre de 2019 docentes del Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO) de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires instalaron una estación meteorológica de altura, identificada como Los Notros, en las cercanías de Río Villegas, Río Negro. La información obtenida por esta estación de altura tiene como objetivo estudiar la dinámica y variabilidad de la

brisa de valle-montaña (Geiger y otros, 2003) como motor para el transporte, dispersión y depósito del polen anemófilo (Friedman y Barrett, 2009) de la flora autóctona ubicada en distintos pisos altitudinales del valle (Markgraf, 1980). El fenómeno de circulación local de valle-montaña ha sido estudiado por diversos autores (Ku wagata y Kimura, 1995, 1997; Resmi y otros, 2019), mientras que los efectos de un eclipse total o parcial sobre esta circulación ha sido estudiado relativamente poco (Palomaki y otros, 2019). La ocurrencia de una franja de eclipse solar total, 200 km al norte de dicha estación (NASA, 2020, <https://eclipse.gsfc.nasa.gov/SEgoogle/SEgoogle2001/SE2020Dec14Tgoogle.html>, último acceso 30/05/2021), permitió analizar el impacto de este proceso tan particular sobre las variables meteorológicas medidas. Este trabajo tiene como objetivo mostrar un análisis del comportamiento de las variables meteorológicas y la evolución de la brisa durante el eclipse solar del 14 de diciembre de 2020 en una configuración de mediciones de valle-montaña.

2. LA BRISA DE VALLE-MONTAÑA

La estación Los Notros se ubica a 1154 m de altura sobre el nivel del mar (msnm) (41,6°S 71,5°O) en el límite inferior del bosque de lengas (*Nothofagus pumilio*) en la ladera norte del valle del río Manso inferior (Pcia. Río Negro, Argentina), cuya orientación es O-E. La estación se ubica en el cordón montañoso a la izquierda del río, que desagua en el Océano Pacífico, en la ladera norte. Se trata de un valle profundo con una altura promedio en el paso de 350 msnm rodeado de cerros de una altura media de 1600 msnm (Madariaga, 2019). Los Notros registra temperatura y humedad relativa del aire (Vaisala HMP155A), la dirección y velocidad del viento (Gill 2D Windsonic4), el mojado de la superficie (sensor tipo Arduino) y la radiación global (CNEA) con una resolución temporal de almacenamiento de 15 min (CR300 Campbell Sci Inc). Además, es la primera estación meteorológica del DCAO que transmite sus datos (TX321 Campbell Sci Inc) utilizando

el satélite GOES Este (75°O) ubicado al oeste de la Argentina, lo que permite realizar un seguimiento del estado de operatividad de la estación y adquirir las mediciones en tiempo real.

La brisa de valle-montaña es un fenómeno local de circulación de aire que se desarrolla, en determinadas circunstancias, como consecuencia del calentamiento de la superficie de la ladera y los gradientes horizontales de temperatura y presión que se generan respecto del aire en el centro del valle (Barry, 2008) (Figura 1). Al considerar una parcela de aire sobre la ladera de la montaña, el calentamiento diferencial en la superficie incrementa la fuerza de empuje (F_E) y modifica el sentido de la fuerza asociada al gradiente de presión (F_P). El aire menos denso sobre la superficie disminuye la presión de la parcela respecto del entorno (aire en el valle), generando una baja térmica, que induce un flujo ascendente sobre la ladera, tal como se indica en la Figura 1 (Día). Durante la noche, la superficie de la ladera se enfría más rápido que el aire del valle, modificando la temperatura del aire adyacente, lo que incrementa su densidad, generando un alta térmica sobre la ladera. Ello modifica el sentido de la fuerza de empuje y de gradiente de presión (Figura 1, Noche), resultando en un flujo descendente sobre la ladera. El balance de fuerzas que explica este proceso produce, para una ladera del hemisferio sur orientada hacia el norte, viento con componente N durante las horas diurnas (vientos anabáticos) y viento con componente S en horas nocturnas (vientos catabáticos). En días con cielos despejados, en el valle del río Manso la brisa de valle-montaña se desarrolla siguiendo el patrón descrito. El día 27 de febrero de 2020 tuvo características excepcionales para analizar este proceso en ese valle patagónico. Las condiciones meteorológicas de escala sinóptica analizadas a través de los campos de presión reducido a nivel del mar, viento en superficie y espesor 1000/500 hPa (datos de reanálisis de ERA5 (Hersbach y otros, 2020) a las 12 y 18 UTC (Figura 2) resultaron favorables para el desarrollo

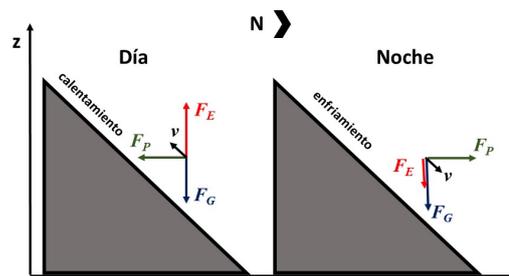


Figura 1: Esquema de fuerzas actuantes durante la brisa de valle-montaña con (izquierda) y sin (derecha) insolación: fuerza de empuje (F_E), fuerza de gravedad (F_G), fuerza de gradiente de presión (F_P) y vector viento (v)

de circulaciones locales en la región. Dos anticiclones posicionados tanto al este como al oeste de la cordillera dieron lugar a la ocurrencia de vientos de escala sinóptica débiles en superficie y una lengua de aire caliente sobre la zona de medición. La subsidencia asociada a dichos sistemas sinópticos garantizó cielos despejados, con máxima insolación a lo largo de todo el día. La salida de sol para esa fecha se produjo alrededor de las 7:24 h (hora local) y la puesta a las 20:34 h. La hora del cenit se produjo a las 13:59 h. Las mediciones de radiación global (R_g) (Figura 3a) indican que la insolación tiene un patrón anómalo en las primeras horas del día. Esto estaría asociado a un período de penumbra en la estación meteorológica, debido a que el sol tiene un ángulo de elevación tal que las montañas circundantes hacia el E producen sombra sobre el sitio de medición. Este fenómeno finalizó a las 9 h, cuando el sol alcanzó un ángulo de elevación de aproximadamente 17° . La penumbra también produjo un retraso en el inicio del aumento de la temperatura (T) luego del amanecer y en la disminución de la humedad relativa (HR) (Figura 3b). La temperatura se incrementó sostenidamente desde el amanecer hasta la hora de la máxima temperatura (17 a 18 h). La tasa máxima de calentamiento se observó

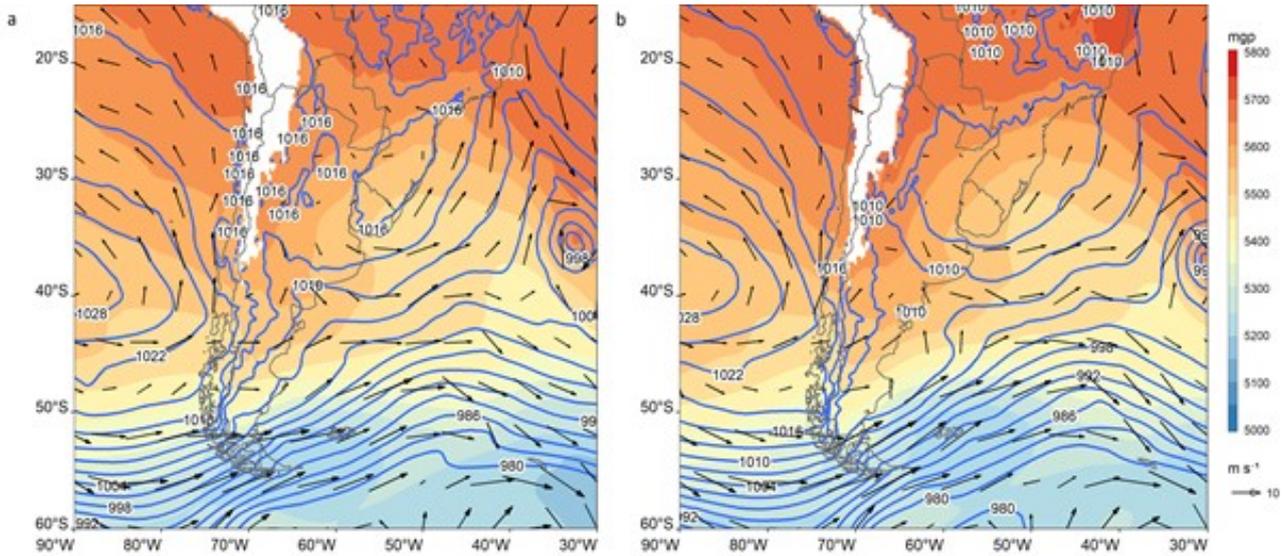


Figura 2: Campos de presión en superficie (líneas llenas azules) (hPa), velocidad de viento en superficie (ms^{-1}) y espesor 1000/500 (barra de colores) (mgp) correspondientes al día 27 de febrero de 2020 a las 12 UTC (a) y a las 18 UTC (b). Datos de reanálisis ERA5.

a la hora que el sol alcanza el cenit y fue de $2.6\text{ }^{\circ}\text{C h}^{-1}$. Luego de ese momento se desacelera el aumento de temperatura hasta que se alcanza el máximo de temperatura en superficie. El descenso de temperatura (aumento de humedad relativa) hacia el atardecer se produjo mucho más rápido que el de calentamiento, llegándose a encontrar tasas de enfriamiento de hasta $5,1\text{ }^{\circ}\text{C h}^{-1}$. En horas de la madrugada hasta aproximadamente las 8:30 h del 27 de febrero, la dirección del viento (Dir) fue persistente desde el S (aproximadamente 170°) (Figura 3c). Entre las 8:30 y las 10 h se produce una rotación del viento hacia el N (entre 350 a 360° y 0 a 15°) que se mantiene durante las horas diurnas, hasta que a las 18 h el viento comienza a virar nuevamente hacia el S, alcanzando esta dirección a las 20 h. Esta rotación indica el comienzo de vientos catabáticos responsables de advecciones frías visualizadas como un intenso descenso de temperatura en la estación entre las 18 y 20 h. La dirección S se mantiene hasta el final del día, aunque con mayor variabilidad a la observada durante la madrugada. Por otra parte, la intensidad del viento (V) tiene valores entre $1,2$ y $1,5\text{ ms}^{-1}$ durante la noche y velocidades de hasta 2 ms^{-1} durante el día. La

intensidad y dirección del viento son indicativas de un fenómeno local de circulación de aire. Es interesante observar que en los momentos de cambio de dirección la intensidad del viento disminuye hasta alcanzar valores de $0,5\text{ ms}^{-1}$, similar a lo observado por Román-Cascón y otros (2019) en brisas de valles del hemisferio norte. El sondeo observado en la estación de Puerto Montt (Chile) muestra la presencia de del anticiclón con una inversión de temperatura ubicada aproximadamente a 300 m de altura para ese lugar (Figura 3 d).

3. EL ECLIPSE Y SU EFECTO EN LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS

Las condiciones meteorológicas imperantes el 14 de diciembre de 2020 fueron menos favorables para el desarrollo de brisas de origen térmico respecto de las observadas en la fecha descrita en la sección anterior. Una vaguada en superficie con centro en 50°S y ubicada sobre el Océano Atlántico, dio lugar al pasaje de un sistema de baja presión que produjo algunas lluvias y lloviznas hasta las 13 h en la estación Bariloche (SMN) ubicada unos 70 km al NE de

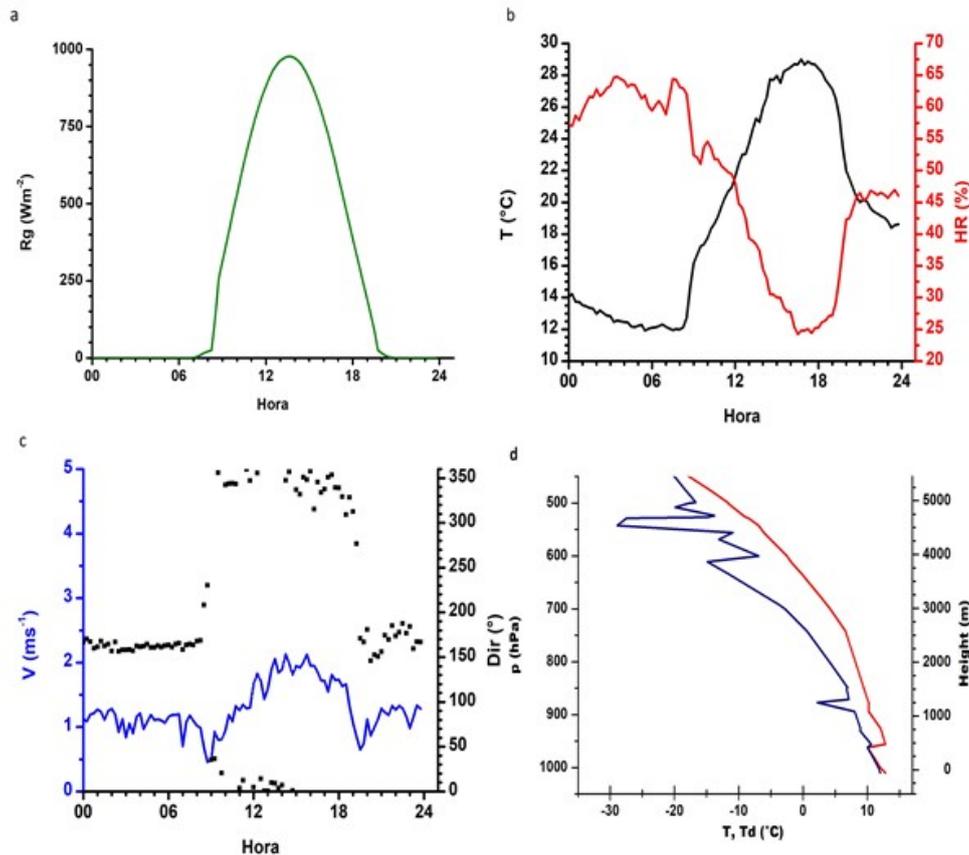


Figura 3: Mediciones cada 15 minutos en la estación Los Notros de radiación global (Rg), temperatura (T), humedad relativa (HR), velocidad (V) y dirección del viento (Dir) el 27 de febrero de 2020. Hora local argentina (GMT-3). d) Sondeo 12 UTC en Puerto Montt (Chile).

Los Notros, dentro de la estepa patagónica. La dirección del viento registrado en esa estación fue del ONO a lo largo de todo el día con intensidades que oscilaron a la hora del eclipse entre $8,2$ y $13,4$ ms^{-1} . Durante la segunda mitad del eclipse, la presencia de nubosidad baja en la estación Bariloche fue variable (6 a 3 octavos). Los datos de reanálisis indican para la zona de la estación Los Notros vientos en superficie más intensos que los observados el 27 de febrero, con una dirección predominante del OSO y temperaturas bajas, como se observa en los campos de espesores observados en la Figura 4, tanto a las 12 como a las 18 UTC.

El fenómeno celeste comenzó en el área de la estación Los Notros a las 11:45 h y culminó a las 14:33 h. El máximo oscurecimiento ocurrió a las 13:07 h y el ocultamiento del disco solar fue

levemente mayor al 94 %. Ese día amaneció a las 6:06 h. El sol alcanzó el cenit a las 13:42 h y la puesta fue a las 21:16 h. En comparación con la evolución de Rg observada el 27 de febrero, el 14 de diciembre muestra claros signos de la presencia de nubosidad en el área de la estación meteorológica, con disminuciones y aumentos erráticos a lo largo de la jornada, producto de las interferencias por nubosidad (Figura 5a). Sin embargo, es visible el efecto del eclipse en esta variable, que se redujo desde $927,0$ Wm^{-2} observado a las 11:15 hasta $28,5$ Wm^{-2} medido a las 13:00 h. Si bien la disminución en la intensidad de la radiación solar comenzó antes del eclipse debido a la presencia de nubes, el mínimo observado concuerda con el horario de máximo ocultamiento del sol. La temperatura y humedad relativa del aire mostraron signos de cambio a partir de las

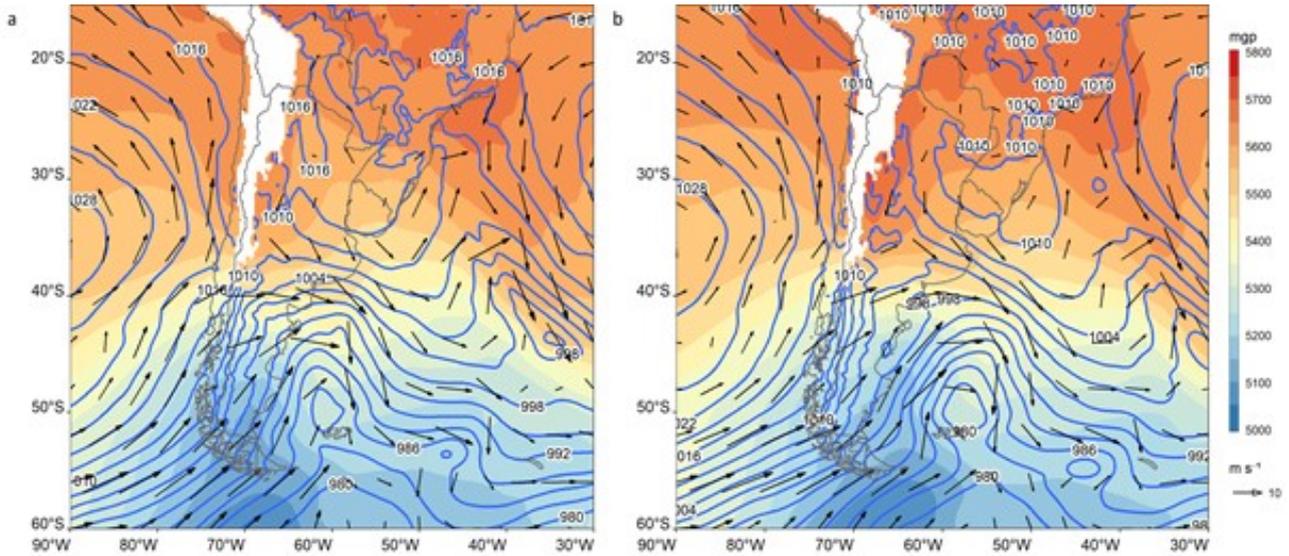


Figura 4: Campos de presión en superficie (líneas llenas azules) (hPa), velocidad de viento en superficie (ms^{-1}) y espesor 1000/500 (barra de colores) (mgp) correspondientes al día 14 de diciembre de 2020 a las 12 UTC (a) y a las 18 UTC (b). Datos de reanálisis ERA5.

12:00 h, con una disminución inicial de $0,5^{\circ}\text{C}$ (Figura 5b). De acuerdo con Girard-Ardhuin y otros (2003) la capa límite atmosférica presenta un retraso en su evolución de entre 15 y 30 min en respuesta a los efectos del eclipse, principalmente asociados al retraso en el flujo de calor sensible para adaptarse a las nuevas condiciones de la superficie. Otros autores (Román-Cascón y otros, 2019) encuentran un retraso aún mayor (de hasta 80 minutos) respecto de los cambios de signo en los flujos de calor sensible en superficie para los momentos de transición entre día-noche y viceversa en brisas de valle-montaña. La temperatura durante el eclipse disminuyó de 7°C a las 11:45 h a $4,9^{\circ}\text{C}$ a las 13:00 h, mientras que la humedad relativa primero disminuyó y luego aumentó. La temperatura recuperó un valor de 7°C recién a las 15:00 h, mostrando un retraso similar al observado durante el ocultamiento. Como surge de los campos sinópticos, los procesos de esa escala dominaron en la variabilidad observada en los parámetros medidos por la estación. Sin embargo, algunos cambios asociados al eclipse pudieron ser percibidos en todas las variables. En el caso del viento y su dirección, las condiciones meteorológicas

dominantes generaron viento con componente OSO durante todo el día (Figura 4 a y b). A pesar de ello, el viento medido en la ladera del valle muestra un cambio de dirección sostenido desde el OSO hacia el ONO luego del amanecer (Figura 5c), volviendo a virar hacia el OSO al atardecer, con direcciones más variables en las primeras horas de la noche, similar a lo ocurrido durante el 27 de febrero. Estos cambios en las direcciones indican que, a pesar del dominio de las condiciones sinópticas sobre la región, se logró generar una circulación local dentro del valle, mostrando características de una brisa. Durante el eclipse, el viento rotó del ONO hacia el OSO, para luego rotar nuevamente hacia el ONO con la finalización del mismo. También se observó una disminución en su intensidad desde $4,9 \text{ ms}^{-1}$ hasta 2 ms^{-1} , siguiendo el patrón de cambio de dirección de viento cuando la superficie de la ladera se enfría y el flujo de aire desciende por tener mayor densidad que su entorno. El sondeo de Puerto Montt a las 12 UTC muestra condiciones saturadas desde superficie hasta unos 2500 m de altura y subsidencia en niveles superiores (Figura 5 d).

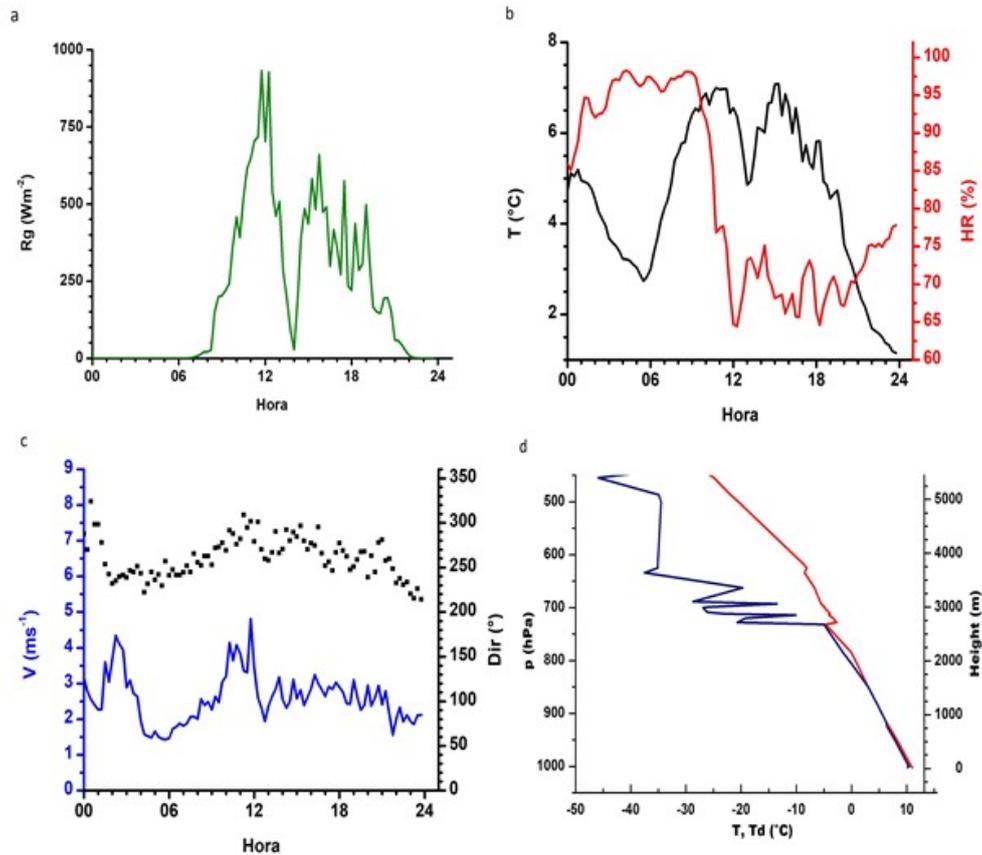


Figura 5: Mediciones cada 15 minutos del 14 de diciembre de 2020 en la estación Los Notros de: a) radiación global (Rg), b) temperatura (T) y humedad relativa (HR), c) velocidad (V) y dirección del viento (Dir). Hora local argentina (GMT-3). d) Sondeo 12 UTC en Puerto Montt (Chile).

4. CONCLUSIONES

El eclipse solar produjo modificaciones en las variables meteorológicas observadas en la ladera norte de una montaña ubicada a $41,6^{\circ}\text{S}$. La temperatura descendió $2,1^{\circ}\text{C}$ entre el inicio del fenómeno y el máximo ocultamiento del sol. A pesar de condiciones sinópticas poco favorables para el desarrollo de circulaciones locales de brisa de origen térmico, el patrón de viento con componente N durante horas con insolación y luego con componente S en el período de oscurecimiento, siguió el ritmo asociado a los cambios de signo en el flujo de calor sensible debidos al fenómeno celeste, generando vientos anabáticos y catabáticos sobre la ladera de la montaña. Sin embargo, el comportamiento del viento dentro del valle a lo largo de ese día

en particular, que también muestra indicios de circulaciones de brisa, abre la perspectiva de analizar, a partir de la base de datos generada por Los Notros, los diferentes mecanismos de generación de brisa dentro del valle acorde a lo identificado por Whiteman y Doran (1993).

Agradecimientos: Este trabajo se desarrolló con el financiamiento de la Agencia de Promoción de la Investigación, el Desarrollo Tecnológico y de la Innovación a través del proyecto PICT 2016-0592. Los autores agradecen a Oscar y Lisandro Lanfré por su colaboración en la instalación y resguardo de la estación meteorológica Los Notros. Los autores agradecen los comentarios de los revisores que sirvieron para mejorar este artículo.

REFERENCIAS

- Barry, R., 2008: Mountain weather and climate. 3rd Edition. Cambridge University Press, 506 pp.
- De Wekker, S.F.J. y Kossmann, M., 2015: Convective Boundary Layer Heights Over Mountainous Terrain. A Review of Concepts. *Front. Earth Sci.*, 3,77.
- Eckman, R.M., 1998: Observations and numerical simulations of winds within a broad forested valley. *J. App. Meteo.*, 37, 206-219.
- Friedman, J. y Barrett, S.C.H., 2009: Wind of change: new insights on the ecology and evolution of pollination and mating in wind-pollinated plants. *Ann. of Bot.*, 103, 1515-1527, doi: 10-1093/aob/mcp035.
- Geiger, R., Aron, R.H. y Todhunter, P., 1995: The climate near the ground. 5th Edition. Vieweg, 528 pp.
- Girard-Ardhuin, F., Bénech, B., Campistron, B., Dessens, J. y Jacoby-Koaly, S., 2003: Remote Sensing and surface observations of the response of the Atmospheric Boundary Layer to a Solar Eclipse, *Bound.-Layer Meteorol.*, 106, 93-115.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Muñoz-Sabater, J., y otros, 2020. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 146, 730, 1999-2049.
- Kuwagata, T. y Kimura, F., 1995: Daytime Boundary Layer Evolution in a Deep Valley. Part I: Observations in the Ina Valley. *J. Appl. Meteorol.*, 34, 1082-1091.
- Kuwagata, T. y Kimura, F., 1997: Daytime Boundary Layer Evolution in a Deep Valley. Part II: Numerical Simulation of the Cross-Valley Circulation. *J. Appl. Meteorol.*, 36, 883-895.
- Madariaga, M.C., 2019: El Valle del Río Manso Inferior y su funcionamiento como sistema. Comunicación Técnica N° 250, Área Desarrollo Rural, Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 67 pp.
- Markgraf, V., 1980: Pollen Dispersal in a Mountain Area. *Grana*, 19, 2, 127-146, doi: 10.1080/00173138009424995.
- Palomaki, R.T., Babić N., Duine G.J, van den Bossche M. y De Wekker S.F.J., 2019: Observations of Thermally-Driven Winds in a Small Valley during the 21 August 2017 Solar Eclipse. *Atmosphere* 10, 389, 21 pp.
- Resmi, E.A., Murugavel, P., Dinesh, G., Balaji, B., Leena, P.P., Mercy, V., y otros, 2019: Observed diurnal and intraseasonal variations in boundary layer winds over Ganges valley. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 188, 11-25.
- Román-Cascón, C., Yagüe, C., Arrillaga, JA., Lotho, M., y otros, 2019: Comparing mountain breezes and their impacts on CO2 mixing ratios at three contrasting areas. *Atmos. Res.*, 221, 111-126.
- Whiteman, C.D. y Doran, J.C., 1993: The Relationship between Overlying Synoptic-Scale Flows and Winds within a Valley. *J. Appl. Meteorol.* 32, 1669-1682.

NUEVA BASE DE DATOS RETICULADA DE TEMPERATURA PARA LA PROVINCIA DE SANTA CRUZ, ARGENTINA

Leandro Almonacid¹, Natalia Pessacg², Boris Diaz³, Oscar Bonfili⁴, Pablo L. Peri^{3,5}

¹Municipalidad de Río Gallegos– CONVENIO INTA

²Instituto Patagónico para el Estudio de los Ecosistemas Continentales (IPEEC-CCT CONICET-CENPAT)

³Grupo Forestal, Agrícola y Manejo del Agua (FAMA) – EEA Santa Cruz -INTA

⁴Servicio Meteorológico Nacional – Oficina Río Gallegos

⁵Universidad Nacional de la Patagonia Austral - CONICET

(Manuscrito recibido el 25 de enero de 2021, en su versión final el 8 de julio de 2021)

RESUMEN

La temperatura del aire es una variable biofísica que incide en la mayoría de los procesos bióticos y abióticos, así como también es una de las variables esenciales en estudios climatológicos, ecológicos e hidrológicos, y para la evaluación del impacto en aplicaciones agrícolas. Sin embargo, la medición y monitoreo de la temperatura del aire *insitu* presenta limitaciones en áreas remotas con limitada infraestructura, como lo es la región patagónica de Argentina y Chile. En este contexto, el objetivo del presente trabajo fue generar una base de datos reticulada de temperatura media mensual, estacional y anual para la provincia de Santa Cruz. Para ello se utilizaron 33 series disponibles de temperatura media mensual en el período 1995-2014, las que fueron interpoladas mediante la técnica geoestadística co-kriging obteniendo un producto reticulado de 20 km de resolución espacial. La Base de Datos de Temperatura Reticulada para Santa Cruz (BTRSC) mostró el mejor desempeño en general al compararla con otras bases de datos globales de temperatura disponibles, tanto en el producto anual como estacional. A pesar de ello BTRSC presentó dificultades para representar adecuadamente la temperatura en la región oeste de la provincia, en cercanías a la cordillera de Los Andes. De las bases globales analizadas CRU fue la que presentó el mejor desempeño. La BTRSC es una base de datos de aplicación regional con un buen desempeño para la representación espacio-temporal de la variación de la temperatura, con posibilidad de aplicación en modelos ecológicos, agronómicos e hidrológicos, además de representar un periodo de tiempo base para comparar en estudios de cambio climático.

Palabras clave: Patagonia sur, isoterma medias anuales y estacionales, Co-Kriging, bases globales de temperatura.

A NEW GRIDDED TEMPERATURE DATABASE FOR SANTA CRUZ PROVINCE, ARGENTINA

ABSTRACT

Air temperature is a biophysical variable that affects most biotic and abiotic processes, being essential in climatological, ecological and hydrological studies,

and for the evaluation on agricultural practices. However, air temperature measurements and monitoring in situ presents limitations in remote areas with limited infrastructure, such as the Patagonian region of Argentina and Chile. The objective of this work was to generate a reticulated database of monthly, seasonal and annual mean temperature for Santa Cruz province. For this, 33 available series of monthly mean temperature (period 1995-2014) were interpolated by using the geostatistical technique Co-Kriging to obtain a reticulated product of 20 km resolution. The Gridded Temperature Database for Santa Cruz (GTDSC) showed the best performance when compared with other available global temperature databases, both in the annual and seasonal products. Despite this, in the western region of the province located close to the Andes mountain range, GTDSC showed the greatest differences in comparison with the other global data bases. CRU had the best performance. GTDSC is a regional database with good performance that represented adequately the spatio-temporal temperature variation, with potential application in ecological, agronomical and hydrological models, in addition to represent a base time period for climate change studies.

Keywords: Southern Patagonia, annual and seasonal mean isotherms, co-kriging, global temperature databases.

1. INTRODUCCIÓN

La temperatura del aire es una variable biofísica fundamental que incide en la mayoría de los procesos bióticos y abióticos (Li et al., 2005; Hooker et al., 2018; Peri et al., 2018; Peri et al., 2019). Los registros de temperatura continuos y extensos en el tiempo son esenciales en estudios climáticos, ecológicos e hidrológicos y permiten determinar variaciones climáticas en diferentes escalas temporales y espaciales (Begert y Frei, 2018; Xu et al., 2018). Las bases de datos de temperatura son además un insumo fundamental para la evaluación del impacto del clima en actividades socioeconómicas clave como las agropecuarias (Benavides et al., 2007; Khesali y Mobasheri, 2020) y juegan un rol significativo en el planeamiento, asesoramiento de riesgo, y la toma de decisiones efectivas y confiables respecto al ambiente (Li y Heap, 2008).

En los últimos años se ha avanzado en distintas técnicas de interpolación que permiten la espacialización de los datos de temperatura a partir de registros puntuales terrenos, en particular en regiones con faltante de

datos (Goovaerts, 2000; Lloyd, 2005; Berndt y Haberlandt, 2018). Para variables como la temperatura, fuertemente influenciada por la latitud, la elevación, la pendiente y/o la exposición al sol (Villalba et al., 2003; Benavides et al., 2007; Xu et al., 2018), existen además técnicas geoestadísticas como kriging con variable externa (Benavides et al., 2007; Aalto et al., 2012; Berndt y Haberlandt, 2018) o co-kriging (Li et al., 2005; Bianchi et al., 2016), que incorporan datos auxiliares para mejorar sus estimaciones, como la topografía.

Por otro lado, se encuentran disponibles actualmente bases de datos de temperatura reticulada en escala global o cuasi-global disponibles con diferentes resoluciones espaciales y temporales. Las mismas pueden corresponder a estimaciones remotas a partir de satélites o pueden estar basadas en modelos numéricos que incorporan datos mediante procesos de asimilación (reanálisis), o una combinación de ambos (Hooker et al., 2018).

Todas estas bases de datos de temperatura reticuladas son una fuente esencial de información especialmente donde las estaciones

meteorológicas son escasas. En particular, esta información es fundamental en Patagonia y específicamente en la provincia de Santa Cruz, donde está focalizado este estudio, donde la falta de estaciones se acentúa debido a que es una región caracterizada por una baja densidad poblacional con regiones remotas y de difícil acceso y con grandes extensiones territoriales (Bianchi et al., 2016). Sin embargo, la utilización de bases de datos generadas con cualquiera de estas técnicas requiere de un proceso de validación con estaciones terrenas y técnicas estadísticas que permita evaluar la certidumbre de las mismas. En general, todas las bases de datos de temperatura disponibles logran representar adecuadamente la distribución espacial de esta variable y las tendencias de largo plazo, pero presentan diferencias significativas en escalas regionales y locales (Schumacher et al., 2020). En particular, estas bases de datos son una fuente significativa de incertidumbre para estudios hidrológicos a escalas de cuenca (Bianchi et al., 2016; Pessacg et al. 2015; 2018).

En este contexto es importante resaltar que en Patagonia se cuenta con escasa información meteorológica oficial y que las bases de datos reticuladas no han sido exhaustivamente testeadas en la región. En Patagonia se distribuye sólo el 18% de las estaciones meteorológicas pertenecientes a la red nacional del Servicio Meteorológico Nacional (SMN, 2021) y sólo 7 de éstas se ubican en la provincia de Santa Cruz. En la provincia existen además otras estaciones meteorológicas, particulares, pertenecientes a instituciones agropecuarias regionales, agencias para el manejo del agua y energía, empresas e instituciones de investigación, entre otros. Esta información es muy valiosa y de gran utilidad para estudios climáticos e hidrológicos al significar una densificación de sensores terrenos en zonas de escasa cobertura de estaciones meteorológicas oficiales.

En la región patagónica los antecedentes sobre testeo de bases de datos globales climáticas

son escasos. Bianchi et al. (2016) midieron el desempeño de distintas bases de datos globales para la precipitación y la temperatura, comparándolos con una base reticulada propia generada a partir de la interpolación de un banco de datos meteorológicos para el norte de Patagonia incluyendo a las provincias de Neuquén, Río Negro y Chubut. En este trabajo sólo se midió el desempeño de los productos anuales para ambas variables, obteniendo para precipitación un desvío medio (DM) de hasta 300 mm menos de lo observado para aquel con peor desempeño (CRU) y 27 mm para la base propia; mientras que para la temperatura media anual UDEL presentó el peor desempeño con un DM de 1,1 °C por debajo de los valores observados, siendo la base propia la de mejor desempeño con un DM de 0,08 °C. Por otro lado, Almonacid et al. (2021) confeccionaron una base de precipitación reticulada para la provincia de Santa Cruz (BPRSC), la cual fue comparada con cinco bases globales de precipitación, entre ellas: CRU, UDEL, TERRACLIMATE, PERSIANN y ERA5. BPRSC demostró un mejor desempeño para el producto anual, obteniendo un desvío medio porcentual (PBIAS) de 6,7% mayor a los valores observados; mientras que PERSIANN fue la de peor desempeño con un PBIAS de 70% por sobre los valores observados.

En este contexto y teniendo en cuenta la necesidad de contar con información adecuada para estudios climáticos, hidrológicos y agropecuarios en la región sur de Patagonia los objetivos del presente trabajo fueron: 1) generar una base de datos reticulada de temperatura media mensual, estacional y anual para la provincia de Santa Cruz para el período 1995-2014 mediante la metodología de co-kriging utilizando toda la información meteorológica disponible y 2) evaluar las principales bases de datos globales reticuladas de temperatura en la región y evaluar el desempeño de la base de datos generada respecto de otras bases de datos globales.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Área de estudio

El área de estudio se encuentra en la región sur de la Patagonia continental, entre los paralelos 45° y 53° S y los 65° y 72° O, cubriendo la totalidad de la provincia de Santa Cruz (Figura 1).

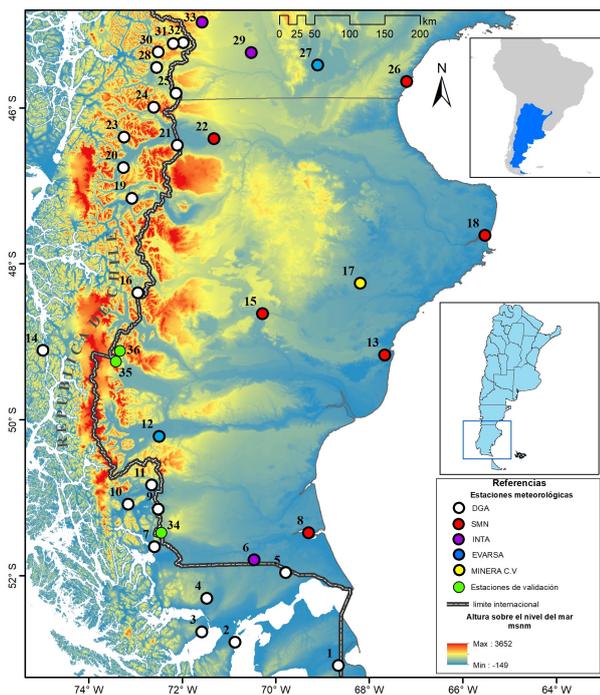


Figura 1: Región de estudio y ubicación de estaciones meteorológicas con 20 años de datos medios mensuales (1995-2014) utilizadas para la construcción de una base de datos reticulados de temperatura.

La región está bajo la influencia del cinturón de viento del oeste del Hemisferio Sur, siendo al sur de los 40 °S notablemente persistentes durante todo el año (Villalba et al., 2003). El clima en esta región puede ser definido como templado o frío templado con un patrón de distribución de las isotermas NO-SE. La temperatura media anual oscila entre los 12°C en la zona noroeste a 3°C hacia el sur (Paruelo et al., 1998). La temperatura media del mes más frío (julio) es mayor a 0°C en toda la Patagonia extra-andina. Entre los factores

locales que afectan la temperatura del aire, la topografía y el viento se encuentran entre los más relevantes (Paruelo et al., 1998). Con respecto a la precipitación, el oeste de la provincia de Santa Cruz presenta un gradiente muy marcado, que va desde valores máximos mayores a los 1200 mm año⁻¹ en el límite entre Argentina y Chile a menos de 200 mm año⁻¹ a 100 km de este límite del lado argentino (Almonacid et al. 2020). Este comportamiento es resultado del efecto de la Cordillera de los Andes en bloquear el flujo del oeste (Insel et al. 2009). El ascenso de aire al oeste de la Cordillera genera condiciones híper-húmedas, mientras que a medida que las masas de aire descienden se secan y generan condiciones áridas y altamente evaporativas (Garreaud et al. 2013).

La franja costera presenta una precipitación media anual entre 200 a 300 mm año⁻¹, aumentando hacia el sur de la provincia; mientras que la zona del centro se caracteriza por ser la más seca, con valores de precipitación entre 130 a 150 mm año⁻¹.

2.2. Base de datos de temperatura

Para la construcción de la base de datos reticulada de temperatura se utilizaron registros mensuales de temperatura media disponibles en el Banco de Datos Hidrometeorológicos (BDHM) de la provincia de Santa Cruz (Monserrat et al. 2016). El BDHM compila los registros climáticos históricos, principalmente de precipitación y temperatura para la provincia de Santa Cruz, sur de Chubut y regiones de Chile con recursos hídricos compartidos (Monserrat et al. 2016).

Del BDHM se seleccionaron 33 estaciones meteorológicas que cumplieron con un registro temporal de temperatura de 20 años entre 1995-2014, con no más del 30% de datos faltantes. Este período es el que aseguró la disponibilidad de series más extensas de registros históricos continuos de temperatura media mensual (Tmm), así como la mayor confiabilidad en los datos disponibles. También

representa un período común a estudios complementarios realizados con precipitación para esta región de interés (Almonacid et al. 2021).

Las estaciones meteorológicas seleccionadas se encuentran bajo propiedad y responsabilidad de distintos organismos, como la Dirección General de Aguas (DGA – Chile) a cargo de 21 estaciones, el Servicio Meteorológico Nacional (SMN – Argentina) responsable de 6, mientras que las restantes 6 se encuentran bajo responsabilidad de otros organismos nacionales y agentes privados (Tabla I). Las estaciones seleccionadas se distribuyen en un rango altitudinal que varía entre los 3 y 900 msnm (Figura 1), localizadas principalmente en el sur de Santa Cruz y la Región de Magallanes y Antártica Chilena, mientras que otro gran grupo de estaciones se encuentran al sur de Chubut y en la Región de Aysén (Chile). Las mismas se distribuyen de manera no uniforme sobre el territorio, además de presentar una menor cobertura sobre el lado argentino de la Cordillera de Los Andes. Se seleccionaron estaciones termométricas fuera de los límites administrativos de la provincia de Santa Cruz con el fin de obtener una mejor representación de la temperatura en situaciones de borde. Todas las estaciones analizadas miden la temperatura del aire a 2 metros del suelo. Lo que varía en cada estación es la metodología de toma de datos; mientras que en el SMN un observador meteorológico realiza un registro cada 1 hora durante las 24 hs del día; la DGA cuenta con estaciones automáticas que registran el dato horario y son transmitidos en línea a través de un sistema satelital. Las demás estaciones registran sus datos cada una hora siendo almacenados en la memoria de la estación, que luego deben ser descargados regularmente para su interpretación. Sobre esta base primaria de datos se realizó un análisis de calidad para todas las series disponibles con el fin de identificar *outliers* (valores atípicos), definidos como aquellos que superan a un rango fijado por cuatro veces la desviación estándar; así como también otros tipos de errores como: repetición

NUM	Nombre	Lat.	Long.	Alt. (msnm)	Resp.
1	San Sebastián	-53,32	-68,66	20	DGA
2	Punta Arenas	-53	-70,85	37	DGA
3	Isla Riesco	-52,86	-71,55	10	DGA
4	Villa Tehuelche	-52,43	-71,42	190	DGA
5	Monte Aymond	-52,12	-69,76	160	DGA
6	Potrok Aike	-51,95	-70,41	132	INTA
7	Puerto Natales	-51,74	-72,46	45	DGA
8	Río Gallegos	-51,61	-69,28	12	SMN
9	Cerro Castillo	-51,26	-72,35	130	DGA
10	Torres Del Paine	-51,17	-72,95	25	DGA
11	Cerro Guido	-50,94	-72,46	230	DGA
12	Lago Argentino	-50,32	-72,26	186	EVARSA
13	Puerto San Julián	-49,31	-67,78	58	SMN
14	Puerto Edén	-49,13	-74,45	5	DGA
15	Gobernador Gregores	-48,78	-70,16	356	SMN
16	Villa O'Higgins	-48,46	-72,55	270	DGA
17	Cerro Vanguardia	-48,39	-68,27	230	MCV
18	Puerto Deseado	-47,73	-65,92	81	SMN
19	Lord Cochrane	-47,24	-72,58	204	DGA
20	Puerto Guadal	-46,84	-72,71	210	DGA
21	Chile Chico	-46,58	-71,69	306	DGA
22	Perito Moreno	-46,51	-71,01	429	SMN
23	Bahía Murta	-46,45	-72,67	240	DGA
24	Villa Mañihuales	-46,08	-72,1	150	DGA
25	Balmaceda	-45,91	-71,68	511	DGA
26	Comodoro Rivadavia	-45,78	-67,46	58	SMN
27	Sarmiento	-45,58	-69,08	275	EVARSA
28	Coyaique	-45,57	-72,02	310	DGA
29	Río Mayo	-45,41	-70,29	534	INTA
30	Villa Ortega	-45,37	-71,98	550	DGA
31	Ñirehual	-45,27	-71,7	535	DGA
32	Estancia Año Nuevo	-45,26	-71,52	700	DGA
33	Aserradero La Paulina	-45	-71,17	841	EVARSA
34	Río Turbio	-51,19	-72,87	302	EA
35	Los Huemules	-49,22	-72,95	455	Ea.LH
36	Cerro Torre	-49,32	-73,03	795	IANIGLA

Tabla I: Ubicación geográfica de estaciones de temperatura con registros medios mensuales entre 1995-2014. Latitud (Lat.) y Longitud (Lon.) expresados en decimal de grado, en el sistema internacional WGS84 (EPSG:4326). Altitud determinada sobre cartografía topográfica oficial E 1:100.000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

de valores para dos meses consecutivos y saltos excesivos entre meses consecutivos. Para evaluar estos errores se confeccionaron grupos de estaciones meteorológicas utilizando un análisis por conglomerados, a partir de la metodología de Ward (Kalkstein et al. 1987). Se consideró cómo variables a la ubicación geográfica, temperatura media anual y estacional, así como la temperatura del mes más cálido (enero) y el mes más frío (julio). Una vez establecidos los grupos, dentro de los mismos se seleccionó cómo estación de referencia a la serie con menor cantidad de datos faltantes. Las demás estaciones de cada grupo fueron comparadas con cada estación de referencia siempre y cuando el valor de correlación entre sus series mensuales fuera mayor a 0,5 ($r > 0,5$). De esta forma los valores sospechosos presentados por cada serie candidata fueron comparados con su serie de referencia. Por otro lado, cuando una estación presentó datos faltantes se utilizó la estación de referencia para el cálculo de los datos (explicado a continuación) y posterior rellenado de la serie, siempre y cuando la correlación con la serie de referencia fuera $> 0,5$. En los casos de series con datos faltantes, pero con valores de correlación $< 0,5$ con la estación de referencia los datos no se rellenaron.

Los datos faltantes se calcularon mediante la metodología UK *traditional method* (UKtm), (Kashani y Dinpashoh, 2002). Los resultados de Kashani y Dinpashoh (2012) evidencian que, entre once metodologías estudiadas, UKtm fue una de las que presentó mejores resultados para la estimación de la temperatura media en zonas secas de Irán. Por otro lado, Shabala et al (2019), encontró que el UKtm tuvo la segunda mejor performance en la estimación de la temperatura diaria máxima y mínima en una región de Sudáfrica.

La metodología UKtm (1) permite el apareamiento de dos series correlacionadas entre sí, donde es posible a partir de una serie de referencia rellenar datos perdidos de una serie candidata. Esto permite que el dato a rellenar sea resultado de las variaciones que se

dan en el entorno próximo y no dependen de la variación interanual de la misma serie que presenta el vacío.

$$S_{aj} = S_{bj} \times \frac{S_{aj}}{S_{bj}} \quad (1)$$

Dónde: S_a = Estación meteorológica A candidata; S_b = Estación meteorológica B de referencia, j = mes del año, \underline{j} : promedio de la serie para el mes j .

Para cada mes del año, el registro histórico de cada estación de referencia fue comparado con los datos de la estación candidata con datos perdidos. Asumiendo una diferencia constante entre las estaciones, es posible luego obtener el valor perdido a partir de los datos de su estación de referencia para el mismo mes. (Shabalala et al. 2019).

2.3. Método de interpolación

Para la representación espacial continua de la temperatura del aire a partir de registros puntuales (discretos) se utilizó la interpolación espacial. Las técnicas más comúnmente utilizadas para estimar variables espaciales son diversas y pueden ser clasificadas en deterministas o geoestadísticas. La principal diferencia entre éstas reside en el criterio utilizado para asignar los pesos de interpolación. En los métodos determinísticos, los pesos dependen de la distancia geométrica entre puntos mientras que, en los métodos geoestadísticos (también denominados “kriging”), se utiliza una función de semivarianza para su estimación (Li y Heap, 2008; Bianchi et al. 2016).

Dentro de las técnicas geoestadísticas disponibles se utilizó el método “co-kriging Ordinario” (CKO). Esta metodología permite la incorporación de variables auxiliares para la interpolación de una variable primaria como la temperatura (Bianchi et al, 2016). En particular, dado que la temperatura disminuye con la altitud, se utilizó esta relación como variable auxiliar para la predicción del

comportamiento espacial de la temperatura (Goovaerts, 2000; Varentsov et al. 2020). Los valores de altitud para la provincia de Santa Cruz fueron extraídos del modelo digital de superficie (DSM) ALOS World 3D (AW3D30 v2.1), desarrollado por la Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA©). Consiste en una grilla planialtimétrica de 30 m de resolución espacial (1 segundo de arco en latitud y longitud), generado a partir de imágenes satelitales ópticas durante la misión ALOS PRISM (Tadono et al. 2016).

En el presente trabajo se obtuvieron los promedios mensuales de los 33 registros de temperatura media mensual (Tmm) para el período 1995-2014. A partir de la base de registros de Tmm se realizaron las interpolaciones para cada mes, estación y año dentro de la serie temporal propuesta. La resolución espacial del producto reticulado logrado fue de 20 km. Para definir esta resolución espacial se utilizó como referencia a los trabajos de Bianchi et al, 2016 y Almonacid et al, 2021; donde a partir de una base de datos no uniforme espacialmente se confeccionaron retículas de datos climáticos a una resolución de 20 km, obteniendo buenos resultados para la región patagónica. Este producto fue denominado “Base de Datos de Temperatura Reticulada para Santa Cruz” (BTRSC).

Para las interpolaciones se utilizó el semivariograma esférico, siendo seleccionado entre los modelos gaussiano, lineal y exponencial; al presentar mejor ajuste. Este ajuste fue cuantificado utilizando la raíz del error cuadrático medio (RMSE) generado a partir del método “leave-one-out” (Berndt y Haberlandt, 2018). En este procedimiento un valor observado para una ubicación en particular es removido en forma temporal del procedimiento de interpolación. El valor en dicha ubicación luego es estimado utilizando los valores observados restantes. Este proceso se repite para cada uno de los valores observados.

2.4. Bases de datos globales de

temperatura

Se evaluaron diversas bases de datos globales de temperatura (BDGT), algunas de ellas ya testeadas en la región norte de Patagonia (Bianchi et al. 2016). Estas son CRU TS v. 4.04 (Harris et al. 2020), UDEL v. 5.01 (Willmott y Matsuura, 2001) y ERA5 (Hersbach et al. 2020). Las principales características de cada una se resumen en la Tabla II. Los resultados de las BDGT fueron comparados con la BTRSC. CRU y UDEL están basadas en redes de estaciones meteorológicas administradas por organismos públicos nacionales. CRU TS v4.04 utiliza un total de 11.800 estaciones en todo el mundo, compiladas a partir de dos fuentes principales: la WMO (World Meteorological Organization) y la NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration) a través de sus redes de estaciones meteorológicas asociadas, mientras que UDEL utiliza la base de datos GHCN2 (*Global Historical Climatology Network*, en su versión 2 con más de 34.000 estaciones). ERA5 es una base de datos de reanálisis generada con un esquema secuencial de asimilación de datos (Hersbach et al. 2020).

2.5. Bases de datos globales de temperatura

La variabilidad de las 33 series de temperatura fue analizada mediante el coeficiente de variación (CV %).

$$CV(\%) = \frac{\sigma}{x} \times 100 \quad (2)$$

Donde σ es el desvío estándar de la muestra y x representa la media aritmética.

El desempeño de las cuatro bases globales de temperatura fue obtenido mediante la comparación entre el valor observado y el valor estimado. Este último fue obtenido a partir de la interpolación bilineal a la ubicación de cada estación meteorológica. La metodología de interpolación bilineal utiliza el promedio ponderado de la distancia de los cuatro valores más cercanos para estimar el valor de un punto

BDGT	Resolución	Frecuencia	Periodo	Fuente de datos	Algoritmo o método de interpolación	Estaciones meteorológicas en la región	Referencia
CRU TS v 4.04	0,5°	Mensual	1901-2019	Estaciones meteorológicas	Distancia angular ponderada (ADW)	12	Harris et al. 2020
UDEL v. 5.01	0,5°	Mensual	1900-2014	Estaciones meteorológicas	Interpolación climatológicamente ayudada (CAI)	10	Willmott y Matsuura, 2001
ERA5	0,28°	Horaria	1950-presente	ECMWF	Reanálisis/ensamble 4D/VAR	-	Hersbach et al., 2020

Tabla II: Características de las Bases de Datos Globales de Temperatura (BDGT) testeadas para la provincia de Santa Cruz en el periodo 1995-2014.

de interés (Schumacher et al. 2020). Luego sobre estos valores se procedió a realizar una corrección por altura según lo describe Sheridan et al. (2010). Para ello se calculó a partir de un modelo digital de superficie (ALOS World 3d, Tadono et al. 2016) la altura sobre el nivel del mar de los cuatro píxeles más cercanos a la estación meteorológica (valor observado), siendo la diferencia de altitud entre ambas el valor utilizado en la fórmula de corrección (3) utilizando la tasa de descenso de temperatura de 6,5°C/km.

$$\delta T = [-\delta H x \Upsilon] + T \quad (3)$$

Donde $\delta H = (h_o - h_e)$, h_o =altura de la estación meteorológica y h_e = altura media de los píxeles cercanos a la estación meteorológica correspondiente a la base global de datos. Υ = es el gradiente adiabático (6,5°C/km).

El valor observado fue representado por cada una de las 33 estaciones meteorológicas citadas en la Tabla I.

El desempeño de cada base reticulada se analizó a partir del error relativo medio absoluto (RMAE, Li y Heap, 2008) y la raíz del error cuadrático medio relativo (RRMSE, Li y Heap,

2008). Para realizar este análisis se respetó la resolución espacial nativa de cada base reticulada.

$$RMAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |(p_i - o_i)/o_i| \quad (4)$$

$$RRMSE = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (|p_i - o_i|/o_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

Donde O es el valor observado, P es el valor predicho o estimado.

Para evaluar la calidad de la BTRSC también se utilizó el procedimiento “leave-one-out” (Berndt y Haberlandt, 2018), en donde un valor observado para una ubicación en particular es removido en forma temporal del procedimiento de interpolación. El valor en esa ubicación fue estimado utilizando los valores observados restantes (32 estaciones). Este proceso se repitió para cada uno de los valores observados. Esta metodología permite la evaluación del ajuste entre el producto reticulado y el valor observado como si fueran independientes uno del otro (Bianchi et al. 2016; Berndt y Haberlandt, 2018). A partir de estas diferencias se evaluaron el RMAE (4) y RRMSE (5).

A fin de realizar un estudio complementario se seleccionaron del Banco de Datos Hidrometeorológicos (BDHM) de la provincia de Santa Cruz (Monserrat et al. 2016), tres estaciones meteorológicas con series incompletas, pero que por lo menos presentaron dos años consecutivos sin datos perdidos. Estas estaciones fueron Río Turbio (2002-2009), Los Huemules (2003-2004) y Cerro Torre (2007-2008), todas ubicadas sobre la región oeste de Santa Cruz (Figura 1, Tabla I). Sobre dichas estaciones se calculó el desvío entre el valor estimado por cada base reticulada y el valor observado, a fin de evaluar la dispersión de dichas bases en la región oeste de la provincia.

3. RESULTADOS

3.1. Características termométricas de las estaciones meteorológicas

La temperatura media anual (T_{ma}) se encuentra influenciada por la latitud en las estaciones analizadas, presentándose los menores valores de T_{ma} a mayor latitud. La altitud en cambio no presentó influencia sobre dichas estaciones, al ser estaciones ubicadas en rangos altitudinales no mayores a los 430 msnm en la provincia de Santa Cruz, sin tener representación sobre las altas cumbres de la cordillera. Hacia el oeste existe también una disminución de la T_{ma} en concordancia con el característico patrón NO-SE de las isotermas en esta región (Paruelo et al. 1998). En la provincia de Santa Cruz la estación con mayor T_{ma} fue Puerto Deseado, ubicada al noreste de la provincia, con una T_{ma} de 10,5 °C; mientras que el menor valor de T_{ma} se ubicó hacia el sur en el Campo Experimental Potrok Aike INTA con 6,0 °C.

Con respecto a los valores medios mensuales, enero se presentó como el mes más caluroso para todas las estaciones de la provincia, oscilando entre 16,7 °C y 13,5 °C para las estaciones de Puerto Deseado y Río Gallegos, respectivamente (Figura 2c). El mes de julio representó el mes más frío para las estaciones de la región, donde el valor mínimo medio fue de 0,1 °C para Potrok

Aike, y el máximo fue de 3,8 °C para Puerto Deseado.

De las nueve estaciones ubicadas en la provincia de Santa Cruz, Lago Argentino fue la que mostró la mayor variabilidad interanual ($CV=12,5\%$) dentro del periodo analizado, oscilando su media anual entre 6,4lor mínimo medio fue de 0,1 °C para Potrok Aike, y el máximo fue de 3,8 °C para el año más frío (1997) y 10,3 lor mínimo medio fue de 0,1 °C para Potrok Aike, y el máximo fue de 3,8 °C para el año más caluroso (2004). Las demás estaciones mostraron su coeficiente de variación entre 6 y 10 %, donde las menores variaciones se observaron en las estaciones ubicadas en cercanía a la costa atlántica (Puerto Deseado, Puerto San Julián y Río Gallegos), (Figura 2a).

A partir del análisis de conglomerados mediante la técnica de Ward se pudieron identificar diez grupos conformados entre 2 a 5 estaciones meteorológicas (Tabla III). Estos agrupamientos fueron utilizados para el análisis de calidad, además del rellenado de datos para las series con datos perdidos, a partir de una serie de referencia del mismo grupo. El grupo 1, conformado por las estaciones más australes de la región (Río Gallegos, Monte Aymond, Potrok Aike, San Sebastián) presentó una temperatura media anual (T_{ma}) de 6,3 °C, siendo la menor en comparación a los demás grupos (Tabla III); mientras que el grupo con la T_{ma} mayor fue el 6 ubicado al noreste de la región, conformado por las estaciones de Comodoro Rivadavia y Sarmiento, con una T_{ma} de 12,6 °C.

3.2. Evaluación de desempeño de bases reticuladas de temperatura

Para el cálculo de los estadísticos se utilizaron 30 de las 33 estaciones meteorológicas disponibles. Esto fue así dado que las estaciones de Comodoro Rivadavia, Puerto Deseado y San Sebastián son estaciones ubicadas al borde del producto generado, donde los valores estimados por BTRSC se apoyan en estaciones ubicadas a más de 200 km, límite del valor

Grupo	Estaciones meteorológicas	Tma (°C)	Tmv (°C)	Tmo (°C)	Tmi (°C)	Tmp (°C)
1	Rio Gallegos Monte Aymond Potrok Aike San Sebastián	6,3	10,6	3,4	2,4	8,7
2	Villa Tehuelche Punta Arenas Isla Riesco Puerto Natales	6,5	10	4,3	3,3	8,2
3	Lago Argentino Gobernador Gregores	8,7	14	5,4	3,7	11,7
4	Villa O'Higgins Puerto Edén Cerro Castillo Torres del Paine Cerro Guido	7,4	11,4	4,9	4	9,3
5	Puerto Deseado Cerro Vanguardía Puerto San Julián	10,3	15,3	7,4	5,5	12,9
6	Comodoro Rivadavia Sarmiento	12,6	18	9,3	7,5	15,5
7	Rio Mayo Perito Moreno Lord Cochrane	9,8	15,4	6,1	4,8	12,9
8	Puerto Guadal Villa Manihuales Bahia Murta Chile Chico	9,4	14	6,7	5,5	11,5
9	Aserradero La Paulina Balmaceda Estancia Año Nuevo	6,9	11,9	4,1	2,3	9,1
10	Coyaique Villa Ortega Ñirehuao	8,1	12,7	5,4	4,2	10,3

Tabla III: Grupos de estaciones meteorológicas siguiendo la metodología de Ward (Kalkstein et al. 1987) y sus características termométricas medias. Tma: temperatura media anual, Tmv: temperatura media de verano, Tmo: temperatura media de otoño, Tmi: temperatura media de invierno, Tmp: temperatura media de primavera

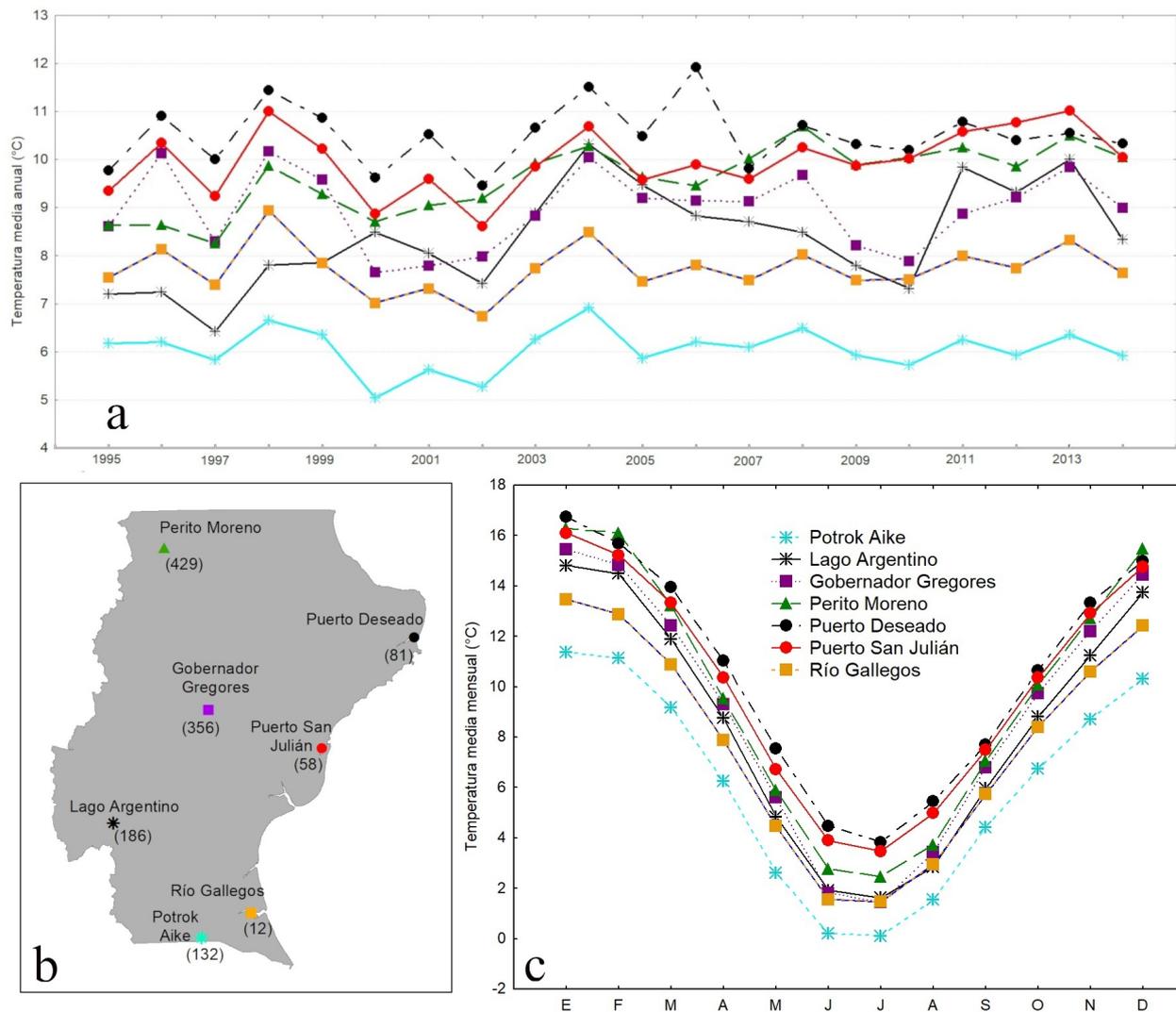


Figura 2: Temperatura media anual (a) y temperatura media mensual (c) para siete estaciones de la provincia de Santa Cruz (b) para el periodo 1995-2014. Entre paréntesis, la altura sobre el nivel del mar (msnm) de cada estación meteorológica.

umbral establecido para la generación de las interpolaciones.

Los estadísticos calculados indicaron que la BTRSC fue la base reticulada que mejor representó la variación de la temperatura en la escala temporal anual (Figura 3, Tabla IV). BTRSC subestima la temperatura media anual en la mayoría de las estaciones de validación, oscilando entre 0,2 y 2,7 °C menos que los valores observados, obteniéndose los mayores errores en situaciones de borde (Figura 3).

CRU se presentó como la base global con mejor desempeño en el producto anual, detrás de BTRSC; mientras que UDEL presentó el peor desempeño en comparación a las demás (Figura 3, Tabla IV). ERA5 presentó en todas las estaciones del año una subestimación de las temperaturas medias estacionales (Figura 4), con las mayores diferencias en el invierno y primavera (subestimaciones de más de 3°C en el invierno y más de 4°C en la primavera para las estaciones chilenas de Bahía Murta y Chile Chico). Salvo en el verano, UDEL presentó

	Anual		Verano		Otoño		Invierno		Primavera	
	RMAE	RRMSE	RMAE	RRMSE	RMAE	RRMSE	RMAE	RRMSE	RMAE	RRMSE
BTRSC	0,12	0,17	0,14	0,1	0,13	0,18	0,22	0,31	0,09	0,13
CRU TS v 4.04	0,16	0,22	0,09	0,11	0,24	0,31	0,31	0,41	0,11	0,14
UDEL v. 5.01	0,2	0,3	0,32	0,35	0,29	0,4	0,35	0,48	0,13	0,18
ERA5	0,2	0,24	0,1	0,13	0,22	0,26	0,44	0,51	0,19	0,23

Tabla IV: Evaluación de desempeño de cuatro bases reticuladas de temperatura en sus productos estacionales y anual.

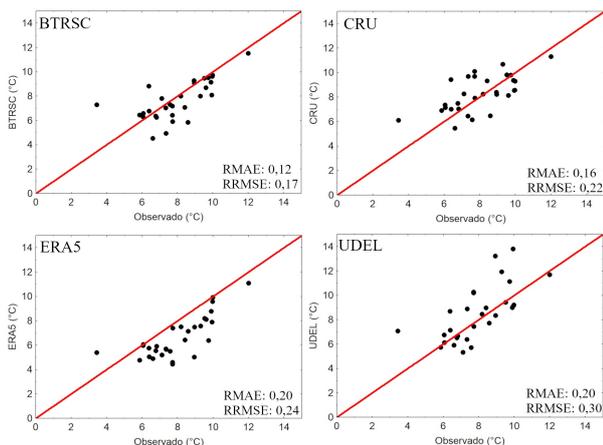


Figura 3: Evaluación del desempeño del producto anual de la base de datos BTRSC y de bases de datos globales de temperatura en comparación a los datos observados en estaciones meteorológicas para el período 1995-2014. RRMSE: Raíz del error medio cuadrático relativo; RMAE: Error relativo medio absoluto.

los menores desvíos con respecto a los valores observados en todas las estaciones del año (Figura 4), seguido por CRU y BTRSC. A pesar de ello, UDEL presentó la mayor variabilidad en las diferencias estimadas y observadas en comparación a las demás, mientras que BTRSC presentó para todas las estaciones del año una menor variabilidad en estas diferencias (Figura 4). Al analizar el RRMSE fue posible asegurar el comportamiento errático de estas bases globales, el cual aumenta en la época de menor temperatura media, como los son las estaciones de otoño e invierno (Figura 5). BTRSC mantuvo durante todas las estaciones del año un menor

valor de RRMSE en comparación a las demás bases globales.

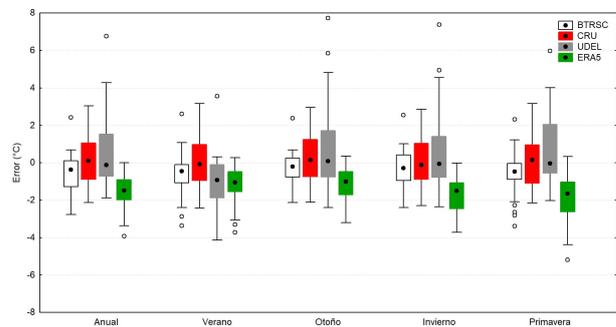


Figura 4: Distribución de los errores (°C) para cuatro bases de datos reticuladas de temperatura en el producto anual y estacionales en comparación a las estaciones de validación para el período 1995-2014.

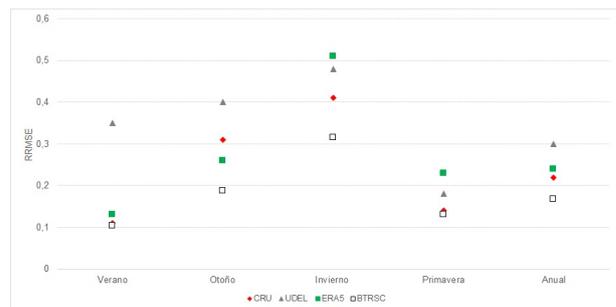


Figura 5: Raíz del error medio cuadrático relativo (RRMSE) para cuatro bases reticuladas de temperatura media estacional y anual, en el período 1995-2014.

Si bien se requieren estudios complementarios para determinar las causas, es posible que las bases de datos presenten mayor dispersión y

errores en el oeste de la región y en zonas de altura durante la época invernal dado que es la época del año de mayor actividad frontal, debido al ingreso de vaguada desde el Pacífico Sur, y abundantes precipitaciones (Blázquez y Solman 2018) que influyen a su vez los patrones de temperatura. Si las bases de datos utilizadas no cuentan con suficiente información espacial en la zona o no logran capturar adecuadamente esta circulación (como en el caso de los reanálisis) es posible que durante esta estación presenten mayores errores. Estos resultados están en concordancia con lo mostrado por Solman et al. (2013), donde se evidencia una mayor dispersión entre bases de datos de temperatura y un mayor cociente entre dispersión y variabilidad en el oeste de Santa Cruz durante el invierno.

3.3. Variación espacial de la temperatura en la provincia de Santa Cruz

Todas las bases de datos analizadas presentaron las temperaturas medias anuales más cálidas hacia el noreste de la provincia, oscilando entre los 10 y 13°C, mientras que las temperaturas más frías se ubicaron hacia el oeste y sur de la provincia, como era de esperar (Figura 6). El análisis de la temperatura en función de la altitud a lo largo de tres transectas longitudinales (46°, 49° y 51° S) permitió identificar que las temperaturas más cálidas se ubican en las zonas más bajas de la provincia localizadas en las zonas costeras; mientras que la temperatura media anual (Tma) disminuye conforme aumenta la altitud hacia las zonas cordilleranas (Figura 7). Esto marca la influencia de la latitud y la altitud en la temperatura media anual de la provincia, sumado a un tercer factor local de cercanía al mar.

A lo largo de las tres transectas longitudinales analizadas, BTRSC presentó valores de Tma por encima de las demás bases reticuladas, aumentando las diferencias en las zonas de mayor altitud (Figura 7), sobre todo en la transecta longitudinal de los 49°; donde hacia el oeste se alcanzan alturas hasta los 1500 msnm.

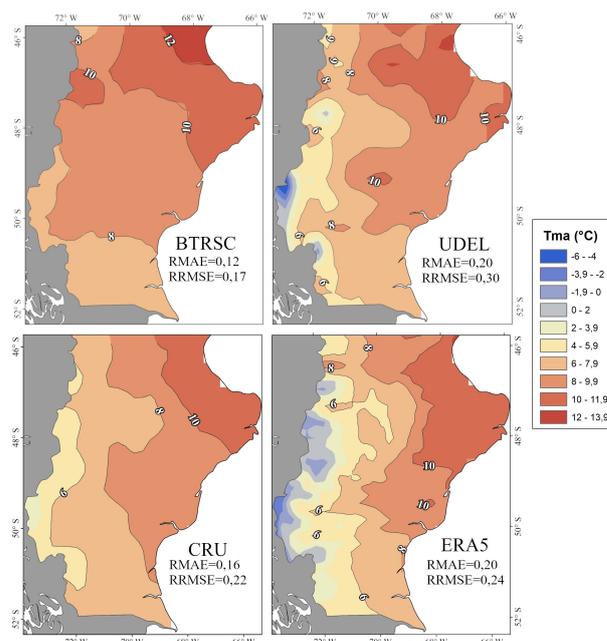


Figura 6: Variación espacial de la temperatura media anual (°C) para la provincia de Santa Cruz para el período 1995-2014, expresada por cuatro bases reticuladas de temperatura.

En estas zonas más elevadas ERA5 fue la que presentó los menores valores de Tma, con valores por debajo de 0°C en la zona sudoeste de la provincia (Figura 6).

Como se muestra en la figura 6, la distribución de las isotermas varía según la base analizada, donde las isotermas de menor valor se ubican en forma más cercana y paralelas a la distribución principal de la cordillera de Los Andes.

La falta de datos a partir de estaciones meteorológicas ubicadas en la región oeste de la provincia no permite realizar un análisis exhaustivo del ajuste de cada base reticulada en su representación de la variación térmica, que en esta región es altamente influenciada por la altitud. Son pocos los registros que se encuentran sobre esta región, siendo la mayoría discontinuos o bien de corta duración. En particular, en este estudio se consideraron tres estaciones adicionales con registros de temperatura en periodos más cortos (Río

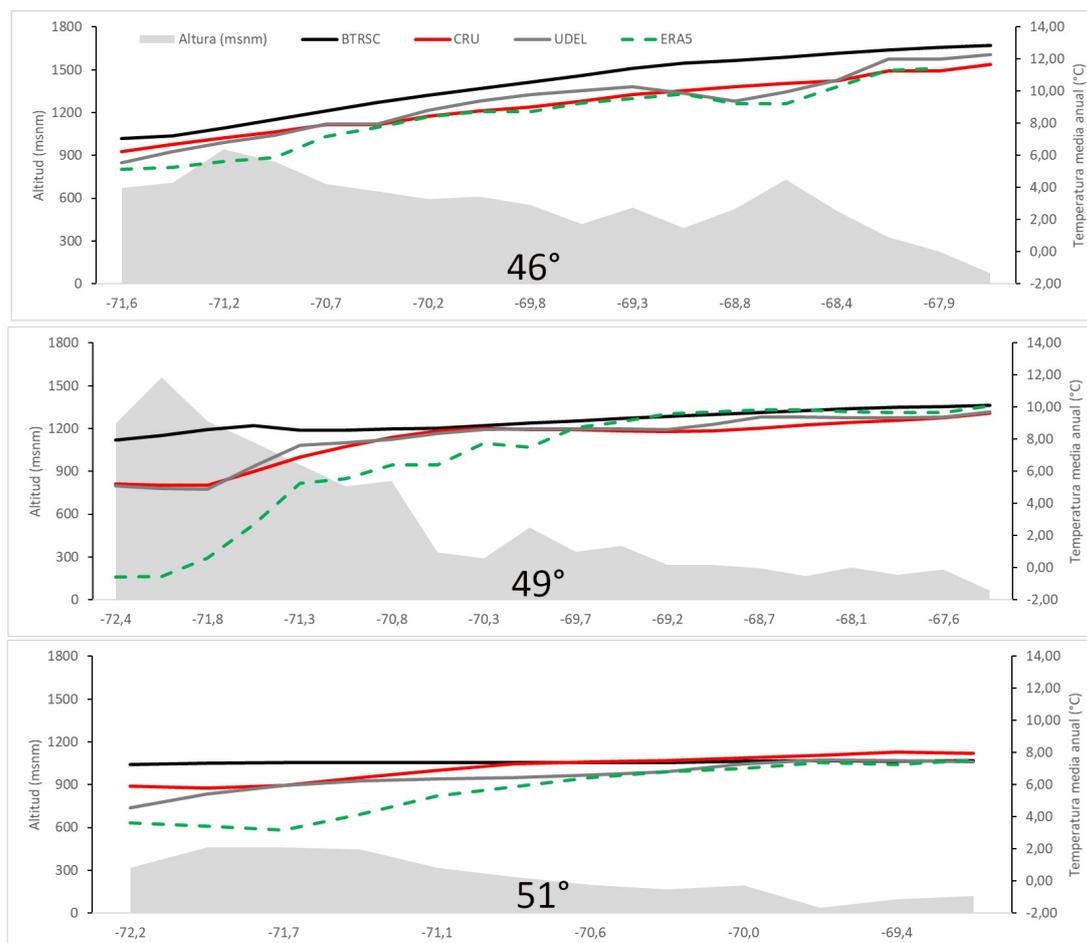


Figura 7: Transectas longitudinales de temperatura media anual (°C) a los 46°, 49° y 51° de latitud sur expresada para la Base de Temperatura Reticulada para Santa Cruz (BTRSC) y cuatro bases globales reticuladas de temperatura. En gris se representa la topografía (msnm) a lo largo de la transecta a partir del modelo digital de elevaciones ALOS PRISM (30 m).

Turbio, 2002-2009; Los Huemules, 2003-2004 y Cerro Torre, 2007-2008), ubicadas sobre zonas de altura, con el fin de analizar el comportamiento de las bases de datos en esta región. De las tres estaciones analizadas, se obtuvieron resultados muy disímiles entre la estimación de cada base reticulada y el valor observado. En el caso de Río Turbio, CRU y UDEL representaron muy bien la temperatura media anual y estacional, con una leve subestimación de la misma (Figura 8); mientras que BTRSC sobreestimó dichos valores. ERA5 fue la base de datos que presentó las mayores diferencias para esta estación meteorológica, con valores entre los 4° y 5° menos para el

producto anual y de primavera respectivamente. Para las dos estaciones meteorológicas restantes BTRSC sobreestimó la temperatura anual y estacional, mientras que UDEL y ERA5 subestimaron principalmente la temperatura media del invierno y primavera (Figura 8). De acuerdo a estos resultados es de esperar que el producto BTRSC, tanto en el anual como en los estacionales se encuentre sobreestimando a la temperatura en la zona oeste, donde se presentan las mayores altitudes de la provincia, a pesar de haber utilizado una técnica geoestadística de interpolación de datos que incluye en su modelo de estimación a la altitud.

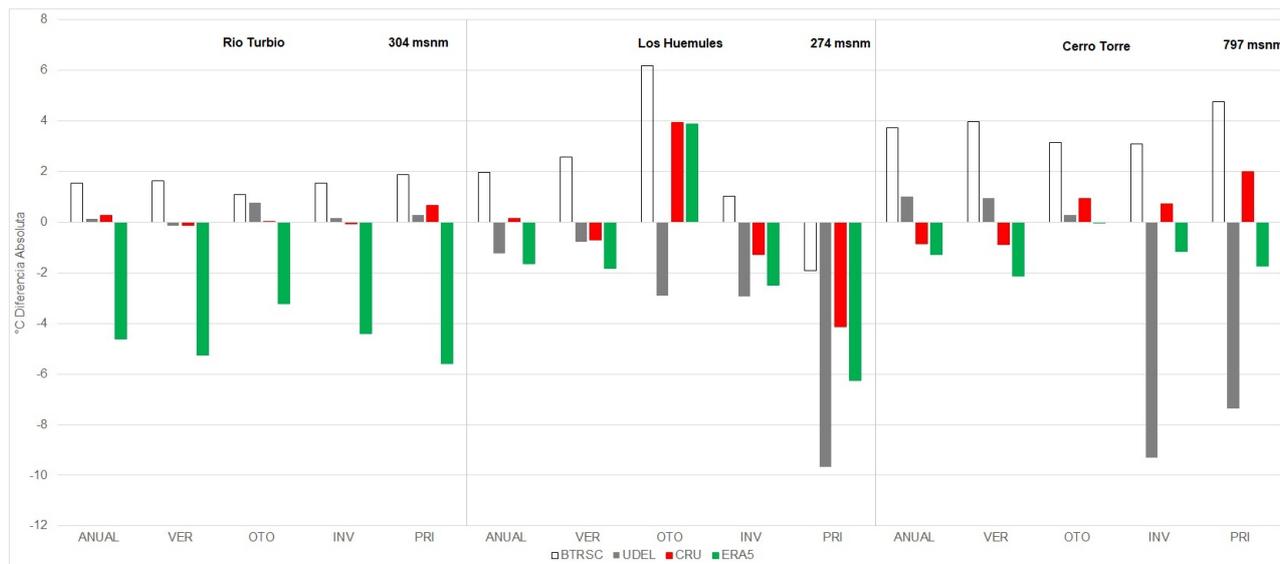


Figura 8: Diferencias absolutas entre cuatro bases reticuladas de temperatura y tres estaciones meteorológicas para los productos estacionales y el anual.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las bases de datos de temperatura del aire son un insumo esencial para el estudio del clima, su variabilidad y tendencias cómo también para estudios hidrológicos, agropecuarios, de planificación y conservación ambiental y de manejo de riesgos y emergencias (Larson y Peck 1974; Ebert et al. 2007; Yilmaz et al. 2010; Jiang et al. 2012).

En la provincia de Santa Cruz, ubicada en el sector sur de Patagonia, donde está focalizado este estudio, son escasos los antecedentes de generación y/o validación de bases de datos reticuladas globales o de bases regionales de temperatura. De Fina (1968) y Soto (2000) son dos de los estudios que abordan esta problemática. Los autores caracterizan la temperatura media anual proponiendo una distribución genérica de isotermas en cartografía de muy baja resolución para la región, sin una descripción metodológica clara y estandarizada para describir apropiadamente la variación espacio-temporal de la temperatura.

En este contexto, en el presente trabajo se creó una nueva base reticulada de datos

de temperatura, BTRSC, generada a partir del análisis y procesamiento de los datos termométricos disponibles en el Banco de Datos Hidrometeorológicos de la Provincia de Santa Cruz. De esta forma se obtuvo el primer antecedente regional para la caracterización cartografiada de la distribución espacio-temporal de la temperatura a partir de procedimientos estandarizados para su tratamiento y modelización geostatística.

Uno de los objetivos principales que debe cumplir una base de datos reticulada de temperatura es lograr capturar adecuadamente la interacción entre la topografía, la latitud, la circulación atmosférica, el viento y la proximidad a los océanos. Estos factores introducen grandes complejidades en los patrones espaciales de la temperatura en Patagonia (Paruelo et al. 1998; Villalba et al. 2003; Bianchi et al. 2016). En particular, el rol de la Cordillera de los Andes es esencial en el comportamiento de esta variable en esta región, dado el doble rol que ejerce en la disminución de la temperatura con la elevación (Oke, 2002) y en la fuerte influencia que esta barrera topográfica ejerce sobre los patrones de temperatura, asociado al bloqueo de la

circulación atmosférica y la reducción del paso de las masas de aire a través de la Cordillera (Insel et al. 2009). La BTRSC representó en forma satisfactoria la interacción de factores como la latitud y la proximidad a los océanos en los patrones espaciales de la temperatura. Los mayores valores de temperatura media anual se obtuvieron en la región noreste de la provincia de Santa Cruz en zonas de baja altitud y latitud en cercanías al mar. En esta zona más cálida las T_{ma} registradas estuvieron entre los 9 y 12 °C (Caleta Olivia y Puerto Deseado, respectivamente), en concordancia con los resultados obtenidos por Soto (2000). Por otro lado, hacia el sudoeste BTRSC presenta un descenso en el valor de la T_{ma}, llegando a valores de 5°C en la zona de Río Turbio y 28 de Noviembre. La zona oeste, al límite con la cordillera de Los Andes muestra una barrera térmica, con una T_{ma} entre 5 y 6 °C ubicada en forma paralela a la cordillera. Esta zona, de elevada altitud, es la región más compleja de representar y donde la BTRSC presentó los mayores déficits.

La comparación de BTRSC con tres bases de datos globales de temperatura evidenció un mejor desempeño general con los menores valores de RRMSE en comparación a las demás bases globales de temperatura, tanto para los productos estacionales como para el producto anual. Bianchi et al. (2016) encontraron que para la representación de la temperatura, bases globales con mayor resolución espacial, como CRU y UDEL tuvieron mejor desempeño que ERA-Interim con menor resolución espacial. La mayor diferencia entre BTRSC y las demás bases globales fue la representación de la temperatura en la franja oeste de la provincia de Santa Cruz, zona cercana a la cordillera de Los Andes. Este aspecto es relevante dado que el patrón de temperatura en la distribución noroeste-sudeste de las isotermas está determinado principalmente por la presencia de Los Andes (Paruelo et al. 1998). Esta es una zona con elevados gradientes altitudinales y con la menor densidad de estaciones meteorológicas que dificulta que se

pueda representar adecuadamente la variación térmica. Las pocas estaciones que existen sobre la cordillera de Los Andes, se encuentran sobre el sector chileno, donde la Dirección General de Aguas de Chile (DGA) mantiene una red activa de estaciones meteorológicas en las zonas de los Campos de Hielo Norte y Sur (Bravo et al. 2019). A pesar de ello esta red cuenta con datos muy recientes desde el año 2015. Del lado argentino, existe solo una nueva estación meteorológica activa en cercanías al campo de hielo ubicada al pie del glaciar Torre, cuya administración está bajo el Instituto Argentino De Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA). Esta falta de registros determina una representación incompleta de la variación espacial de la temperatura, sobre todo en situaciones de extrema complejidad como la zona cordillerana. A pesar de estas limitaciones, la red de estaciones utilizada en el presente trabajo para la confección de BTRSC resulta de mayor densidad que aquella utilizada por la mayoría de las bases globales para la elaboración de sus modelos continuos en esta región de Patagonia. Los registros climáticos utilizados por dichas bases suelen realizar sus estimaciones a partir de datos incluidos en la base de registros históricos del Sistema Global de Observación del Clima (GCOS, por sus siglas en inglés; Bianchi et al. 2016).

La base de datos BTRSC presenta dos limitaciones relevantes que deben ser consideradas al momento de utilizar este producto. Por un lado, la longitud de la serie de tiempo de 20 años (1995 – 2014) utilizada en el presente trabajo no cumple con los estándares internacionales sugeridos, donde se consideran periodos de referencia de 30 años de información que permitan realizar climatologías que capturen adecuadamente la variabilidad interanual de la variable estudiada (WMO, 2018). La segunda limitación está asociada a la distribución espacial no equilibrada de estaciones de registro termométrico, con escasas estaciones en las zonas gradientes altitudinales relevantes, como la cordillera occidental de Los Andes y la zona de sierras y mesetas del centro

de la provincia de Santa Cruz.

Aun así, la base de datos lograda representa un importante avance en materia de conocimiento de la distribución de las temperaturas regionales. Es una base de datos de aplicación regional con un buen desempeño para la representación espacio-temporal de la variación de la temperatura, con posibilidad de aplicación en modelos ecológicos e hidrológicos, además de representar un periodo de tiempo base para comparar en estudios de cambio climático.

Agradecimientos: Agradecemos a la empresa Enap Sipetrol Argentina S.A por el aporte de recursos al proyecto de investigación, a la Municipalidad de Río Gallegos (Santa Cruz) y, en especial, a Mariano Bertinat, Secretario de Estado de Ambiente de la provincia de Santa Cruz.

REFERENCIAS

- Aalto, J., Pirinen, P., Heikkinen, H., Venäläinen, A., 2013. Spatial interpolation of monthly climate data for Finland: comparing the performance of kriging and generalized additive models. *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 112: 99-111.
- Almonacid, L., Pessacg, N., Diaz, B., Bonfili, O., Peri, P. L., 2021. Nueva base de datos reticulada de precipitación para la provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista Meteorológica*, Vol. 46 N°2 (2021) 26-53.
- Barry, R. G., 2013. *Mountain Weather and Climate*. Cambridge University Press, Cambridge, 532 pp.
- Begert, M., Frei, C., 2018. Long-term area-mean temperature series for Switzerland-Combining homogenized station data and high resolution grid data. *International Journal of Climatology*, 2018, 38: 2792-2807.
- Benavides, R., Montes, F., Rubio, A., Osoro, K., 2007. Geostatistical modelling of air temperature in a mountainous region of northern Spain. *Agricultural and Forest Meteorology* 146 (2007) 173-188.
- Berndt, C., Haberlandt, U., 2018. Spatial interpolation of climate variables in Northern Germany – Influence of temporal resolution and network density. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 15: 184 – 202.
- Bianchi, E., Villalba, R., Viale, M., et al., 2016. New precipitation and temperature grids for northern Patagonia: Advances in relation to global climate grids. *Journal of Meteorological Research*, 30: 38 – 52.
- Blázquez, J., Solman, S. A., 2018. Fronts and precipitation in CMIP5 models for the austral winter of the Southern Hemisphere. *Climate Dynamics*, Vol. 50, 2705–2717 pp.
- Bravo, C., Quincey, D. J., Ross, A. N., Rivera, A., Brock, B., Miles, E., Silva, A., 2019. Air temperature characteristics, distribution, and impact on modeled ablation for the south Patagonia icefield. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 907-925.
- De Fina, A. L., Garbosky, A. J., Giannetto, F., Sabella, L. J., 1968. Difusión geográfica de cultivos índices en la provincia de Santa Cruz y sus causas. *INTA-Suelos*. Publicación 111:29, 1968.
- Ebert, E., Janowiak, J., Kidd, C., 2007. Comparison of near-real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. *Bulletin of American Meteorological Society*. 88, 47–64.
- Garreaud R., Lopez, P., Minvielle, M., Rojas, M., 2013. Large-scale control on the Patagonian Climate. *Journal of Climate*, Vol. 26, 215-230 pp.
- Goovaerts, P., 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology* 228 (2000) 113 – 129.
- Harris, I., Osborn, T. J., Jones, P. D., Lister, D. H., 2020. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data*, 7: 109, 1 – 18 pp.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G.,

- Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., and Thépaut, J. -N., 2020. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999–2049.
- Hooker, J., Duveiller, G., Cescatti, A., 2018. A global dataset of air temperature derived from satellite remote sensing and weather stations. *Scientific Data*, 5: 180246 doi: 10.1038/sdata.2018.246 (2018).
- Insel, N., Poulsen, C., Ehlers, T., 2009. Influence of the Andes Mountains on South American moisture transport, convection, and precipitation. *Climate Dynamics*, Vol. 35, 1477-1492 pp.
- Jiang, S., Ren, L., Hong, Y., Yong, B., Yang, X., Yuan, F., Ma, M., 2012. Comprehensive evaluation of multi-satellite precipitation products with a dense rain gauge network and optimally merging their simulated hydrological flows using the Bayesian model averaging method. *Journal of Hydrology*, 452–453, 213–225.
- Kalkstein, L.S., Tan, G.R., Skindlov, J.A., 1987. An evaluation of 3 clustering procedures for use in synoptic climatological classification. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 26: 717–730.
- Kashani, M. H., Dinpashoh, Y., 2012. Evaluation of efficiency of different estimation methods for missing climatological data. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 26: 59-71.
- Khesali, E., Mobasheri, M., 2020. A method in near-surface estimation of air temperature (NEAT) in times following the satellite passing time using MODIS images. *Advances in Space Research*, article in press.
- Larson, L. W., Peck, E. L., 1974. Accuracy of precipitation measurements for hydrologic modeling. *Water Resources Research*, 10(4), 857–863.
- Li, J., Heap, A. D., 2008. A review of spatial interpolation methods for environmental scientists. *Geoscience Australia, Record 2008/23*, 137 pp.
- Li, X., Cheng, G., Lu, L., 2005. Spatial analysis of air temperature in the Qinghai-Tibet Plateau. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 37, No 2, 2005, pp. 246-252.
- Lloyd, C. D., 2005. Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *Journal of Hydrology* 308 (2005) 128 – 150.
- Monserrat, M. C., Diaz, B. G., Bonfili, O., Almonacid, L., 2016. Banco de datos hidrometeorológicos de Santa Cruz. Presentado en: 3er encuentro de Investigadores en Formación de Recursos Hídricos (IFRH, 2016), 6 y 7 de octubre de 2016, Ezeiza, Buenos Aires, 8 pp.
- Oke, T. R., 2002. *Boundary Layer Climates*. Routledge, London, 435 pp.
- Paruelo, J. M., Beltrán, A., Jobbágy, E., Sala, O., Golluscio, R. A., 1998. The climate of Patagonia: general patterns and controls on biotic processes. *Ecología Austral*, 8, 85-101.
- Peri, P.L., Rosas, Y. M., Ladd, B., Toledo S., Lasagno, R. G., Martínez Pastur, G., 2018. Modelling soil carbon content in South Patagonia and evaluating changes according to climate, vegetation, desertification and grazing. *Sustainability* 10(2), 438.
- Peri, P. L., Rosas, Y. M., Ladd, B., Toledo, S., Lasagno, R. G., Martínez Pastur, G., 2019. Modeling soil nitrogen content in South Patagonia across a climate gradient, vegetation type, and grazing. *Sustainability* 11, 2707.
- Pessacq, N., Flaherty, S., Brandizi, S., Solman, S., Pascual, M., 2015. Getting water right: A case study in water yield modelling based on precipitation data. *Science of Total Environment* 537 (2015) 225 – 234.
- Pessacq, N., Flaherty, S., Brandizi, S., Rehencq, M., GarciaAsorey, M., Castiñeira, L., Solman, S., Pascual, M., 2018. Producción de agua en la Cuenca del río Limay: Modelado y calibración. *Revista Meteorológica*,

- 43(2):3-23.
- Schumacher, V., Justino, F., Fernández, Al., Meseguer-Ruiz, O., Sarricolea, P., Comin, A., Venancio, L. P., Althoff, D., 2020. Comparison between observations and gridded data sets over complex terrain in the Chilean Andes: Precipitation and temperature. *International Journal of Climatology*, 2020; 1-23.
- Sheridan, P., Vosper, S., Smith, S., 2018. A physically based algorithm for downscaling temperature in complex terrain. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 57, 1907 – 1929.
- SMN, 2021. <https://datos.gob.ar/dataset/smn-listado-estaciones-meteorologicas-smn>. Último acceso enero de 2021.
- Solman, S. A., Sanchez, E., Samulesson, P., da Rocha, R. P., Li, L., Marengo, J., Pessacg, N. L., Remedio, A. R. C., Chou, S. C., Berbery, H., Le Treut, H., de Castro, M., Jacob, D., 2013. Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: model performance and uncertainties. *Climate Dynamics*, 41, 1139 – 1157 (2013).
- Soto, J., 2000. Mapa de clima: Atlas de la República Argentina. Isohietas medias anuales. Las condiciones climáticas de la provincia de Santa Cruz. En *El Gran Libro de la Provincia de Santa Cruz 2000*, pag.1321.
- Tadono, T., Nagai, H., Ishida, H., Oda, F., Naito, S., Minakawa, K., Iwamoto, H., 2016. Generation of the 30 m-mesh global digital surface model by Alos Prism. *International Archives of the Photogrammetry, remote Sensing & Spatial Information Sciences*, 2016, Vol. 41, p157-162.
- Varentsov, M., Esau, I., Wolf, T., 2020. High resolution temperature mapping by geostatistical kriging with external drift from large-Eddy Simulations. *American Meteorological Society*, V:148, pp 1026-1048.
- Villalba, R., Lara, A., Boninsegna, J. A., et al., 2003. Large-scale temperature changes across the southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years. *Climatic Change*, 59, 177–232.
- Willmott, C. J. y Matsuura, K., 2001. *Terrestrial Air Temperature and Precipitation: Monthly and Annual Time Series (1950 - 1999)*.
- WMO, 2018. *Guide to climatological practices*. WMO-No. 100, World Meteorological Organization, Geneva, 2018. ISBN 978-92-63-10100-6, pp 140.
- Xu, C., Wang, J., Li, Q., 2018. A new method for temperature spatial interpolation based on sparse historical stations. *Journal of Climate*, vol. 31, 1757-1770.
- Yilmaz, K. K., Adler, R. F., Tian, Y., Hong, Y., Pierce, H. F., 2010. Evaluation of a satellite-based global flood monitoring system. *International Journal of Remote Sensing*, 31(14), 3763–3782

IMPACTO DE LA INCLUSIÓN DEL NUDGING ESPECTRAL EN LOS ANÁLISIS Y PRONÓSTICOS REGIONALES GENERADOS CON EL LETKF-WRF

Martin Iglesias, María Eugenia Dillon^{1,2}, Yanina García Skabar^{1,2,3}

¹CONICET

²Servicio Meteorológico Nacional

³Instituto Franco-Argentino sobre Estudios de Clima y sus Impactos (UMI-3351 IFAECI/CNRS-CONICET-UBA)

(Manuscrito recibido el 12 de febrero de 2021, en su versión final el 14 de agosto de 2021)

RESUMEN

Uno de los desafíos en la generación de análisis y pronósticos regionales es lograr una definición adecuada de su condición de borde. En particular, para un sistema de asimilación de datos regional es importante estudiar el impacto de la forma en que se relaja el estado del modelo a las condiciones de borde, ya que esto puede generar un deterioro en la calidad del análisis y por ende los pronósticos. En este trabajo se propone un posible tratamiento para sortear estas dificultades examinando la sensibilidad en los análisis y pronósticos de un sistema regional de asimilación de datos y pronóstico por ensamble Local Ensemble Transform Kalman Filter – Weather Research and Forecasting Model (LETKF- WRF), incorporando la información del modelo global conducente GEFS como condición de borde y utilizando la técnica spectral nudging (SN). Se realizaron experimentos numéricos en un período de 2 meses, evaluando el impacto de la técnica SN en los análisis y pronósticos generados, utilizando un ensamble multi-esquema de 20 miembros, compuesto por combinaciones entre parametrizaciones de cumulus y capa límite planetaria. Los resultados obtenidos muestran que la implementación del SN junto al sistema de asimilación de datos impacta de manera positiva, mejorando el desempeño de las variables de circulación y termodinámicas tanto en los análisis como en los pronósticos. Más aún, se destaca que la implementación de dicha técnica es factible y posee un gran potencial para mejorar los análisis y pronósticos regionales, que deberá seguir siendo estudiado en profundidad con nuevos experimentos.

Palabras clave: Spectral Nudging, LETKF- WRF, Análisis regionales, GEFS

IMPACT OF INCLUDING SPECTRAL NUDGING IN REGIONAL ANALYSES AND FORECASTS GENERATED WITH LETKF-WRF

ABSTRACT

One of the challenges of generating regional analysis and forecasting is achieving a proper specification of boundary conditions. In particular, for a regional data assimilation system, it is important to study the impact of different ways of generating boundary conditions. Given the way the model data is relaxed to

boundary conditions, it can lead to a degradation in the quality of the analysis and therefore the forecasts. In this work, a possible treatment is proposed to overcome these difficulties by examining the sensitivity in the analyses and forecasts of a regional data assimilation and forecasting ensemble system, the Local Ensemble Transform Kalman Filter - Weather Research and Forecasting Model (LETKF-WRF), including GEFS global model's information as a boundary condition and through the spectral nudging technique (SN). Numerical experiments were carried out in a period of 2 months, evaluating the impact of different factors of the SN technique in the analysis and forecasts generated, using a multi-scheme ensemble of 20 members, composed of combinations between cumulus and planetary boundary layer parameterizations. The results show that the implementation of the SN together with the data assimilation system has a positive impact, improving the performance of the circulation and thermodynamic variables. Furthermore, it is emphasized that the implementation of this technique is feasible and has great potential to improve regional analysis and forecasts, which should continue to be studied in depth with new experiments.

Keywords: Spectral Nudging, LETKF- WRF, Regional analysis, GEFS.

1. INTRODUCCIÓN

En el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina se implementará durante 2021 un sistema de asimilación de datos, con el fin de obtener análisis regionales de mayor resolución temporal y espacial, respecto de los actualmente disponibles (Dillon et al 2020). En particular, se aplicará el método de asimilación por ensambles LETKF (Local Ensemble Transform Kalman Filter) acoplado con el modelo de pronóstico numérico WRF (Weather Research and Forecasting Model) (Miyoshi y Kunii, 2012). Cabe destacar que dicho sistema ha sido implementado y evaluado durante los últimos años en el sur de Sudamérica, considerando variadas resoluciones horizontales y distintas observaciones asimiladas, obteniendo en general resultados alentadores (ej.: Saucedo, 2016; Dillon et al., 2016; Maldonado et al., 2018; Maldonado et al., 2019; Dillon et al., 2019a; Dillon et al., 2019b). Sin embargo, se evidenció que es necesario seguir avanzando para mejorar distintos aspectos de la implementación regional del LETKF-WRF, en particular la representación de las condiciones de borde y la información proveniente del modelo global. En el presente

trabajo se busca contribuir en ese sentido.

Dado que la mayoría de los eventos meteorológicos son determinados por el flujo de gran escala, es fundamental que un modelo regional (MR) describa adecuadamente dicha circulación. Para garantizar que el flujo a gran escala simulado por un MR siga siendo consistente con el modelo global en el que está analizado, Waldron et al. (1996) propuso una técnica de *spectral nudging* (SN). El SN o relajación newtoniana espectral se basa en la idea de que las variables atmosféricas a escala regional están condicionadas por la interacción entre las condiciones atmosféricas globales y las características regionales de dicha escala, como las cadenas montañosas y mares adyacentes (VonStorch, 2000). El objetivo principal de la técnica SN es corregir la circulación simulada a gran escala sin deteriorar las escalas regionales (Guoy Zhong, 2017 y Clark di Leoni et al., 2018). Dado que las escalas espaciales en el MR no están aisladas, la técnica debería producir un impacto positivo en todas las escalas.

Un esquema sencillo para entender mejor el procedimiento se representa en la Figura 1. En la misma se observa cómo el SN es aplicado a partir de cierta altura en el interior del dominio de

estudio, forzando dichos niveles a seguir lo que el modelo global (MG) resuelve, mientras que en los niveles más bajos no se agregan términos de relajación a las ecuaciones del MR. Con el fin de que el MR sea consistente con el MG se realiza una conducción espectral solamente en las ondas de gran escala. Éstas son preservadas agregando términos de relajación (nudging) en el dominio espectral a partir de un número de onda seleccionado, con mayor intensidad en estas escalas y sin efecto para las pequeñas. Es decir que forzar sólo las ondas largas permite que el MR desarrolle libremente la variabilidad a pequeña escala, y esto mantiene la utilidad de la técnica del modelo de área limitada como una herramienta de reducción de escala. Así, el MR desarrolla una circulación regional de una manera más consistente con el flujo del MG (Clark di Leoni et al., 2018).

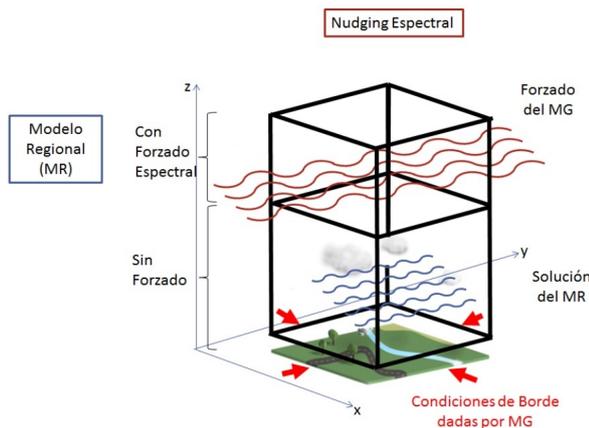


Figura 1: Esquema del efecto del spectralnudging sobre el interior del modelo regional (MR) delimitado por los contornos negros. A partir de una altura determinada se realiza un forzado espectral hacia el modelo global (MG) para las ondas de gran escala (representadas en rojo); mientras que por debajo de esa altura las ondas son resueltas sólo por el MR (representadas en azul). Además, en los bordes laterales del MR en general se aplica la técnica “esponja” que relaja los valores de las distintas variables a la solución dada por el MG.

Como inconveniente, el efecto de las escalas pequeñas en el flujo a gran escala disminuye considerablemente, ya que las escalas grandes se relajan constantemente hacia los campos globales. Sin embargo, esto no representa una limitación seria porque las condiciones de borde son proporcionadas por el MG, y el MR no tiene la intención de modificarlas significativamente (Miguez-Macho et al., 2004). Además, generalmente este proceso se limita a niveles altos, de modo que el estado atmosférico en niveles bajos es libre de ajustarse a las propiedades geográficas de la superficie.

La ventaja de utilizar el nudging espectral en los MR es la de imponer la similitud del estado a gran escala con el dado por el MG. Varios trabajos han observado que es recomendable el uso de nudging espectral a partir de escalas de longitud de onda horizontal mayor a 300 km (Separovic et al., 2015; Zhao et al., 2016; Feser et al., 2011).

Dado que el SN fue utilizado ampliamente en los modelos climáticos y en la última década ha ganado relevancia en los modelos de pronóstico del tiempo regionales, y en particular ha sido utilizado en el WRF con resultados favorables en los pronósticos a corto y mediano plazo (ej. da Silva y de Camargo (2018) en Sudamérica; Gomez y Miguez-Macho (2017) en el sur de Europa; Liu et al. (2012) en América del Norte), resulta de interés estudiar la implementación de esta técnica en el marco de un sistema de asimilación de datos regional. Más aún, explorar esta técnica abre las puertas para indagar en su implementación en el marco de una asimilación de datos multi-escala, con el fin de mejorar el impacto de las observaciones de escala local en el flujo de mayor escala.

El objetivo del presente artículo es evaluar la sensibilidad en los análisis y pronósticos de un sistema regional LETKF-WRF a la incorporación de información del modelo global conducente Global Ensemble Forecast System (GEFS) a partir de la técnica de SN, para el sur de Sudamérica durante un período de 2 meses.

El trabajo está organizado de la siguiente manera: la Sección 2 describe tanto las características del sistema de asimilación LETKF-WRF y de los experimentos, como las técnicas utilizadas para la verificación de los análisis y pronósticos. En la Sección 3 se realiza un análisis de los resultados obtenidos, y en la Sección 4 se presentan las conclusiones.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Sistema de Asimilación: Configuración del LETKF-WRF y dominio de estudio

Para llevar a cabo los experimentos del presente artículo se utiliza el sistema LETKF-WRF, el cual es computacionalmente adecuado para su aplicación en sistemas de asimilación de datos atmosféricos (Szunyogh et al., 2008; Houtekamer y Zhang, 2016) y es la metodología seleccionada por el SMN para implementar de manera operativa durante el 2021, como se mencionó en la Sección 1 (Dillon et al., 2020).

La localización utilizada fue el método R de Greybush et al. (2011), también usado por Miyoshi y Kunii (2012). Los parámetros correspondientes a la escala de localización se fijaron de manera que el radio de influencia de las observaciones se extiende en la horizontal 1.460 km y en la vertical 12,5 km aproximadamente, en concordancia con Miyoshi y Kunii (2012) y Dillon et al. (2019a).

Para reducir el impacto de los errores de muestreo y representar parte de los errores de modelo, se utilizó la inflación multiplicativa Relaxation to Prior Spread (RTPS) propuesta por Whitaker y Hamill (2012), mediante la cual se relaja la desviación estándar del ensamble (Spread) a la correspondiente al campo preliminar. Si bien no se realizaron estudios de sensibilidad, se decidió utilizar un valor de 0.8 para el parámetro alfa propio de RTPS (Dillon et al., 2019b; Necker et al., 2020). Se optó por el uso de la inflación multiplicativa RTPS dado que se obtuvieron resultados satisfactorios en la

región, mientras que con la inflación adaptativa (Miyoshi, 2011) se encontraron dificultades para su implementación (Dillon et al., 2016).

El dominio seleccionado incluye el Sur de Sudamérica (Figura 2). En el mismo se implementó una retícula de 20 km en el plano horizontal con proyección Lambert conformal (280 x 270 puntos), una topografía con resolución de 30" y 38 niveles sigma-p en el plano vertical, con tope en 50 hPa utilizando una mayor concentración de niveles tanto cerca de superficie como del tope. Estas características representan un área con una resolución adecuada para resolver los procesos en la escala sinóptica, la cual es de utilidad para una primera evaluación de la combinación del nudging espectral con un sistema de asimilación de datos regional. La versión del WRF usada es la 3.9.1.1. Asimismo, se decidió realizar los experimentos durante una temporada cálida, en particular desde el 1 de diciembre de 2015 al 31 de enero de 2016, período en el que se produjeron numerosos eventos convectivos en la región.

Para representar la incertidumbre asociada al error del modelo se utiliza un ensamble multimodelo, dado que algunos autores obtuvieron un impacto positivo en el desempeño de un sistema de asimilación EnKF mediante dicha técnica (ejMeng y Zhang, 2007; Saucedo, 2016). En este trabajo se utilizaron 9 combinaciones distintas de parametrizaciones de cumulus y de capa límite planetaria (CLP) para formar un ensamble de 20 miembros, como se indica en la Tabla I. Como condiciones de borde se utilizaron los pronósticos del modelo de 20 miembros GEFS v11 (Zhou et al., 2017) con resolución 1° con una frecuencia de 6 horas, proporcionados por el National Centers for Environmental Prediction (NCEP). En particular cada número de miembro experimental utiliza el mismo número del miembro del GEFS, formando así un conjunto de 20 realizaciones distintas unas de otras.

A su vez, todo el ensamble comparte las

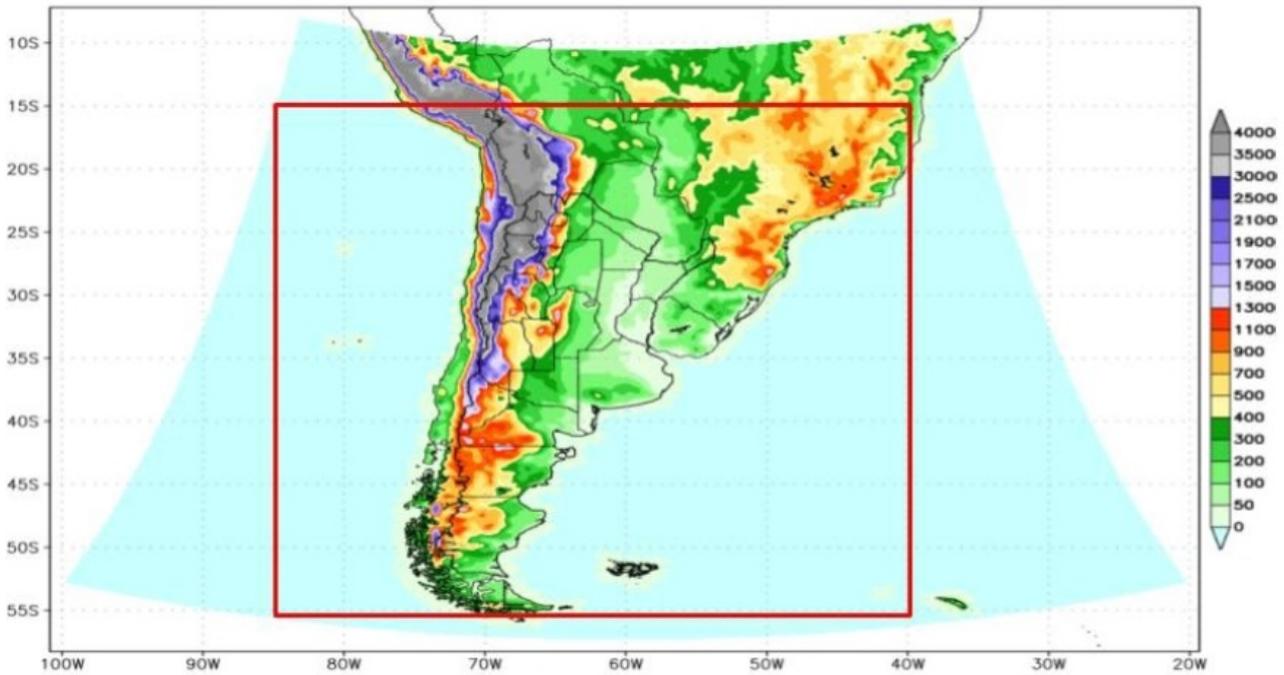


Figura 2: Dominio utilizado y topografía del modelo [m] (sombreado). El rectángulo rojo indica la región utilizada en la verificación: entre -56 y -15°S y entre -85° y -40°O.

Combinaciones de parametrizaciones en los experimentos	Esquema de Cumulus			Esquema de Capa Limite Planetaria (CLP) y de Superficie		
	Kain-Fritsch (Kain, 2004)	BMJ (Janjic, 1994)	Grell Freitas (2014)	YSU (Hong, Noh y Dudhia 2006)	MYNN2 (Nakanishi, Niino 2009)	MYJ (Janjic, 2002)
Número de miembros de ensamble				MM5 Similarity (Beljaars, 1994)	ETA Similarity (Janjic, 2002)	
1,10,19	✓	-	-	✓	-	-
2,11,20	-	✓	-	✓	-	-
3,12	-	-	✓	✓	-	-
4,13	✓	-	-	-	-	✓
5,14	-	✓	-	-	-	✓
6,15	-	-	✓	-	-	✓
7,16	✓	-	-	-	✓	-
8,17	-	✓	-	-	✓	-
9,18	-	-	✓	-	✓	-

Tabla I: Parametrizaciones utilizadas en cada miembro de ensamble, los recuadros con ' ✓ ' muestran las parametrizaciones que utiliza el mismo mientras que los ' - ' indican las que no incluyen. En total son 9 combinaciones. El número de miembro se corresponde con el utilizado del GEFS para los bordes.

parametrizaciones de microfísica WSM6 (Hong, 2006), de suelo NOAH (Tewari et al., 2004), de radiación de onda corta Dudhia (Dudhia, 1989) y de onda larga RRTM (Mlawer et al., 1997). La elección de las mismas responde al resultado

de trabajos previos en nuestra región, llevados a cabo con resoluciones similares a la empleada en este trabajo (ej. Ruiz et al., 2010; Saucedo, 2016; Dillon et al., 2016).

La frecuencia de los análisis generados es de 6 horas, utilizando a su vez una ventana de 6 horas de observaciones centradas en la hora de análisis. Es decir que, por ejemplo para el análisis de las 12 UTC, se asimilaron observaciones entre las 09 y las 15 UTC, las cuales se agruparon en periodos de 1 hora. Es decir que se hizo una implementación 4D-LETKF (Miyoshi y Aranami, 2006).

Se utilizaron los archivos PREPBUFR (PREP-Binary Universal Form for Representation of Meteorological Data) generados por el NCEP (Keyser, 2013) para obtener las observaciones a asimilar. Las mismas son asimiladas por el sistema del GFS y por lo tanto cuentan con un control de calidad riguroso. En nuestro dominio las observaciones disponibles durante el período de estudio se presentan en la Tabla II, donde se asocia cada variable con su origen de medición. Las variables son las componentes zonal (U) y meridional (V) del viento, la temperatura (T), la temperatura virtual (Tv), la humedad específica (q) y la presión de superficie (PSFC). Las fuentes de observaciones son los radiosondeos (ADPUPA), las estaciones de superficie (ADPSFC), los barcos (SFCSHP), los aviones (AIRCFT), las estimaciones satelitales de viento a partir del GOES (SATWND) y del Advanced Scatterometer (ASCATW) (Verspeek et al., 2009). Además de las observaciones del PREPBUFR, con el fin de ampliar la información termodinámica, se consideraron los perfiles verticales de T y q estimados por el Atmospheric Infrared Sounder (AIRS), catalogados con la mejor calidad (Susskind, 2011) (ftp://airs12.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/s4pa//Aqua_AIRS_Level12/AIRX2RET.006/, accedido en enero 2016). Dado que su resolución horizontal es de aproximadamente 45 km y la del modelo es de 20 km, se mantuvo la distribución original de los datos teniendo así una relación de 2,25 entre resoluciones, similar a la utilizada en otros trabajos (ej. Jones y Stensrud, 2012; Pu y Zhang, 2010).

	ADPUPA	ADPSFC	SFCSHP	AIRCFT	SATWND	ASCATW	AIRS
U	X		X	X	X	X	
V	X		X	X	X	X	
T	X		X	X			X
Tv	X		X				
q	X		X				X
PSFC		X	X				

Tabla II: Observaciones disponibles en el PREPBUFR y AIRS en el dominio y período utilizado, detallando con una X el origen de cada tipo de variable (ver en el texto las características de cada una).

En la figura 3 (a) y (b) se muestran la suma total de datos asimilados durante el periodo, para cada hora de análisis en función del tipo de observación y el tipo de variable. Es importante señalar que la distribución de las observaciones no resulta homogénea ni espacial ni temporalmente. Los datos con menor densidad son los provenientes de los aviones (AIRCFT); los radiosondeos (ADPUPA) de nuestra región se concentran a las 00, 12 y 18 UTC, con una cantidad del orden de 20 por día. No todas las estaciones de superficie (ADPSFC) reportan de manera horaria, con lo cual el número de observaciones disminuye en particular en horas de la madrugada. Respecto a las estimaciones satelitales, las provistas por el ASCATW y el GOES (SATWND) contribuyen con una cantidad considerable de datos de viento, tanto cerca de la superficie como en altura, para todas las horas de análisis.

2.2. Técnica de SpectralNudging (SN)

El objetivo de la técnica SN es modificar espectralmente las tendencias en las longitudes de onda más largas de las variables en las ecuaciones de pronóstico, agregando un término de relajación que es proporcional a la diferencia entre los estados simulados y prescritos, en este caso el MR y el MG respectivamente. Dicho término relaja parte del espectro de las ondas de gran escala a las correspondientes a un reanálisis, análisis o pronóstico global, contribuyendo a que el MR simule las características de dicha escala que deberían estar mejor representadas en los datos globales.

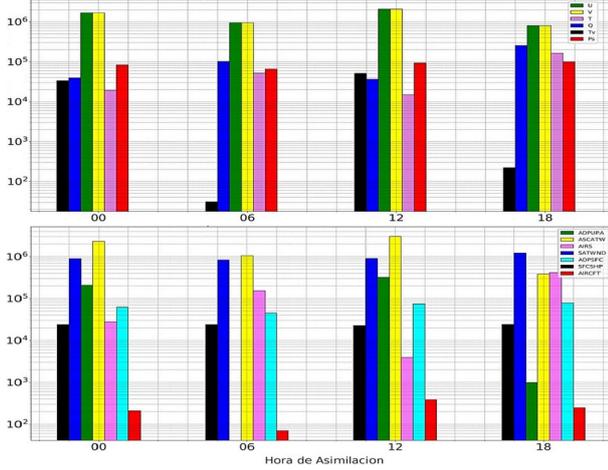


Figura 3: Suma total de la cantidad de observaciones asimiladas a las 00, 06, 12 y 18 UTC durante el período completo, discriminando por el tipo de variable (A) y por el tipo de fuente de observación (B).

Siguiendo a vonStorch et al. (2000), la metodología consiste en expandir una variable del modelo regional de la siguiente manera:

$$\Psi_R(\lambda, \Phi, t) = \sum_{j=-J_R, k=-K_R}^{J_R, K_R} \alpha_{j,k}^R(t) \exp\left(\frac{ij\lambda}{L_\lambda}\right) \exp\left(\frac{ik\Phi}{L_\Phi}\right) \quad (1)$$

donde $\lambda(\Phi)$ es la coordenada zonal (meridional); t representa el tiempo; $j(k)$ representa el número de onda zonal (meridional); $L_\lambda(L_\Phi)$ es la dimensión del dominio en la dirección zonal (meridional); J_R y K_R son los números de onda más altos representados por el MR; en tanto que α representa los coeficientes de Fourier del MR para cada longitud de onda, los cuales varían en el tiempo. La expresión Ψ_R es la proyección de una variable del modelo en los números de onda j, k . Este desarrollo resulta válido dado que se trabaja con longitudes de onda del orden de los 100 a 1000 km.

En el SN se realiza una expansión similar Ψ_G para el MG, y se eligen los números de onda J_G y K_G para corresponder a las escalas espaciales que se quieren retener del MG en las direcciones zonal y meridional. Los términos de nudging se obtienen como la diferencia de Ψ_G y Ψ_R

multiplicado por el coeficiente $\eta_{j,k}$, en la forma:

$$\eta_{j,k}(\Psi_G - \Psi_R) = \sum_{j=-J_G, k=-K_G}^{J_G, K_G} \eta_{j,k} [\alpha_{j,k}^G(t) - \alpha_{j,k}^R(t)] \exp\left(\frac{ij\lambda}{L_\lambda}\right) \exp\left(\frac{ik\Phi}{L_\Phi}\right) \quad (2)$$

en donde $\eta_{j,k}$ es el coeficiente de nudging que controla la intensidad de la relajación del SN, se define como la inversa del tiempo de relajación newtoniano y es función del nivel vertical del modelo. El mismo indica la confianza que se tiene entre las diferentes escalas de las variables a comparar, en donde se permite que el MR se desvíe del estado dado por el MG condicionado a esta confianza. Cuanto mayor sea la confianza que se le da al MG, mayor será el $\eta_{j,k}$.

Cuando $(\Psi_G - \Psi_R)$ es positivo se induce una tendencia a incrementar Ψ_R para acercarse a Ψ_G . Por el contrario si es negativo se induce una disminución de Ψ_R para tender a Ψ_G . Finalmente, la técnica de SN puede expresarse matemáticamente de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = L(\Psi) - \sum_{j=-J_G, k=-K_G}^{J_G, K_G} \eta_{j,k} [\alpha_{j,k}^G(t) - \alpha_{j,k}^R(t)] \exp\left(\frac{ij\lambda}{L_\lambda}\right) \exp\left(\frac{ik\Phi}{L_\Phi}\right) \quad (3)$$

donde L es el operador que representa la integración de MR. Como resultado del SN, se puede seleccionar y restringir una variable específica del MR y relajarla hacia la variable correspondiente del MG a la escala y/o altura específica (Guoy Zhong, 2017). Para ello, se elige un dado número de onda de corte zonal (J_G) y meridional (K_G) y la escala espectral donde actúa el SN es determinada por el cociente entre el tamaño del dominio y el número de onda de corte en la dirección zonal o meridional.

El término de nudging es aplicado en todos los pasos temporales del modelo y se ajusta a los nuevos campos del análisis global. A partir de eso se van modificando hacia el interior del dominio las variables a las que se le aplica el

SN. En cuanto a los bordes laterales del MR, se utiliza una técnica de esponja clásica de 5 puntos de retícula mediante la cual el MR es relajado hacia el MG (vonStorch et al. 2000).

2.3. Descripción de los experimentos

Con el fin de evaluar la sensibilidad en los análisis y pronósticos de un sistema regional LETKF-WRF a la incorporación de información del GEFS a partir de la técnica de SN, y considerando los resultados obtenidos con algunas configuraciones preliminares (Iglesias et al, 2018), se plantearon los siguientes experimentos:

- **Experimento Control Sin Nudging: “SinNud”**

Se plantea un experimento LETKF-WRF de referencia en donde los análisis y pronósticos regionales sólo reciben información del modelo global en sus condiciones de borde. Es decir, un sistema de asimilación sin adicionar la técnica de SN, con las características descritas en la Sección 2.1.

- **Experimento de Nudging cada 6 horas: “SpNud6h”**

Utilizando el sistema LETKF-WRF como en SinNud, se aplica el SN considerando los campos globales en un intervalo de 360 minutos, es decir que se utilizan los análisis y pronósticos a 6 y 12 horas de los 20 miembros disponibles del GEFS como modelo conducente, como se esquematiza en la Figura 4. El SN fue aplicado en todos los pasos temporales para las variables viento zonal (U), viento meridional (V), altura geopotencial (HGT) y temperatura (T). No se aplica SN para las variables de humedad siguiendo la metodología aplicada por Míguez-Macho et al. (2004). Dado que este trabajo representa una contribución inicial en la aplicación del SN en la región se adoptaron configuraciones siguiendo trabajos previos. Es importante abordar un análisis de sensibilidad a estas configuraciones en próximos trabajos, como los llevados a cabo por Spero et al. (2018) en Estados Unidos y Huang et al. (2021) en la meseta tibetana. En

la Tabla III se resumen las características del SN de los experimentos inherentes al archivo de configuración namelist.input del WRF. Para SpNud6h la intensidad de relajación utilizada fue $0,0003 \text{ s}^{-1}$ (valor introducido inicialmente por Stauffer et al. (1985)), el cual es el coeficiente establecido por defecto en el WRF y fue utilizado con este modelo en trabajos previos (ej. Liu et al., 2012; Gómez y Miguez-Macho, 2017). Además se decidió establecer un forzado a partir de un número de onda zonal (J_G) y meridional (K_G) de 4, equivalente a una longitud de onda de corte de aproximadamente 1400 km en la horizontal para ser acorde a las ondas de latitudes medias a forzar por el MG (parámetros $xwavenum$, $ywavenum$ del WRF). En la implementación del WRF, existen dos

Parámetro del namelist.input	Significado	SinNud	SpNud6h
grid_fdda	Tipo de nudging	0	2
gfdda_interval_m	Intervalo temporal (min) entre los datos de entrada	-	360
gfdda_end_h	Última hora de pronóstico en que se aplica el nudging	-	12
if_no_pbl_nudging_VAR (VAR=uv,q,ph,theta)	Activar(0)/Desactivar(1) nudging en la CLP	-	1
guv	Coeficiente de intensidad de relajación para u,v	-	0,0003
gt	Coeficiente de intensidad de relajación para temperatura potencial	-	0,0003
gq	Coeficiente de intensidad de relajación para humedad	-	0
gph	Coeficiente de intensidad de relajación para geopotencial	-	0,0003

Tabla III: Parámetros relacionados con el nudging en el archivo de configuración namelist.input del WRF de los experimentos realizados. Los coeficientes de intensidad de relajación se expresan en $[10^{-4}\text{s}^{-1}]$.

opciones, se puede fijar el nivel por encima del cual se aplica el SN como un nivel sigma fijo o se puede definir que el SN se active por encima de la CLP. Además existe una opción que permite determinar la cantidad de niveles en los cuales, la intensidad del SN va aumentando en forma lineal, con el fin de realizar una transición gradual. En el diseño experimental de este trabajo el nivel a partir del cual se realiza el SN para todas las variables seleccionadas está dado por la altura de la CLP estimada por WRF y la intensidad del nudging no varía con la altura. En general, no se recomienda conducir la humedad y la temperatura en la CLP, porque las características de la superficie del

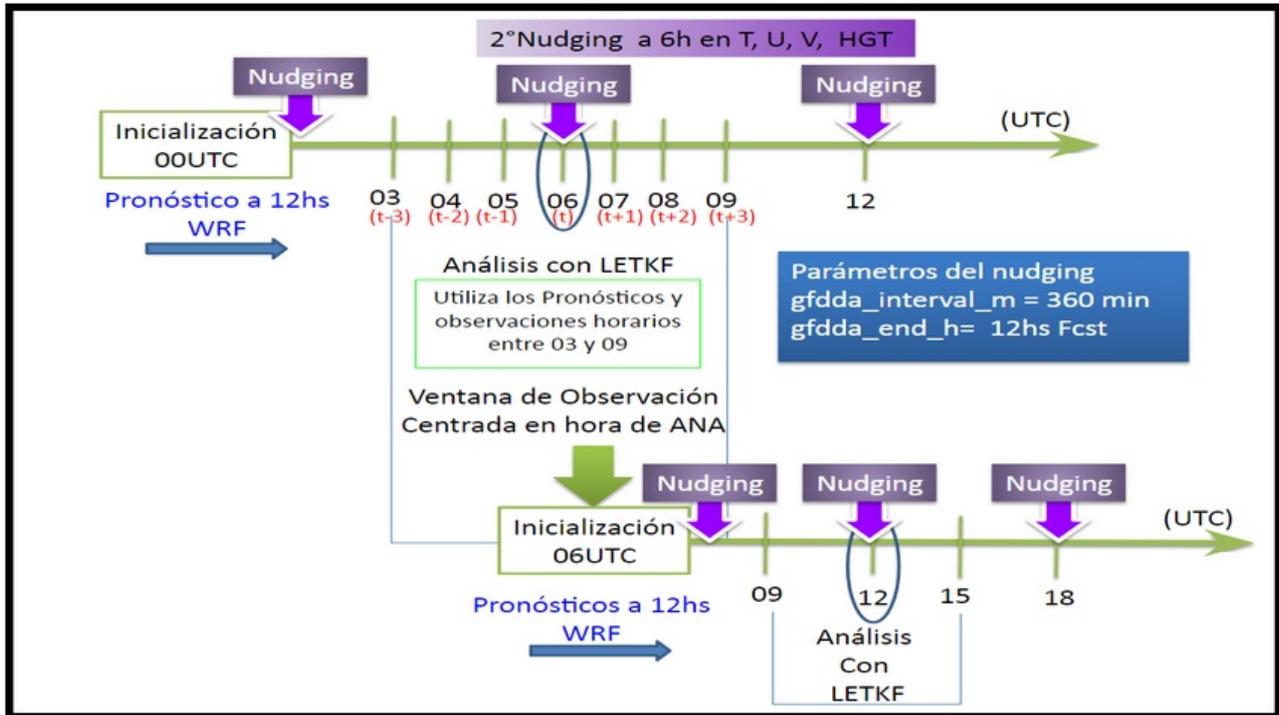


Figura 4: Esquema del ciclo de asimilación utilizado adicionando el nudging espectral en las variables T, U, V y HGT, considerando el campo del MG para el análisis (considerado como Forecast 000) y los Forecast 006 y 012 (es decir cada 6 horas). En este caso el MG es el GEFS. Por ejemplo, a las 00 UTC se inicializa un conjunto de pronósticos horarios del WRF, los cuales se van a usar como campos preliminares para los análisis de las 06 UTC (tiempo t). Las observaciones asimiladas para generar dichos análisis son las comprendidas entre las 03 y 09 UTC, divididas en porciones horarias ($t-3, t-2, t-1, t, t+1, t+2, t+3$) para poder contrastarlas con los campos preliminares correspondientes. Luego, como resultado del proceso de asimilación LETKF, se obtienen los análisis a las 06 UTC, a partir de los cuales se inicializa un nuevo conjunto de pronósticos del WRF para poder repetir el ciclo y calcular los análisis de las 12 UTC. Ver el texto para una explicación más detallada.

modelo de área limitada, incluida la topografía, pueden ser bastante diferentes de las del modelo global utilizado (Wang y Kotamarthi, 2013; Gomez y Miguez-Macho 2017). Por lo tanto, sólo se conducen las variables anteriormente seleccionadas (U, V, HGT, T) por encima de la estimación WRF para la altura de la CLP.

Cabe destacar que la implementación del nudging espectral no representó un tiempo significativo de cómputo, con lo que se infirió que el costo computacional de incorporar el SN al sistema acoplado LETKF-WRF, al menos con las resoluciones empleadas, sería despreciable.

Por último, es importante señalar que el diseño experimental planteado no permite independizar el efecto del SN en el sistema de asimilación en sí mismo, del efecto del SN en los pronósticos, ya que la metodología de SN fue incluida en ambos procesos. La diferencia que se encuentra entre los experimentos “SinNud” y SpNud6h” responde al efecto acumulativo del SN, ya sea positivo o negativo, en los sucesivos ciclos de asimilación y también en el proceso de pronóstico. Con el fin de separar el efecto del SN en la asimilación y en el pronóstico, otros diseños experimentales deberían plantearse, sin embargo, dicho análisis se escapa de los objetivos del presente trabajo. A su vez, no se indagó en

la posible influencia de un spin up dinámico que podría ocasionarse al forzar el MR con los modos del MG, ya que resuelven la física y dinámica de una manera diferente (WRF versus GEFS), lo cual sería interesante abordar en un futuro.

2.4. Métodos de verificación

Para medir el desempeño de cada sistema se contrastaron los resultados de los experimentos respecto a los reanálisis ERA-Interim provistos por el European Center for Medium-range Weather Forecasts (denominados ERA de aquí en adelante) (Dee et al., 2011; Bao y Zhang, 2013). Se seleccionó este set de datos por ser independiente de los experimentos y para poder contar con una cobertura espacial y temporal homogénea. Para este trabajo se obtuvieron los datos del ERA con una frecuencia cuatri-diurna en una retícula regular de 0.5° . Entonces para tener una medida comparable entre las soluciones del LETKF – WRF (de 20km de resolución) se interpolaron estos datos de forma lineal a la retícula del ERA.

Además, para tener una noción de las soluciones de los MG se adicionaron las bases de datos del modelo global GEFS de 1° de resolución (ya que fue el utilizado para el SN), y el GFS determinístico de $0,25^\circ$ de resolución (que resulta de interés porque es el más usado en la región), para comparar los resultados con el MR. Ambos utilizan el modelo GFS/GSM v12.0.0 pero difieren en la resolución, parámetros asociados a la misma, y condiciones iniciales, como se detalla en Zhou et al. (2017). Estas bases de datos también fueron interpoladas linealmente a la retícula del ERA.

Luego se aplicó una máscara a estos datos en función de la presión de superficie con el objetivo de filtrar errores numéricos generados por topografía. Como se trabaja con bases de datos de distintas resoluciones espaciales, la forma en que resuelven la topografía difiere, y esto lleva a tener discrepancias especialmente en regiones de orografía compleja, generando valores extremos de error que dominan los promedios.

A continuación se describen las métricas calculadas en el dominio comprendido entre -56 y -15°S y entre -85° y -40°O , el cual se muestra enmarcado en rojo en la Figura 2. Se consideró la norma de la energía total (ET) con el fin de tener información de los errores generados por el apartamiento en las variables de viento, temperatura, presión y humedad (Ehrendorfer et al., 1999). La ET húmeda, como se la llamó posteriormente, puede expresarse de la siguiente manera:

$$E, T_{i,j,k,t} = 0,5(U'_{i,j,k,t}{}^2 + V'_{i,j,k,t}{}^2 + \text{Error de Energía Húmeda Total} + \text{Término Cinético} + \frac{C_{Pd}}{T_r} T'_{i,j,k,t}{}^2 + \frac{L^2}{C_{Pd}T_r} q'_{i,j,k,t}{}^2 + \text{Término de Humedad} + \frac{R_d T_r}{P_r^2} P^s'_{i,j,k,t} + \text{Término de Presión Superficial}) \quad (4)$$

En esta formulación los términos U' , V' , T' , p' y q' son la diferencia entre lo observado por ERA y experimentos previamente definidos, para un instante determinado de la componente zonal y meridional del viento, la temperatura, la presión superficial y la humedad específica, respectivamente, y su unidad resulta $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$. La ET (Ota et al., 2013; Singh et al., 2014) se calcula para cada miembro del ensamble, para cada punto de retícula (i,j,k) y para cada tiempo t , las constantes utilizadas corresponden a las definidas por Ehrendorfer et al. (1999). Para sintetizar la información, se realizaron cálculos del promedio de ET tanto vertical como horizontal y temporalmente.

Con el fin de complementar los resultados se utilizan el Bias y la Raíz Cuadrada de la Diferencia Cuadrática Media (RMSD) (Zhu y Thoth, (2008)). Con ambos estadísticos se mide la distancia entre análisis o pronósticos de cada miembro del LETKF-WRF (Xa_n) respecto al reanálisis global ERA ($Xera_n$), según las ecuaciones (5) y (6), donde $n= 1, \dots, N$ son los puntos de retícula.

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (Xera_n - Xa_n)^2} \quad (5)$$

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (Xera_n - Xa_n)^2 \quad (6)$$

Otro elemento que se cuantifica en los ensambles es la dispersión de sus miembros, el spread, el cual calcula la desviación de los miembros del ensamble respecto de su media. Además, se espera que el spread sea comparable al error cuadrático medio de la media del ensamble, de manera de representar la totalidad de la incerteza del pronóstico (Zhu, 2005, Buizza et al., 2005). Es decir que considerando que el tamaño del ensamble es lo suficientemente grande, la ecuación 5 aplicada a la media del ensamble debería ser igual al spread expresado de la siguiente manera:

$$SPREAD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \frac{1}{R-1} \sum_{r=1}^R (\bar{x}_n - x_{n,r})^2} \quad (7)$$

donde $\bar{x}_n = \frac{1}{R} \sum_{r=1}^R x_{n,r}$ representa la media del ensamble, $x_{n,r}$ cada miembro con $r = 1, \dots, R$ los diferentes miembros del ensamble. Es decir que se obtuvo un valor de la raíz cuadrada del error cuadrático medio del ensamble (RMSE) y uno de spread representativo del área horizontal, para cada nivel vertical y para cada horario.

3. RESULTADOS

Se realiza una verificación de la calidad de los análisis y pronósticos a corto plazo generados en cada experimento, durante un período de 62 días (del 1 de diciembre del 2015 a las 12 UTC hasta el 31 de enero del 2016 a las 18 UTC), descartando los primeros 15 días del experimento (equivalente a 60 ciclos de spin up) en los casos en que se promedian los resultados de los distintos ciclos. Se denominan FCST000 a los análisis, FCST006 y FCST012 a los pronósticos a 6 y 12 horas respectivamente.

3.1. Error de energía total húmeda

Se evaluó tanto el total de ET como así también los términos que la componen (ec. 4). Dado que el término de presión posee uno o dos órdenes de magnitud menores, sólo se estudian el término

cinético, de humedad y térmico, que son los que van a contribuir en mayor medida al total. Se realizaron cálculos del promedio de ET y se graficaron los perfiles verticales promediados en el tiempo y la evolución en el tiempo de ET sobre el dominio de verificación previamente mencionado.

En la Figura 5 se muestran los perfiles verticales de ET, donde se puede ver que en niveles bajos SpNud6h presenta valores de energía levemente mayores a SinNud y a la vez, ambos se alejan de los valores del GFS y GEFS. Sin embargo, conforme se asciende a niveles superiores el error de SpNud6h tiende a disminuir respecto a SinNud, es decir que la técnica de SN muestra un impacto positivo por encima de los 900 hPa aproximadamente, en todos los plazos. Además, por encima de los 300 hPa el error de SpNud6h no cambia sustancialmente entre el análisis y el pronóstico a 12 horas, en contraste con el error de SinNud que muestra un incremento de aproximadamente $10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ entre dichos plazos.

Por otra parte, si se analiza la serie temporal de ET para el FCST012 se puede ver que para la primera mitad de la serie, el mes de diciembre, SpNud6h presenta menor ET que SinNud (Figura 6A). A su vez, el GFS presenta un ET similar a SpNud6h hasta el ciclo 80 (correspondiente al 20 de diciembre), a partir del cual comienza a mantenerse por debajo de éste. Sin embargo, en la segunda mitad del periodo, en el mes de enero, el error en SpNud6h tiende a incrementarse alcanzando a SinNud o superándolo levemente en algunos tiempos. Este comportamiento no se observa en el GEFS y GFS, que tienden a distanciarse ligeramente de los sistemas regionales, reduciendo su error. En la Figura 6 se puede ver que la ET integrada en la vertical está dominada por niveles bajos, donde la magnitud es mayor. Se evidencia que en niveles altos donde el nudging está impactando más directamente, el error no aumenta a medida que avanzan los ciclos en el experimento que incluye el nudging, efecto que se pone más en manifiesto cuando se va descendiendo hacia niveles bajos. Analizando los términos de la

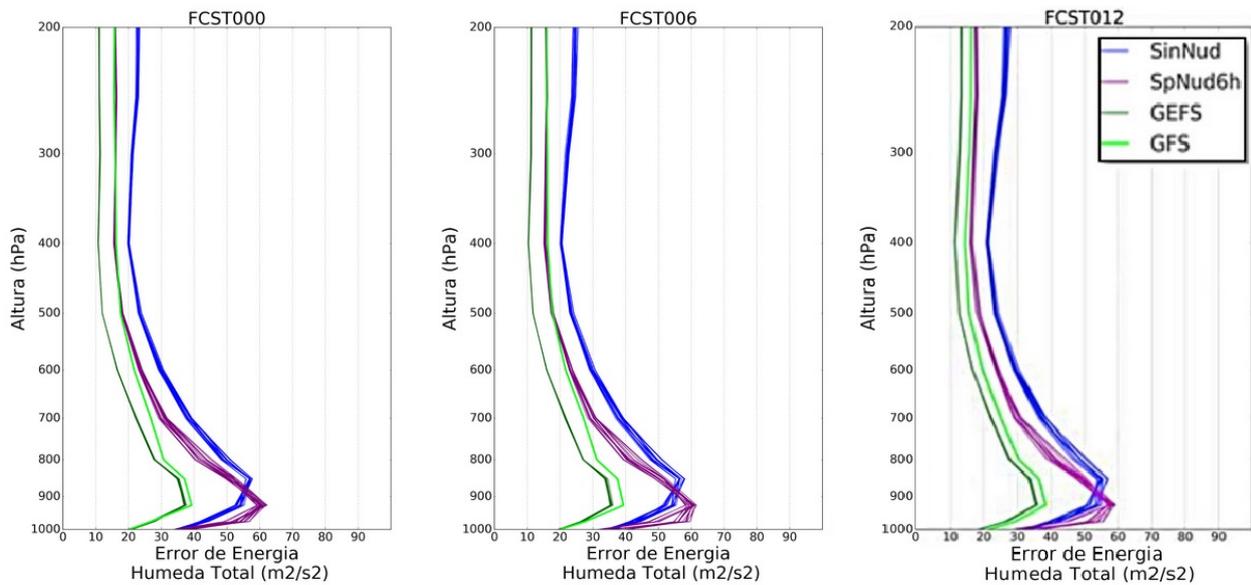


Figura 5: Perfil vertical de ET [$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$] promediado en todo el dominio horizontal y durante el período de 45 días excluyendo los días de spin up definido, utilizando los reanálisis ERA como referencia, para los análisis y pronósticos (FCST000, FCST006 y FCST012) por separado, de los experimentos SinNud (azul, 20 miembros), SpNud6h (violeta, 20 miembros), GEFS (verde oscuro, 20 miembros) y GFS (verde claro).

ecuación 4, el de humedad es el que contribuye en mayor medida a esta divergencia entre los sistemas globales y regionales hacia el final del periodo (no mostrado). Este efecto puede deberse a la presencia de errores sistemáticos en el MR (posiblemente vinculados a procesos locales), los cuales se van acumulando a medida que avanzan los ciclos de asimilación, y a partir del ciclo 170 aproximadamente se observa que el error del sistema regional se aleja del sistema global de pronóstico. Al mismo tiempo, el sistema de asimilación no ha sido capaz de remover estos errores sistemáticos de una manera eficiente, probablemente por la cantidad insuficiente de observaciones disponibles y/o por los parámetros utilizados. Cabe destacar que los resultados son análogos para FCST000 y FCST006 (no mostrado). Si bien no se analizó en profundidad la razón por la cual los errores de los miembros de GEFS en general son menores que los del GFS, se considera que la influencia de las distintas condiciones iniciales que utilizan (Zhou et al., 2017) es la que impacta fuertemente en el resultado. Se destaca que otros autores

también han encontrado que el GEFS tiene un mejor desempeño que el GFS, por ejemplo Tateo et al. (2019), analizando el pronóstico del viento a 10 metros en Taranto (Italia).

En la Figura 7 se muestra el campo espacial de ET de ambos experimentos para los FCST006 y FCST012. Se observa para ambos plazos de pronóstico que si bien los máximos presentan valores similares en ambos experimentos, SpNud6h presenta una reducción en el área que abarcan los mismos umbrales de ET en el centro y noreste del dominio respecto a SinNud. Además, para el máximo que en ambos experimentos se localiza en el centro de Argentina, SpNud6h es el que presenta la menor magnitud del mismo (del orden de $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ menos). Por otra parte, la extensión de dicho máximo que presenta SinNud hacia las costas de Uruguay, Sur Brasileño y océano adyacente para ambos plazos de pronóstico no se observa en SpNud6h. Una característica común en ambos experimentos es que los mayores errores se localizan en latitudes medias-bajas.

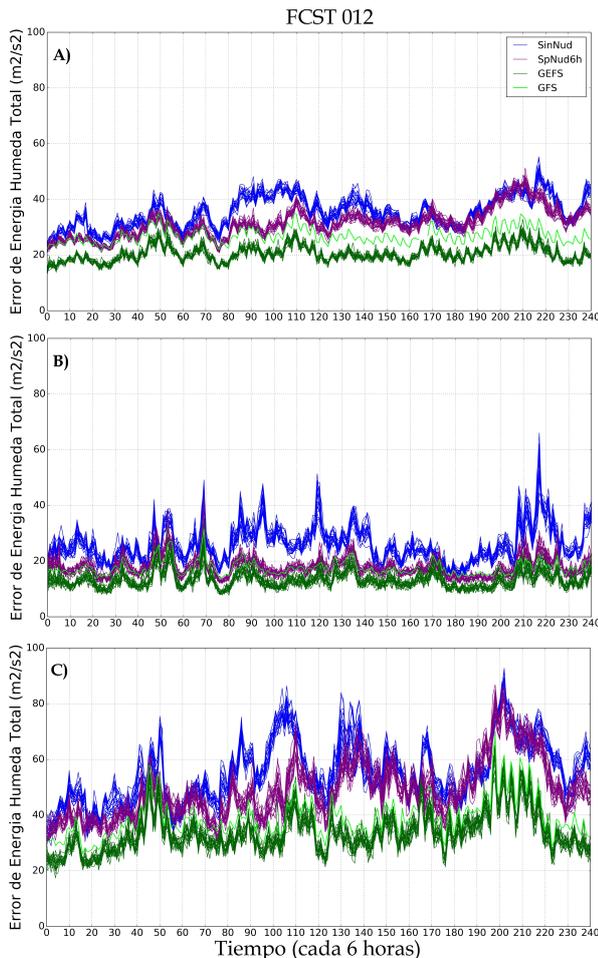


Figura 6: Serie temporal de ET [m^2s^{-2}] promediado en todo el dominio, utilizando los reanálisis ERA como referencia, para FCST012 de los experimentos SinNud (azul), SpNud6h (violeta), GEFS (verde oscuro) y GFS (verde claro); A) promediada verticalmente, B) en 250 hPa, C) en 850 hPa.

Para entender mejor el comportamiento de ET vemos cuáles de los términos de la ecuación 4 son los que más contribuyen a ET. En la Figura 8 se muestran los resultados para el FCST012, los cuales son similares a los correspondientes a FCST006. Se observa que para SinNud el término de humedad es el que más aporta y explica los máximos del total. Por otra parte, los términos cinéticos y térmicos, en ese orden, contribuyen a una distribución más homogénea de ET sobre el Atlántico y el centro-Norte de

Argentina y países limítrofes. En SpNud6h se observa que el efecto de la humedad también es el que predomina en el aporte a ET, pero sobre el continente y el Atlántico el impacto del SN es positivo (es decir que el error disminuye respecto al de SinNud), mientras que sobre el Pacífico el impacto es negativo. Se destaca que el efecto cinético y térmico se reduce considerablemente respecto a SinNud. En particular el término de humedad es el responsable del máximo de ET en niveles bajos para ambos experimentos, que se observó en los perfiles verticales de la Figura 5 (no mostrado). Si bien el SN no se aplicó a la variable de humedad (Sección 2.3), sería esperable que la mejora obtenida mediante esta técnica en las otras variables, como en U y V, impacte positivamente en el campo de humedad. Resulta de interés abordar este punto en trabajos futuros con el fin de comprender mejor el comportamiento del error de la humedad en el modelo y así poder contribuir a su disminución.

Cabe destacar que el orden de magnitud de ET mostrada es similar a la presentada por Dillon et al. (2019a) en la misma región. A modo de resumen, respecto al ET se puede resaltar lo siguiente:

- El experimento SpNud6h disminuye significativamente los errores en los primeros ciclos de asimilación. Pero a medida que el tiempo avanza se genera un deterioro del aporte positivo del SN: los valores de ET de SpNud6h y SinNud se asemejan.
- La contribución más significativa al ET en ambos experimentos se observa en el término de humedad, particularmente en niveles bajos. Es probable que se deba a la representación de los procesos de la CLP del modelo regional, ya que es una característica común en SpNud6h y SinNud.

3.2. Análisis del error medio y el desvío

En función de lo analizado en los términos de la ecuación 4 de ET, se decidió realizar el análisis del RMSD y Bias para ambas componentes del viento (U y V), la humedad

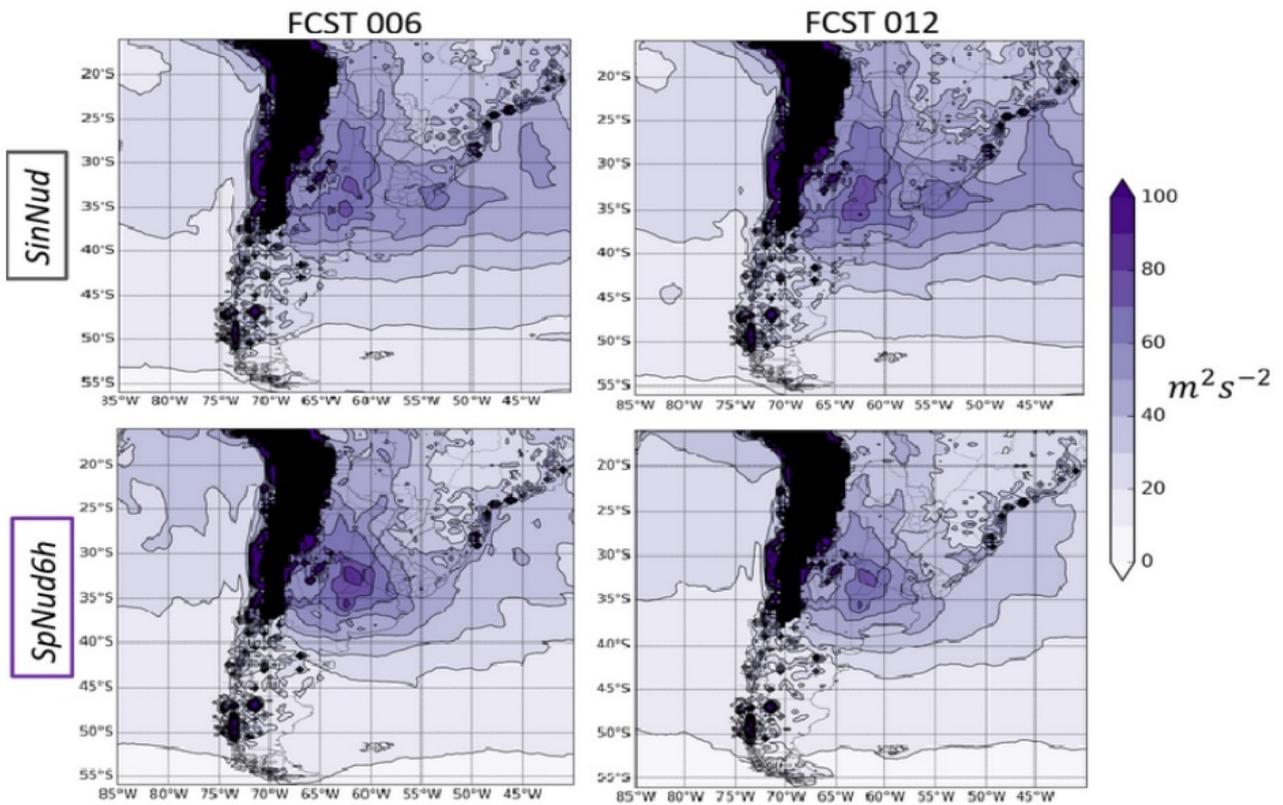


Figura 7: Campo horizontal promedio de ET [m^2s^{-2}] utilizando los reanálisis ERA como referencia, para los FCST006 y FCST012 de los experimentos SinNud y SpNud6h, Considerando el promedio de los 20 miembros en toda la vertical y el período de 45 días, excluyendo los días de spin up definido.

específica (q), la altura geopotencial (HGT) y la temperatura (T), para tener más detalles sobre cómo es el impacto de los errores en las mismas. Cabe destacar que un Bias de q , HGT o T positivo (negativo) indicaría una subestimación (sobrestimación) de la variable por parte del modelo regional, respecto al ERA, por la ecuación 6.

Se calcularon los perfiles verticales de los estadísticos diferenciando las cuatro horas en las que se verifican los pronósticos (00, 06, 12 y 18 UTC), y se consideró el promedio de los 20 miembros de ensamble debido a que la dispersión era muy pequeña. Se muestran los resultados para el FCST012, los cuales son similares a los obtenidos con el FCST000 y FCST006.

En la Figura 9 se observa que la estructura del RMSD en SinNud muestra dos máximos relativos en ambas componentes de viento, uno en niveles bajos y otro en los niveles altos. En cuanto al Bias se observa que en el viento meridional hay un Bias positivo en niveles bajos y medios en todos los horarios menos a las 18 UTC, pasando a ser negativo o casi nulo en niveles altos; pero su módulo no supera la unidad, indicando que el aumento de RMSD se debe a un aporte en los errores no sistemáticos. A las 18 UTC el comportamiento es inverso. Con respecto a la humedad específica, se encuentra un Bias positivo en niveles bajos, con un valor levemente mayor a las 00 UTC pero que no varía demasiado en las otras horas del día. La temperatura muestra un máximo de RMSD en los niveles bajos con un Bias positivo muy próximo a niveles cercanos a superficie,

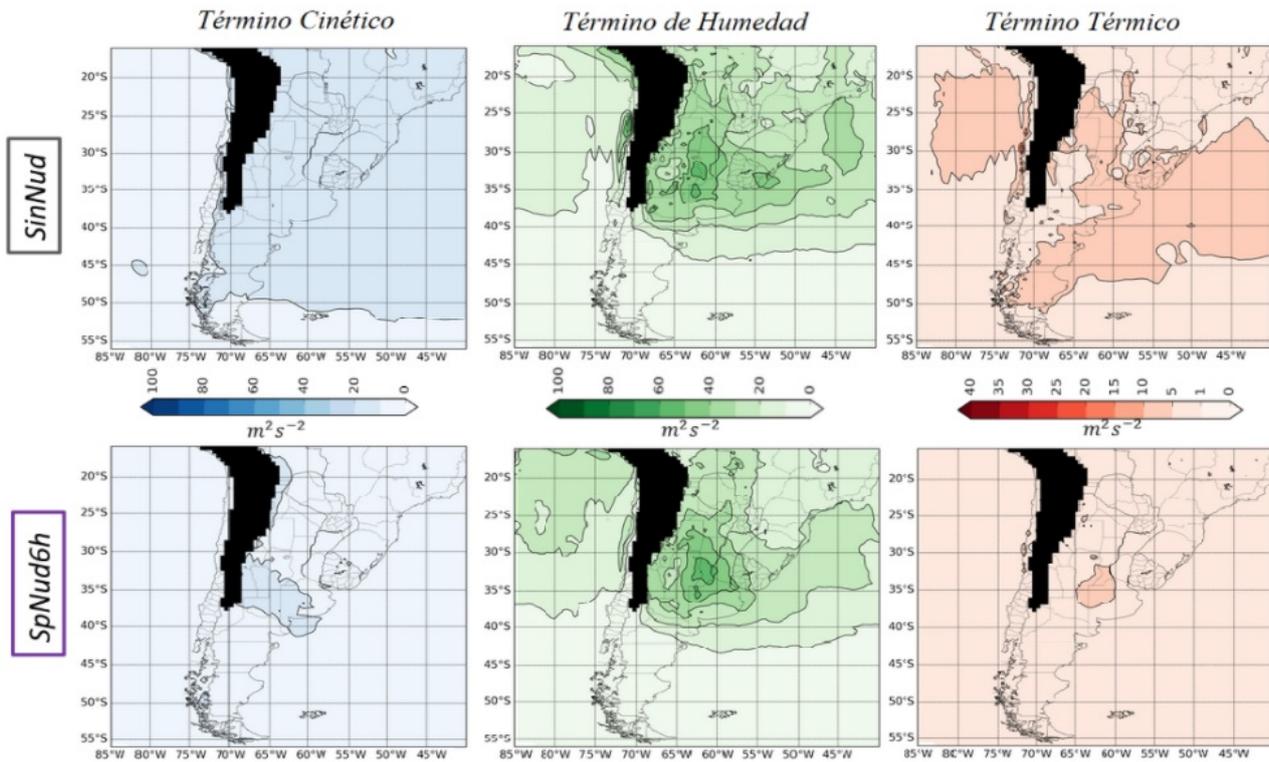


Figura 8: Campo horizontal promedio del Término Cinético, Término de Humedad y Término Térmico de ET [m^2s^{-2}] utilizando los reanálisis ERA como referencia, para el FCST 012 de los experimentos SinNud y SpNud6h, considerando el promedio en toda la vertical y en el período de 45 días excluyendo los días de spin up definido. Se muestra el promedio de los 20 miembros del ensamble.

estructura que se sostiene a las 00, 06, 12 y 18 UTC. Por último se observa que el perfil de los errores de la altura geopotencial presenta un RMSD de entre 100 y 150 m en todos los horarios. Además el Bias presenta generalmente valores negativos, particularmente por encima de los 700 hPa.

En cuanto a SpNud6h observamos en primer lugar una reducción de alrededor de un $1ms^{-1}$ de RMSD en U y V. Lo notorio en este caso es la reducción en la intensidad del máximo en niveles altos con respecto a SinNud. Por otro lado, cerca de la superficie, el máximo de RMSD que se observa a las 06 UTC en ambos experimentos también se presenta en SpNud6h a las 00 UTC. Se destaca que en cuanto al Bias para la variable U se ve una disminución de su valor en todos los niveles,

en comparación a SinNud. Además, si bien sus valores son pequeños, se evidencia un cambio de signo opuesto a lo que se observa en SinNud. Para el Bias de V se observa en comparación a SinNud un Bias positivo en todos los horarios cerca de superficie. Además para las 00 y 12 UTC el Bias es positivo en niveles medios, lo cual no se observaba en SinNud. Lo contrario se observa en los horarios de 06 y 18 UTC, donde los valores negativos se incrementan en niveles altos.

Continuando con la variable de humedad específica, se evidencia que el máximo se localiza en niveles más próximos a 950-900 hPa, con un leve incremento positivo del Bias en esos niveles si se lo compara con SinNud.

En los perfiles de temperatura se observa que

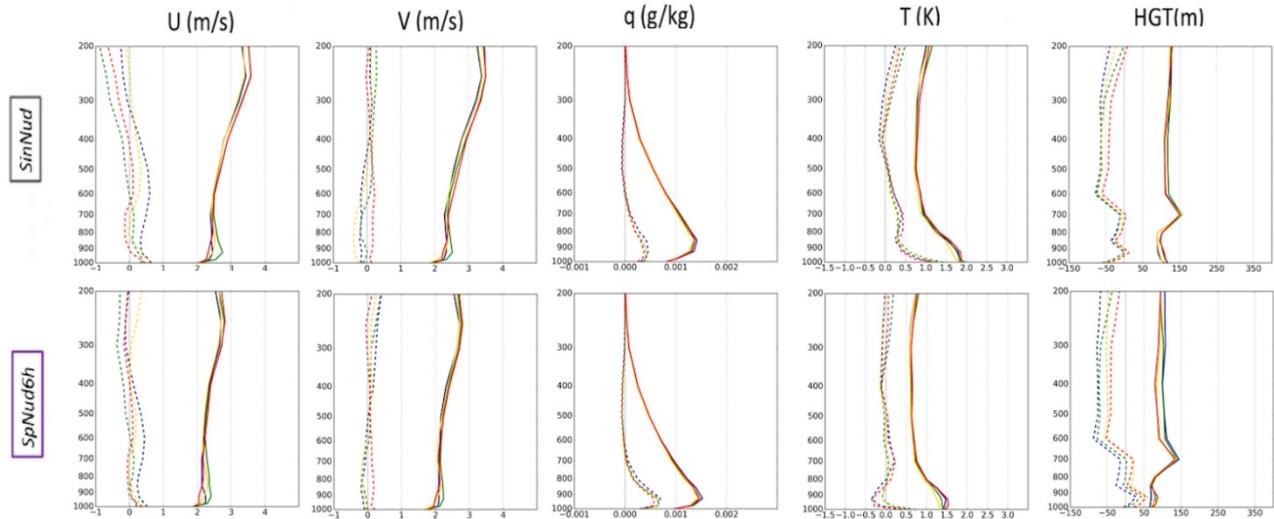


Figura 9: Perfil vertical (hPa) de la media del ensamble del BIAS (línea punteada) y RMSD (línea sólida), utilizando reanálisis ERA como referencia. Los paneles contienen el resultado para las variables U [ms^{-1}], V [ms^{-1}], q [gKg^{-1}], T [K] y HGT [m] para el plazo de pronóstico FCST 012 para el experimento SinNud y SpNud6h, para el período de 45 días excluyendo los días de spin up definido. Se muestran los perfiles que verifican a las 00 (azul), 06 (verde), 12 (amarillo) y 18 (rojo) UTC.

la estructura del RMSD de SpNud6h disminuye alrededor de 0,5 K en toda la vertical, con diferencia de casi 1 K entre niveles bajos y altos, respecto a SinNud. En cuanto al Bias se observan en niveles bajos valores negativos, que en SinNud eran positivos, y por encima de 800 hPa los valores son casi nulos, a diferencia de SinNud que presenta valores en su mayoría positivos.

El perfil vertical de HGT presenta la misma estructura, salvo entre 1000 y 900 hPa en donde se nota una leve disminución de los valores para horarios diurnos. Además para el Bias se observa que en niveles bajos se torna más positivo respecto a SinNud y a partir de allí la estructura vertical es muy similar a la de dicho experimento.

Como resumen, respecto a las métricas del Bias y RMSD se puede resaltar:

- En términos generales se ve una reducción del RMSD para todas las variables en SpNud6h

respecto al SinNud. Sin embargo se observan variaciones en el Bias, incluso con cambio de signo, que no siempre resultan en una disminución del módulo del mismo.

- En el RMSD y Bias de la humedad específica se observó un máximo en niveles bajos para ambos experimentos, en particular en SpNud6h dicho máximo se encuentra más cerca de superficie y es levemente mayor. En el caso de la temperatura, en ambos experimentos se observó un máximo de RMSD cerca de superficie, pero de menor magnitud para SpNud6h
- Para todas las variables y para ambos experimentos, se observa que los valores del Bias se encuentran alejados de los valores de RMSD, indicando la presencia de errores no sistemáticos.

3.3. Dispersión de los ensambles

Se examina la dispersión del ensamble (spread,

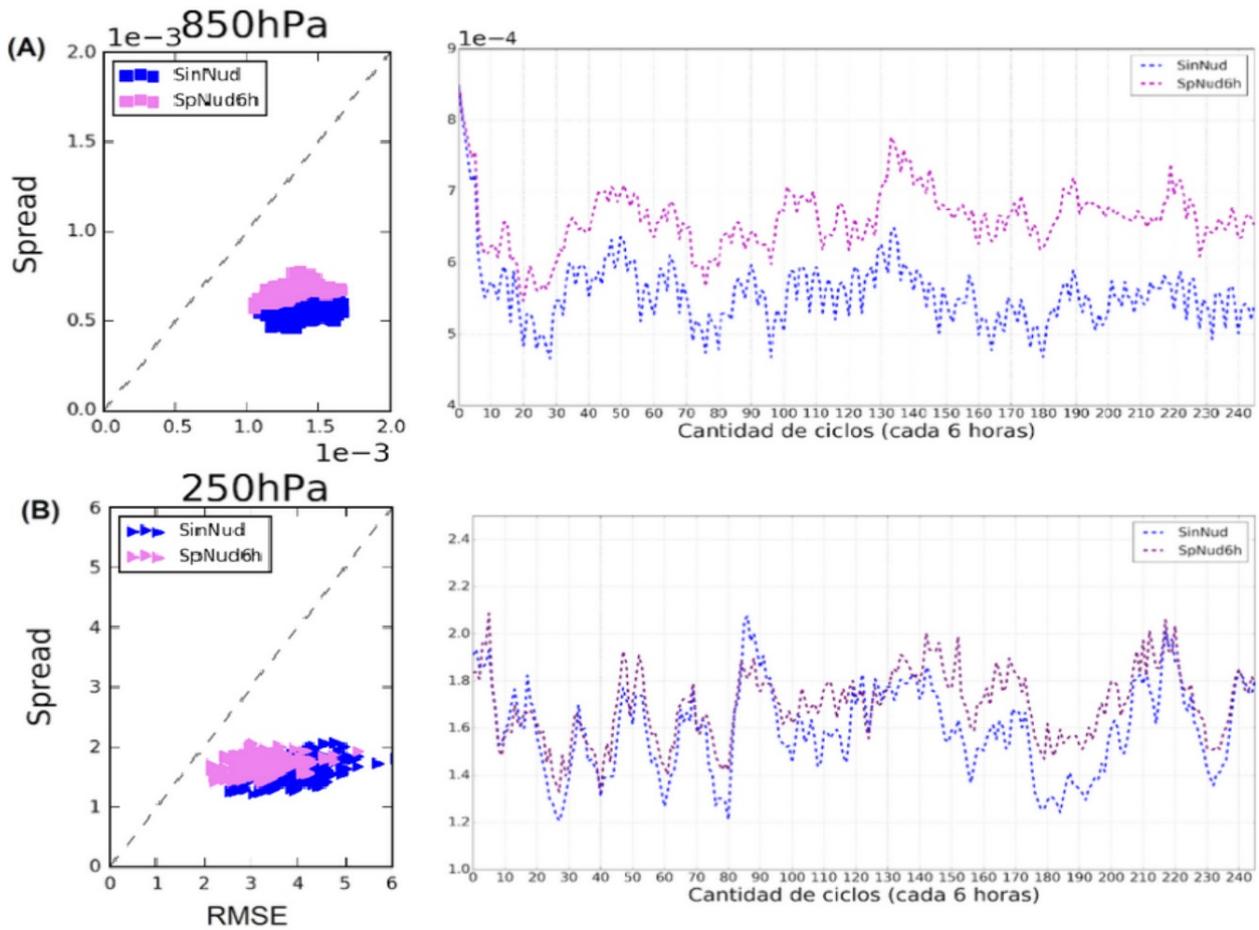


Figura 10: Diagrama de dispersión del spread y el RMSE de la media del ensemble, para el plazo de pronóstico FCST 012, para el período de 45 días excluyendo los días de spin up definido (panel izquierdo), y serie temporal del periodo completo (2 meses) del spread (panel derecho); para el experimento SinNud y SpNud6h; para (A) q [gKg^{-1}] en 850 hPa y (B) V [ms^{-1}] en 250 hPa.

ecuación 7) y su relación con la raíz del error cuadrático medio de la media del ensemble (RMSE), para el FCST012 promediado para cuatro horarios (00, 06, 12 y 18 UTC). Esta comparación busca determinar en qué medida el ensemble captura adecuadamente la incertidumbre de los análisis. Se espera, según Fortin et al. (2014), que dicha nube de puntos se encuentre cerca de la diagonal. En términos generales esto es un caso ideal, pero en el contexto de asimilación de datos uno debería también tener en cuenta que la estimación del error está afectada por el error observacional. Con lo cual el RMSE aún en un ensemble bien calibrado puede ser mayor que la dispersión (Desroziers et al., 2005).

En la Figura 10 se presentan los diagramas de dispersión del spread y RMSE, usando los 185 pares que corresponden a los ciclos posteriores al periodo de spin up considerado, y la serie temporal del spread para todo el período para la humedad específica y el viento meridional de los experimentos SinNud y SpNud6h. Se muestran los niveles de mayor dispersión de las variables para el FCST012, habiendo obtenido resultados similares tanto para el análisis (FCST000) como para el FCST006 (no mostrado).

En términos generales se observa que el RMSE es mayor al spread, mostrando los puntos por

debajo de la diagonal. Esto indica que la dispersión del ensamble no es lo suficientemente efectiva para representar el error del pronóstico. Sin embargo, se destaca un aumento leve del Spread en SpNud6h, mostrándolo más cerca de la diagonal que SinNud. Esto podría deberse al aporte de los 20 miembros del GEFS en todo el campo del MR mediante la técnica de SN (y no sólo en los bordes), colaborando en incrementar las diferencias entre los miembros del LETKF-WRF.

Respecto a las series temporales, se obtuvo para ambos experimentos que el spread fue estable en el tiempo, e incluso en general el SpNud6h mostró valores mayores que el SinNud. Esto podría indicar que en un principio no estaría afectando negativamente el SN al Spread del ensamble. Resultados similares fueron observados para las variables viento zonal y temperatura (no se muestra).

Por último, con el fin de resumir lo analizado, se enfatiza que a pesar que el spread en los modelos regionales en muchos casos ha resultado ser deficiente, en el experimento SpNud6h no se observa una disminución del mismo. No obstante, esto es un aspecto a mejorar en la configuración del sistema de asimilación conjunto al SN. En relación a lo encontrado en los experimentos realizados por Dillon (2017) con el LETKF- WRF en la misma región pero con 40km de resolución, en este trabajo se observa que si bien en la variable q la dispersión del pronóstico es mucho menor que el RMSE en los niveles bajos, dicha autora obtuvo este resultado para los análisis en toda la vertical, en particular con una diferencia de 2 órdenes de magnitud para la humedad. En cuanto a las variables de viento horizontal, para los análisis de Dillon (2017) se tenían algunos casos de sobrestimación del spread respecto al RMSE, mientras que para el pronóstico de este trabajo el conjunto de puntos siempre mostró una subestimación del spread respecto al RMSE, con un aumento de dicha subestimación en niveles altos.

4. CONCLUSIONES

En el presente artículo se examinó la sensibilidad en los análisis y pronósticos de un sistema regional de asimilación de datos y pronóstico por ensamble LETKF- WRF de 20 km de resolución, a la incorporación de información del modelo global (MG) conducente GEFS a partir de la técnica spectral nudging (SN), durante el período diciembre 2015 - enero 2016. Se realizó un experimento control denominado SinNud y uno implementando el SN con datos del MG cada 6 horas durante las primeras 12 horas de pronóstico, denominado SpNud6h. Se evaluaron los análisis (FCST000) y los pronósticos a 6 y 12 horas (FCST006 y FCST012) con diversas metodologías, teniendo como referencia los reanálisis globales ERA-Interim. Se destaca que dado el diseño del experimento, no es posible aislar el efecto del SN en los ciclos de asimilación y en el pronóstico, ya que el SN se aplica tanto a los análisis como a los pronósticos.

En términos de la evolución temporal de ET promediada en la región de estudio, se evidenció que al avanzar en los ciclos de asimilación SpNud6h presentó un desmejoramiento, generando en el final del periodo un resultado similar a SinNud. Este crecimiento del error está fundamentalmente asociado a errores en niveles bajos. Además, el aumento del error a medida que avanzan los ciclos de asimilación, es probable que esté relacionado con la presencia de errores sistemáticos en el MR, los cuales se van acumulando, y causan que hacia el final de los experimentos el error del sistema regional empeore su desempeño. Estos desvíos sistemáticos son los que se busca reducir mediante la aplicación de la técnica de SN, que si bien fue efectivo en los primeros ciclos de asimilación, no logró mantenerse en todo el período del experimento. Al mismo tiempo, el sistema de asimilación no ha sido capaz de remover estos errores sistemáticos de una manera eficiente, probablemente por la cantidad insuficiente de observaciones disponibles y/o por los parámetros utilizados. Otro factor que puede estar afectando el desempeño del sistema

es la resolución horizontal utilizada, al trabajar con 20 km es probable que el modelo regional no esté aportando suficiente información adicional.

También hay que considerar que estos resultados están influenciados por la variabilidad espacial de ET: existen zonas en donde el término de humedad de ET presenta un mayor error en SpNud6h que en SinNud, como por ejemplo en el Pacífico Tropical; mientras que hay regiones en donde ocurre lo opuesto, como en el centro de Argentina. En ambos experimentos los mayores valores de los errores muestreados se concentran al este de los Andes, focalizados en el Centro-Norte de Argentina, y se extienden hacia el océano a la altura de Uruguay y Sur de Brasil, indicando una posible propagación dada por el flujo medio característico de la región.

Además es importante tener en cuenta que en el sistema regional la contribución más significativa a los errores se dio en los términos asociados a la humedad, lo cual coincide con lo evidenciado en trabajos previos como Miguez-Macho et. al. (2004) en las Grandes Planicies y el Golfo de México.

En líneas generales, el desempeño del experimento en el que se aplicó nudging espectral (SpNud6h) mostró una disminución en los errores respecto al sistema de asimilación sin incluir dicha técnica (SinNud), tanto en términos de ET como de RMSD. El impacto positivo de la inclusión del SN se observa especialmente en niveles medios y altos y asociados a las variables en las que se aplica la técnica de SN. Sin embargo, como se mencionó previamente, es importante tener en cuenta que luego de cierta cantidad de ciclos de análisis, se observó un leve deterioro del aporte de SN, posiblemente asociado a los errores propios del sistema de asimilación regional. Con lo cual, también hay que tener presente que la conducción con el SN no le impide al modelo regional desarrollar sus características particulares, y por eso para mejorar el desempeño del sistema también sería necesario trabajar en la disminución de los

errores del modelo.

Respecto al SN, resulta de interés indagar cuál sería la longitud de onda óptima para su aplicación sobre Sudamérica, como se ha hecho en trabajos como el de Gómez y Miguez-Macho (2017) sobre Europa y el océano Atlántico adyacente. Asimismo, siguiendo a Spero et al. (2018), sería de utilidad realizar simulaciones determinísticas de sensibilidad a los diferentes parámetros del nudging espectral (por ejemplo considerando distintos valores del coeficiente de nudging o la aplicación del SN a diferentes variables), sobre un periodo de al menos 1 mes para que contribuyan a entender el efecto del nudging sobre el dominio regional y a partir de ahí poder diseñar una configuración adecuada para el sistema de asimilación.

Se destaca que la técnica de SN es una herramienta potencialmente valiosa para incorporar la información del modelo global en todo el dominio en una implementación regional. Resulta necesario revisar el efecto de los cambios que genera el SN y su impacto en el largo plazo de aplicación; así como el efecto de la técnica en sistemas regionales de alta resolución espacial para distintos periodos de tiempo y diferentes condiciones sinópticas.

Agradecimientos: Agradecemos al SMN de Argentina por proveer el equipamiento utilizado para realizar los experimentos. También al NCEP por el acceso tanto a los análisis y pronósticos del GEFS como a las observaciones PREPBUFR; y a la NASA por el acceso a los AIRS. Para el postprocesamiento del modelo WRF se utilizó el NCEP Unified Post Processor (UPP) versión 3.1 (disponible de forma libre en <http://www.dtcenter.org/wrfnmm/users/downloads>). El código del LETKF-WRF se encuentra disponible en https://github.com/gustfrontar/LETKF_WRF.

Se utilizó el lenguaje de programación Python para los cálculos. Este trabajo fue parcialmente financiado por el PICT 2018-3202. Agradecemos asimismo a los revisores

del artículo por sus valiosas sugerencias.

REFERENCIAS

- Bao X. y Zhang F., 2013: Evaluation of NCEP-CFSR, NCEP-NCAR, ERA-Interim, and ERA-40 Reanalysis datasets against independent sounding observations over the Tibetan Plateau. *J. of Clim.*, 26, 206-214, DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00056.1
- Buizza R., Houtekamer P. L., Toth Z., Pellerin G., Wei M. y Zhu Y., 2005: A comparison of the ECMWF, MSC and NCEP global ensemble prediction systems, *Mon. Wea. Rev.*, 133, 1076-1097, DOI: 10.1175/MWR2905.1
- Chikhar K. y Gauthier P., 2017: Impact of Lateral Boundary Conditions on Regional Analyses, *Mon. Wea. Rev.*, DOI: 10.1175/MWR-D-16-0245.1, 145, 4, (1361-1379).
- Clark Di Leoni P., Mazzino A. y Biferale L., 2018: Inferring flow parameters and turbulent configuration with physics-informed data assimilation and spectral nudging. *Phys. Rev. Fluids.*, DOI: 10.1103/PhysRevFluids.3.104604
- Dee D. P., y coautores, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553-597
- Desroziers, G., Berre, L., Chapnik, B. and Poli, P., 2005: Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131: 3385-3396. DOI: 10.1256/qj.05.108
- Dillon, M. E., Maldonado P., Cutraro F., García Skabar Y. y Sacco M., 2020: Implementación del sistema de pronóstico numérico en el HPC: Características del sistema de asimilación de datos LETKF-WRF. *Nota Técnica SMN 2020-82*.
- Dillon M.E., García Skabar Y., Kalnay E., Ruiz J. J. y Collini E.A., 2019a: Sensibilidad de un sistema de asimilación de datos por ensambles a diferentes configuraciones, implementado en el sur de Sudamérica. *Meteorologica*, 44(2), 15-34.
- Dillon M.E., Corrales P., Maldonado P., García Skabar Y., Ruiz J., Sacco M., Cutraro F., Mingari L., Matsudo C., Hobouchian P., Vidal L., Rugna M., Salio P., Nesbitt S., Kalnay E., Miyoshi T., 2019b: A Rapid Refresh ensemble based data assimilation and forecast system (RRA) for the RELAMPAGO field campaign in Argentina. RELAMPAGO-CACTI Data Analysis Workshop, Buenos Aires, Argentina; 19 al 21 de Noviembre de 2019. Presentación Oral. Publicada en https://docs.google.com/document/d/1Bkbi-0ekLrwzKNQRanq_MsJgpwtmq9MFOUUrNAMgbRA/edit
- Dillon, M. E., 2017: Asimilación de datos reales a escala regional en Argentina. Tesis de doctorado, DCAO, FCEyN, UBA.
- Dillon M.E., Garcia Skabar Y., Ruiz J.J., Kalnay E., Collini E.A., Echevarría P., Saucedo M., Miyoshi T. y Kunii M., 2016: Application of the WRF-LETKF Data Assimilation System over Southern South America: Sensitivity to model physics. *Wea. and For.*, 31, 217-236. DOI: 10.1175/WAF-D-14-00157.1
- Dudhia J., 1989: Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077-3107, DOI: 10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD.2.0.CO;2.
- Ehrendorfer M., Errico R.M. y Raeder K.D., 1999: Singular-Vector Perturbation Growth in a Primitive Equation Model with Moist Physics. *J. Atmos. Sci.*, 56, 1627-1648, DOI: 10.1175/1520-0469(1999)056<1627:SVPGIA>2.0.CO;2
- Feser F., Rockel B., Von Storch H., Winterfeldt J. y Zahn M., 2011: Regional climate models add value to global model data: A review and selected examples. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92, 1181-1192, DOI: 10.1175/2011BAMS3061.1.
- Fortin V., Abaza M., Anctil F. y Turcotte R., 2014: Why should ensemble spread match the RMSE of the ensemble mean. *J. Hydrometeor.*, 15, 1708-1713, DOI:

- 10.1175/JHM-D-14-0008.1.
- Gomez B. y Míguez-Macho G., 2017: The impact of wave number selection and spin-up time in spectral nudging. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 143: 1772–1786, DOI:10.1002/qj.3032
- Greybush S., Kalnay E., Miyoshi T., Ide K. y Hunt B. (2011): Balance and Ensemble Kalman Filter Localization Techniques. *Mon. Wea. Rev.* 139. 511-522. DOI: 10.1175/2010MWR3328.1.
- Guo X. y Zhong W., 2017: The Use of a Spectral Nudging Technique to Determine the Impact of Environmental Factors on the Track of Typhoon Megi (2010). *Atmosphere* 2017, 8(12), 257; DOI: 10.3390/atmos8120257
- Hong S.Y., Noh Y. y Dudhia J., 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2318–2341, DOI: 10.1175/MWR3199.1
- Houtekamer, P. L., Zhang F., 2016: Review of the Ensemble Kalman Filter for atmospheric data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, vol 144, 4489-4532, DOI: 10.1175/MWR-D-15-0440.1
- Huang, Z., Zhong L., Ma Y., Fu Y., 2021: Development and evaluation of spectral nudging strategy for the simulation of summer precipitation over the Tibetan Plateau using WRF (v4.0). *Geosci. Model Dev.*, 14, 2827–2841, <https://doi.org/10.5194/gmd-14-2827-2021>
- Iglesias M., Dillon M.E., García Skabar Y. y Sacco M., 2018: Evaluación de metodologíaspectralnudging para la obtención de análisis regionales combinando el WRF-LETKF y GEFS. XIII Congreso Argentino de Meteorología (CONGREMET XIII). 16-19 Octubre, Rosario, Argentina.
- Jones T. A. y Stensrud D. J., 2012: Assimilating AIRS temperature and mixing ratio profiles using an ensemble Kalman filter approach for convective-scale forecasts. *Wea. and For.*, 27, 541–564, DOI: 10.1175/WAF-D-11-00090.1.
- Keyser D., 2013: PREPBUFR processing at NCEP. NOAA/NWS/NCEP/EMC.[Available online athttp://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/data_processing/prepbuf.fr.doc/ document.htm.]
- Liu P., Tsimpidi A. P., Hu Y., Stone B., Russell A. G. y Nenes A., 2012: Differences between downscaling with spectral and grid nudging using WRF. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 3601–3610, 2012. DOI: 10.5194/acp-12-3601-2012
- Necker, T, Geiss, S, Weissmann, M, Ruiz, J, Miyoshi, T, Lien, G-Y., 2020: A convective-scale 1,000-member ensemble simulation and potential applications. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2020; 146: 1423–1442. DOI: 10.1002/qj.3744
- Maldonado, P., Ruiz, J.J., Saulo, C., Honda, T., Miyoshi, T., 2019: Assimilation of radar observations using the SCALE-LETKF: A case study during RELAMPAGO, in: RELAMPAGO-CACTI Data Analysis Workshop, Buenos Aires, Argentina; 19 al 21 de Noviembre de 2019. Presentación Oral. Publicada en https://docs.google.com/document/d/1Bkbi-0ekLrwzKNQRanq_MsJgpwtmq9MF0UUrNAMgBRA/edit
- Maldonado P., Ruiz J.J. y Saulo C., 2018: Asimilación de datos de radar en un caso de convección profunda: experimentos con observaciones simuladas. XIII Congreso Argentino de Meteorología (CONGREMET XIII). 16-19 Octubre, Rosario, Argentina.
- Meng Z. y Zhang F., 2007: Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part II: Imperfect model experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1403–1423, DOI: 10.1175/MWR3352.1.
- Miguez-Macho G., Stenchikov G. y Robock, A., 2004: Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulations. *J. Geophys. Res.* 109-D13104. DOI: 10.1029/2003JD004495.
- Miyoshi T. y Kunii M., 2012: The local ensemble transform Kalman filter with the Weather Research and Forecasting Model: Experiments with real observations. *Pure Appl. Geophys.*, 169, 321–333, DOI: 10.1007/s00024-011-0373-4.
- Miyoshi T., Aranami K., 2006: Applying a

- Four-dimensional Local Ensemble Transform Kalman Filter (4D-LETKF) to the JMA Nonhydrostatic Model (NHM). SOLA 2, 128–131. DOI: 10.2151/sola.2006-033
- Miyoshi, T., 2011: The Gaussian Approach to Adaptive Covariance Inflation and Its Implementation with the Local Ensemble Transform Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 1519-1535. DOI: 10.1175/2010MWR3570.1
- Mlawer, E. J., Taubman S. J., Brown P. D., Iacono M. J. y Clough S. A., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *J. Geophys. Res.*, 102, 16 663–16 682, DOI: 10.1029/97JD00237.
- Ota Y., Derber J.C., Kalnay E. y Miyoshi T., 2013: Ensemble-based observation impact estimates using the NCEP GFS. *Tellus A*, vol 65, 20038, DOI: 10.3402/tellusa.v65i0.20038
- Pu, Z. y Zhang L., 2010: Validation of Atmospheric Infrared Sounder temperature and moisture profiles over tropical oceans and their impact on numerical simulations of tropical cyclones. *J. Geophys. Res.*, vol 115, D24114, DOI: 10.1029/2010JD014258.
- Ruiz, J. J., Saulo C., y Nogués-Paegle J., 2010: WRF Model sensitivity to choice of parameterization over South America: Validation against surface variables. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 3342–3355, DOI: 10.1175/2010MWR3358.1.
- Saucedo M., 2016: Estudio de los efectos de diferentes fuentes de error sobre la calidad de los análisis generados por un sistema de asimilación por filtros de Kalman. Tesis de doctorado, DCAO, FCEyN, UBA.
- Separovic L., Husain S.Z. y Yu W., 2015: Internal variability off-line-scale components of meteorological fields in extended-range limited-area model simulations with atmospheric and surface nudging. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 8621–8641, DOI: 10.1002/2015JD023350.
- Silva N.P. y Camargo R., 2018: Impact of Wave Number Choice in Spectral Nudging Applications During a South Atlantic Convergence Zone Event. *Front. Earth Sci.* 6:232. DOI: 10.3389/feart.2018.00232
- Singh R., Ojha S.P., Kishtawal C.M. y Pal P.K., 2014: Impact of various observing systems on weather analysis and forecast over the Indian region. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 10232–10246, DOI:10.1002/2014JD021890
- Spero T.L., Nolte C.G., Mallard M.S., Bowden J.H., 2018: A maieutic exploration of nudging strategies for regional climate applications using WRF model. *J. of Appl. Met. and Clim.*, 57, 1883-1906, DOI: 10.1175/JAMC-D-17-0360.1
- Stauffer, D.R.; Warner, T.T.; Seaman, N.L., 1985: A Newtonian "nudging" approach to four-dimensional data assimilation: use of SESAME-IV data in a mesoscale model. Seventh conference on numerical weather prediction; PQ, Canada. Boston, MA: A.M.S.; pp. 77-82.
- Susskind J., 2011: Improved temperature sounding and quality control methodology using AIRS/AMSU data: The AIRS Science Team Version 5 retrieval algorithm. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 49, 883-907, DOI:10.1109/TGRS.2010.2070508
- Szunyogh I., Kostelich E.J., Gyarmati G., Kalnay E., Hunt B.R., Ott E., Satterfield E. y Yorke J.A., 2008: A local ensemble transform Kalman filter data assimilation system for the NCEP global model. *Tellus*, 60A, 113–130, DOI:10.1111/j.1600-0870.2007.00274.x.
- Tateo A., Miglietta M.M., Fedele F., Menegotto M., Pollice A., Bellotti R. 2019: A statistical method based on the ensemble probability density function for the prediction of "Wind Days", *Atmos. Res.*, 216, 106-116, ISSN 0169-8095, DOI:10.1016/j.atmosres.2018.10.001.
- Tewari M., Chen F., Wang W., Dudhia J., LeMone M.A., Mitchell K., Ek M., Gayno G., Wegiel J. y Cuenca R.H., 2004: Implementation and verification of Unified Noah land surface model in the WRF model. Presented at 84th AMS conference held at Seattle, Washington, 11-15 Jan. 2004
- Verspeek J.A., Stoffelen A., Portabella M., Bonekamp H., Anderson C., Figa

- J., 2009: Validation and calibration of ASCAT using CMOD5.n. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 48, 386–395, DOI:10.1109/TGRS.2009.2027896.
- Von Storch H., Langenberg H. y Feser F., 2000: A Spectral Nudging Technique for Dynamical Downscaling Purposes. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3664-3673, DOI:10.1175/1520-0493(2000)128<3664:ASNTFD>2.0.CO;2
- Waldron K.M., Peagle J. y Horel J.D., 1996: Sensitivity of a spectrally filtered and nudged limited area model to outer model options. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 529–547. DOI:10.1175/1520-0493(1996)124<0529:SOASFA>2.0.CO;2
- Wang, Jiali&Kotamarthi, V., 2013: Assessment of Dynamical Downscaling in Near-Surface Fields with Different Spectral Nudging Approaches Using the Nested Regional Climate Model (NRCM). *J.ofA.Met. and Clim.* 52. 1576-1591, DOI: 10.1175/JAMC-D-12-0302.1
- Whitaker J.S. y Hamill T.M., 2012: Evaluating Methods to Account for System Errors in Ensemble Data Assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 3078–3089, DOI: 10.1175/MWR-D-11-00276.1
- Zhao Y., Wang D., Liang Z. y Xu J., 2016: Improving numerical experiments on persistent severe rainfall events in southern China using spectral nudging and filtering schemes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*142, 3115–3127, DOI: 10.1002/qj.2892.
- Zhou, X., Zhu, Y., Hou, D., Luo, Y., Peng, J. y Wobus, R., 2017: Performance of the New NCEP Global Ensemble Forecast System in a Parallel Experiment, *Wea. and For.*, 32(5), 1989-2004. Retrieved Jan 22, 2021, DOI: 10.1175/WAF-D-17-0023.1
- Zhu Y. y Toth Z., 2008: Ensemble Based Probabilistic Forecast Verification. Preprint of 19th Conference on Probability and Statistics, Jan. 20-24 2008, New Orleans, Louisiana
- Zhu Y., 2005: Ensemble forecast: A new approach to uncertainty and predictability, *Advance in Atmospheric Sciences*, Vol. 22, 781-788. DOI:10.1007/BF02918678

VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA ISLA DE CALOR SUPERFICIAL EN TRES CIUDADES ARGENTINAS

Malena S. Lozada Montanari¹, Inés Camilloni¹

¹Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. — CONICET – Universidad de Buenos Aires. Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA). — CNRS – IRD – CONICET – UBA. Instituto Franco-Argentino para el Estudio del Clima y sus Impactos (UMI 3351 IFAECI). Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 24 de febrero 2021, en su versión final el 2 de septiembre de 2021)

RESUMEN

En este trabajo se analiza la evolución espacio-temporal de la Isla de Calor Urbana Superficial (ICU-S) derivada del contraste entre las temperaturas de superficie urbanas y rurales de Buenos Aires, Rosario y Córdoba, las tres ciudades más grandes de Argentina en términos de población. La información analizada corresponde a datos de 1 km x 1 km de resolución derivados de información satelital disponibles a través del *Global Surface UHI Explorer* para el período 2003-2017. En las tres ciudades se encuentra que, en promedio, la temperatura de la superficie urbana es superior a la rural (IUC-S positiva) durante la noche tanto en la media anual como en verano e invierno. El mayor contraste se registra en Buenos Aires donde alcanza el máximo de +2°C durante el verano y el mínimo en invierno (+1,5°C). En el caso de Rosario y Córdoba la diferencia en la magnitud entre el verano e invierno es de sólo 0,1°C. El área de cada ciudad que registra temperaturas de superficie superiores a la de las zonas rurales durante la noche representa en promedio el 93 % del total para Buenos Aires, 97 % para Rosario y 89 % para Córdoba. Durante el día, se encuentra que en algunos casos la intensidad es negativa generando el efecto de isla fría. Esto ocurre en invierno en las tres ciudades y en el promedio anual de Rosario y Córdoba. En Buenos Aires, donde reside más del 30 % de la población del país, existe una tendencia significativa al incremento en la magnitud media y máxima de la ICU-S diurna. La comparación entre la ICU-S y la ICU de canopia (derivada de datos de temperatura del aire) de Buenos Aires muestra valores positivos durante las horas de la noche en ambos casos, aunque de mayor magnitud en ICU-S en el promedio anual (+0,3°C) y durante el verano (+0,6°C) así como una tendencia hacia el incremento en la magnitud de ambos fenómenos durante las horas diurnas. *Palabras clave: Isla de Calor Urbana, Temperatura Superficial, Ciclo Anual, Tendencia*

SPATIO-TEMPORAL VARIABILITY OF THE SURFACE HEAT ISLAND IN THREE ARGENTINE CITIES

ABSTRACT

This paper investigates the spatiotemporal variations of the Surface Urban Heat Island (SUHI) computed as the difference of urban and rural land surface temperatures for the three major cities of Argentina: Buenos Aires, Rosario, and Cordoba. Satellite-based data of 1 km x 1 km resolution available through the Global Surface UHI Explorer were used to estimate mean and maximum values, trends and percentage of each urban area with positive/negative intensities of SUHI for the period 2003-2017. Results indicate that, on average the nocturnal urban surface temperature is higher than the rural one (positive SUHI) for the annual, winter and summer mean for the three cities. The greatest contrast corresponds to Buenos Aires, where the maximum SUHI magnitude is $+2^{\circ}\text{C}$ in summer and the minimum is $+1,5^{\circ}\text{C}$ in winter. Both Rosario and Cordoba exhibit a difference in magnitude between summer and winter of only $0,1^{\circ}\text{C}$. The percentage of the area of each city with nocturnal surface temperatures greater than the rural ones is on average, 93 % for Buenos Aires, 97 % for Rosario and 89 % for Cordoba. During daytime, in some cases the SUHI intensity is negative generating a cold island. This effect is observed in the three cities during the cold season and in Rosario and Cordoba for the annual mean. In Buenos Aires, that hosts more than 30 % of the total population of the country, there is a significant positive trend in the daytime mean and maximum SUHI intensity. The comparison between the Buenos Aires' SUHI and canopy UHI (derived from standard air temperature measurements) shows positive intensities during night-time in both cases, although the mean annual and summer SUHI are warmer than the UHI in $+0,3^{\circ}\text{C}$ and $+0,6^{\circ}\text{C}$, respectively. Additionally, there is a trend towards warmer daytime intensities of both types of heat islands.

Keywords: Urban Heat Island, Surface Temperature, Annual Cycle, Trend

1. INTRODUCCIÓN

Los procesos de urbanización e industrialización modifican las características de la superficie terrestre y de la atmósfera local mediante la transformación de sus propiedades radiativas, térmicas y aerodinámicas dando como resultados ambientes urbanos más cálidos que su entorno que originan la denominada isla de calor urbana (ICU) (e.g. Oke 1982; Kalnay y Cai, 2003; Souch y Grimmond, 2006; Zhao y otros, 2014, Oke y otros, 2017). Este fenómeno, que hace referencia al calentamiento diferencial que se registra en áreas urbanas en comparación con las zonas rurales próximas a la ciudad, fue identificado por primera vez en Londres (Howard, 1833) y constituye la manifestación atmosférica más reconocida del impacto de la urbanización sobre el clima de una ciudad.

La ICU se desarrolla en asentamientos humanos

de diverso tamaño y forma y en distintas regiones climáticas contribuyendo con un conjunto de cambios que impactan en el clima local y regional (Camilloni y Barros, 1997, Roth, 2013; Gu y Li, 2018), el crecimiento de la vegetación (Zhao y otros, 2016, Zhou y otros, 2016) y la calidad del aire (Li y otros, 2018, Li y otros, 2020). Entre los sectores que sufren consecuencias por el exceso de calor urbano se encuentran la salud y el bienestar humanos a través del aumento de la morbilidad y la mortalidad (Heaviside y otros, 2017) y el de la energía por el incremento del consumo para refrigeración (Santamouris y otros, 2015). Las zonas urbanas albergan el 55 % de la población mundial (UN, 2018) y se espera que en un mundo con una marcada aceleración en el crecimiento urbano (Chen y otros, 2020) y en el contexto del calentamiento global, el efecto de la ICU y sus consecuencias asociadas incrementen su severidad (Sachindra y otros, 2015, Manoli y

otros, 2019).

Se distinguen dos tipos básicos de ICU: atmosférica y superficial (Arnfield, 2003; Roth, 2013; Azevedo, 2016, Oke y otros, 2017). El primero de ellos hace referencia al aumento de temperatura medido en el aire urbano cerca de la superficie o en los primeros niveles de la atmósfera dentro de la capa límite en comparación con su entorno suburbano/rural. En consecuencia, dentro de esta categoría se definen dos subtipos: la ICU de canopia y la ICU de capa límite. Por otro lado, la ICU superficial corresponde a estimaciones de la temperatura de la superficie (ICU-S) (Takebayashi y Moriyama, 2007; Xu., 2009; Schwarz y otros, 2011; Peng y otros, 2012; Deng y Wu, 2013; Du y otros, 2016, Haashemi y otros, 2016). Entre las causas principales de las ICU se encuentran el almacenamiento de calor en las ciudades durante el día asociado a las propiedades térmicas y caloríficas de los materiales de construcción utilizados y su posterior liberación durante la noche, las emisiones de calor antropogénico y al limitado enfriamiento por evapotranspiración debido a los escasos espacios verdes (Oke, 1982). La intensidad de la ICU presenta variaciones diarias que están relacionadas principalmente con la evolución de los distintos términos de la ecuación de balance de energía durante las horas del día y la noche, y con modificaciones en la situación sinóptica regional. En general, la intensidad máxima se alcanza algunas horas después de la puesta del sol, debido al rápido enfriamiento rural. Más avanzada la noche, el enfriamiento urbano es importante y por lo tanto el desarrollo de la ICU es más lento. Luego del amanecer, el calentamiento rural es más acelerado que el urbano debido a que sus superficies tienen menores capacidades térmicas y mayor exposición a la radiación solar. De esta forma, es frecuente que durante algunas horas del día se desarrolle una "isla fría" (Arnfield, 2003).

Mientras que la estimación de la magnitud de la ICU de canopia usualmente se realiza a partir del contraste entre temperaturas del aire

medidas en una estación meteorológica urbana y en una rural y la de capa límite a partir de mediciones de temperatura en diferentes alturas de la atmósfera por medio de instrumental montado en torres micrometeorológicas, la magnitud de la ICU-S es calculada como la diferencia entre la temperatura de la superficie terrestre del área urbana y la de su área no urbana circundante derivada generalmente de información satelital. Si bien las intensidades de ambos tipos de ICU son similares en la escala anual, pueden tener diferentes variabilidades diurnas y estacionales (Cui y De Foy, 2012; Chakraborty y otros, 2016) ya que los procesos advectivos tienen un rol importante en la ICU de canopia (Zhou y otros, 2019). En los últimos años, en atención a la disponibilidad de información satelital y en respuesta a las ventajas que ofrecen estos datos en términos de la posibilidad de realizar una evaluación espacial detallada del calentamiento de las superficies urbanas, la cantidad de trabajos que evalúan la intensidad de la ICU-S en diferentes ciudades del mundo se incrementó significativamente (e.g. Peng y otros, 2012; Yao y otros, 2021).

El análisis del exceso de calor en ciudades argentinas es un tema de creciente interés dado que más del 90% de la población del país vive en áreas urbanas (INDEC, 2012). Por ejemplo, se han realizado diversos estudios para caracterizar diferentes aspectos del clima urbano de Buenos Aires (Camilloni y Mazzeo, 1987; Rusticucci y Vargas, 1991; Barros y Camilloni, 1994; Camilloni y Barros, 1997; Figuerola y Mazzeo, 1998; Bejarán y Camilloni, 2003; Camilloni y Barrucand, 2012). En todos los casos, estos trabajos identifican los máximos contrastes de temperatura entre la ciudad y sus alrededores en horas nocturnas e indicios de una isla fría en las primeras horas de la tarde. Cúnsulo y otros (2011) analizaron la ICU en verano e invierno en el período 1995-2010 y su correlación con la ocupación del Área Urbana del Gran San Juan. Sus resultados muestran que la intensidad y extensión espacial de la ICU aumenta en relación con el incremento de la ocupación urbana. Diferentes aspectos de la ICU

de la ciudad de Mendoza fueron estudiados por ejemplo por Correa y otros (2006) y Puliafito y otros (2013). Sus resultados coinciden en señalar que es un fenómeno presente durante todo el año alcanzando valores máximos durante la noche que oscilan entre $+8^{\circ}\text{C}$ y $+10^{\circ}\text{C}$ (Correa y otros, 2006) y que el efecto de enfriamiento de un parque urbano se extiende entre 800 y 1000 m hacia su entorno, con una disminución de la temperatura promedio de 1.3°C durante el día y más de 4.0°C por la noche (Puliafito y otros, 2013). Maristany y otros (2008) estudiaron el contraste de temperatura máxima media urbana-rural de la ciudad de Córdoba a nivel decadal entre 1941 y 2000 encontrando un progresivo incremento en su magnitud de $+0,37^{\circ}\text{C}$ en la década 1941-1950 a $+1,05^{\circ}\text{C}$ en 1991-2000. Por otra parte, de la Casa y Nasello (2014) analizaron la variación de la temperatura del aire en la ciudad de Córdoba y de las estaciones rurales y suburbanas cercanas correspondientes a la red de observación del Servicio Meteorológico Nacional en el período 1960-2010 hallando que las temperaturas urbanas son entre $+1$ y $+2^{\circ}\text{C}$ superiores en el promedio anual sin variaciones temporales significativas en esta diferencia durante el período de estudio. Ferrelli y otros (2016) analizaron la evolución de la isla de calor de verano e invierno entre los años 1985 y 2014 en Bahía Blanca encontrando que el crecimiento de las edificaciones y el incremento de la población modificaron la distribución espacial de la temperatura y la humedad relativa produciendo situaciones de desconfort. Algunas características de la ICU de Rosario fueron estudiadas por Vega y otros (2019) derivadas de mediciones realizadas entre junio 2013 y junio 2014 observando diferencias en promedio de entre $+0,7^{\circ}\text{C}$ y $+1,2^{\circ}\text{C}$ entre el centro de la ciudad y sus bordes. Recientemente, Casadei y otros (2021) estudiaron 55 ciudades argentinas (excluyendo grandes aglomerados como Buenos Aires y Córdoba) con el objetivo de cuantificar las ICU-S del período 2011-2015. Con esta finalidad utilizaron información satelital MODIS encontrando que el promedio anual de la ICU-S diurna de las ciudades

analizadas fue $+0,36 \pm 1,99^{\circ}\text{C}$ y $+1,68 \pm 0,61^{\circ}\text{C}$ para la nocturna.

En este trabajo se analiza la evolución temporal y espacial de la ICU-S en el período 2003-2017 de los tres aglomerados más importantes en términos de población de Argentina: Buenos Aires ($34^{\circ}36'\text{S}$, $58^{\circ}22'\text{O}$, 25 m snm), Rosario ($32^{\circ}56'\text{S}$, $60^{\circ}38'\text{O}$, 25 m snm) y Córdoba ($31^{\circ}24'\text{S}$, $64^{\circ}10'\text{O}$, 425 m snm) (Figura 1). En particular, se analizan en cada caso los valores medios y extremos, así como la evolución de la proporción del territorio urbano que presentan valores positivos y negativos. Finalmente, en el caso particular de Buenos Aires, se realiza una comparación entre la magnitud y la evolución temporal de la ICU-S y la ICU de canopia.

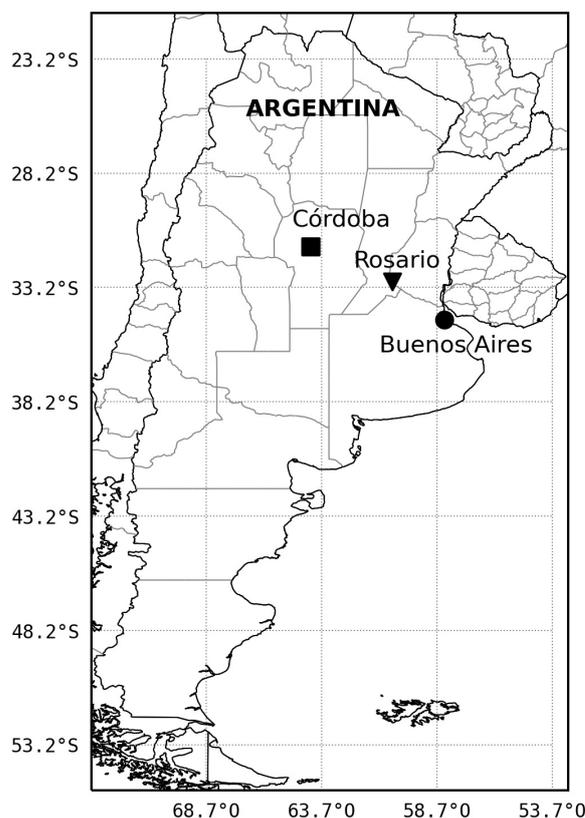


Figura 1: Localización de las tres ciudades argentinas consideradas en este estudio.

2. DATOS Y METODOLOGIAS

2.1. Área de Estudio

Aglomerado urbano	Población	Porcentaje respecto de la población total de Argentina	Área (km ²)
Córdoba	1.438.000	3,3	576
Rosario	1.447.000	3,3	589
Buenos Aires	13.960.000	31,7	3900

Tabla I: Población estimada, porcentaje respecto de la población total para el año 2017 y superficie de los tres aglomerados urbanos más importantes de Argentina. Fuente: INDEC (2021).

El Área Metropolitana de Buenos Aires (conformada por la ciudad y 24 partidos, de aquí en más referida como Buenos Aires), Rosario y Córdoba son los tres aglomerados con mayor número de habitantes que en conjunto representan el 38.3% de la población del país (Tabla I). En la Figura 2 se presentan las imágenes satelitales de cada uno de estos aglomerados donde es posible apreciar la extensión de la mancha urbana para cada caso. Asimismo, en la tabla I se muestra el área y la población estimada para cada una para el año 2017 (INDEC, 2021).

2.2. Datos y metodología de análisis de la ICU-S de Buenos Aires, Córdoba y Rosario

Para el análisis de la ICU-S de las ciudades seleccionadas se utilizó la información generada a través del algoritmo *simplified-urban-extent* (SUE) desarrollado por Chakraborty y Lee (2019). Este algoritmo permitió calcular la intensidad de la ICU-S a través de imágenes MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) de aproximadamente 9500 clusters urbanos alrededor del mundo para el período 2003-2017. La información resultante se encuentra disponible a través del *sistema Global Surface UHI Explorer* desarrollado por la Universidad de Yale (<https://yceo.yale.edu/research/global-surface-uhi-explorer>). En la metodología propuesta por Chakraborty y Lee (2019), se consideraron datos de temperatura de superficie derivados del MODIS TERRA (MOD11A2) y AQUA (MYD1A2),

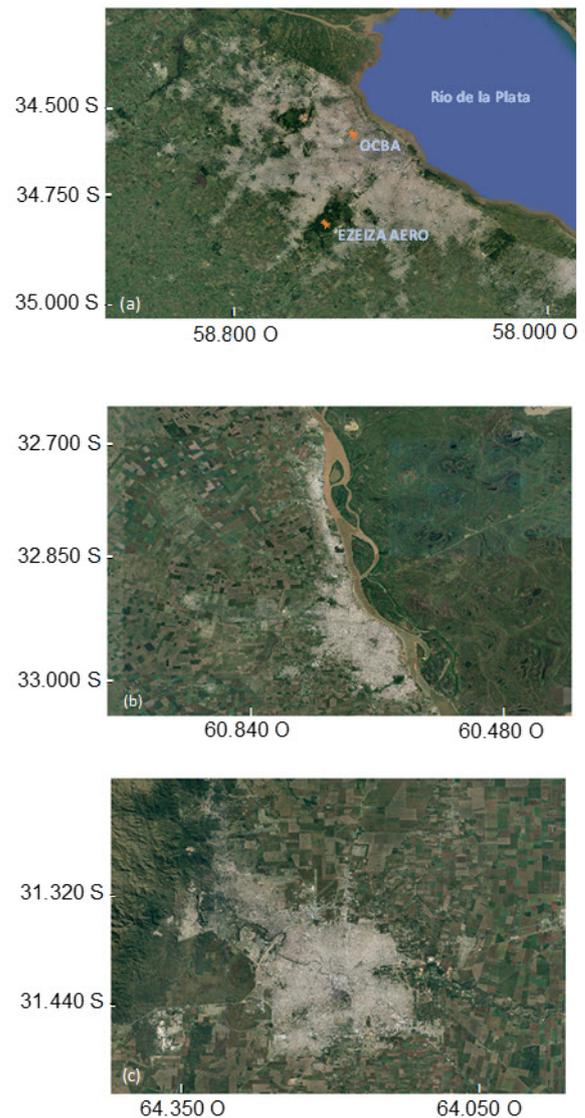


Figura 2: Imágenes satelitales de los aglomerados urbanos Buenos Aires (a), Rosario (b) y Córdoba (c). En Buenos Aires se muestra además la ubicación de las estaciones meteorológicas OCBA y Ezeiza Aero.

disponibles para una resolución espacial de 1 km x 1 km. Para el análisis sólo se utilizaron píxeles de cielo claro con un error promedio de temperatura de superficie menor a 3 K. Se distinguieron además dos subconjuntos de datos de acuerdo con el uso del suelo (urbano y no-urbano) y se removieron los píxeles correspondientes a agua ya que debido a su

gran capacidad calorífica podrían conducir a una sobreestimación de la intensidad de la ICU-S en el día y una subestimación durante la noche. La magnitud de la ICU-S fue estimada en cada píxel como la diferencia entre la temperatura de superficie correspondiente y la temperatura no urbana. El valor diurno se calculó a partir de la media de las estimaciones para las horas 10:30 y 13:30 y el nocturno a partir del promedio de las 01:30 y 22:30 horas.

En este trabajo, para cada ciudad y mes del período 2003-2017, la información del *Global Surface UHI Explorer* fue procesada por medio del Sistema de Información Geográfica *QGis* que es un software libre y de código abierto ampliamente difundido. Haciendo uso de este sistema se estimó además, para cada año, la proporción de área urbana con intensidades de ICU-S positivas y negativas y las intensidades máximas tanto a nivel diurno como nocturno definidas como el máximo contraste urbano/rural medido en un píxel del aglomerado.

2.3. Datos y metodología de análisis de la ICU de Buenos Aires

Para la segunda parte del análisis, en el que se comparó la ICU-S derivada de las imágenes satelitales con la ICU de canopia de Buenos Aires, se analizaron datos de temperatura horaria del período 2003-2017 de dos estaciones meteorológicas pertenecientes a la red de observación del Servicio Meteorológico Nacional: Observatorio Central de Buenos Aires (OCBA) y Ezeiza Aero (Figura 2a). Estas estaciones son representativas del área urbana y rural respectivamente y distan entre sí aproximadamente 30 km. La estimación de la magnitud de la ICU de canopia se realizó a través de la diferencia entre la temperatura registrada en la estación urbana (OCBA) y la registrada en la estación rural (Ezeiza Aero) para cada hora.

3. RESULTADOS

3.1. ICU-S de Buenos Aires

La ICU-S media anual diurna (Figura 3) presenta durante los años analizados valores negativos indicando la presencia de una isla fría que cubre una extensión minoritaria de la ciudad que representa entre el 14 % (año 2014) y el 40 % (año 2009) del total de los píxeles urbanos. La única excepción es el año 2008 en el que ocupa un área más extensa (65 % de la superficie). Asimismo, se encuentra que la proporción de territorio del aglomerado Buenos Aires con isla fría (cálida) diurna muestra una tendencia a la reducción (expansión) a razón de 7 % por década. La intensidad máxima de la ICU-S diurna varía entre +1,6°C (año 2009) y +3,1°C (año 2017) mientras que la isla fría es máxima en el año 2008 con una magnitud de -4,4°C.

La ICU-S media anual nocturna (Figura 4) es positiva en más del 90 % del territorio urbano en todo el período analizado y tiene una magnitud media de +1,7°C. Los valores máximos oscilan entre +3,7°C (años 2004 y 2012) y +4,3°C (año 2013). Estos resultados son consistentes con los obtenidos por Sobrino e Irakulis (2020) que encuentran para la ICU-S nocturna de Buenos Aires una magnitud media de 1,87°C a partir del análisis de imágenes provistas por el satélite Sentinel 3A correspondientes al período junio 2018-mayo 2019. Sin embargo, la intensidad máxima de la ICU-S nocturna estimada por Sobrino y otros, (2020) es 6,36°C, aproximadamente 2°C por encima de la obtenida en este trabajo. Esta diferencia podría ser el resultado de los diferentes períodos de análisis y datos considerados. En un análisis estacional de la ICU-S nocturna para los trimestres de verano (diciembre, enero y febrero) e invierno (junio, julio y agosto) (figuras no mostradas), se observa que en el verano la ICU-S es positiva en casi todo el territorio alcanzando valores máximos que superan +4°C en casi la mitad de la superficie urbana en la mayor parte de los años. Durante el invierno

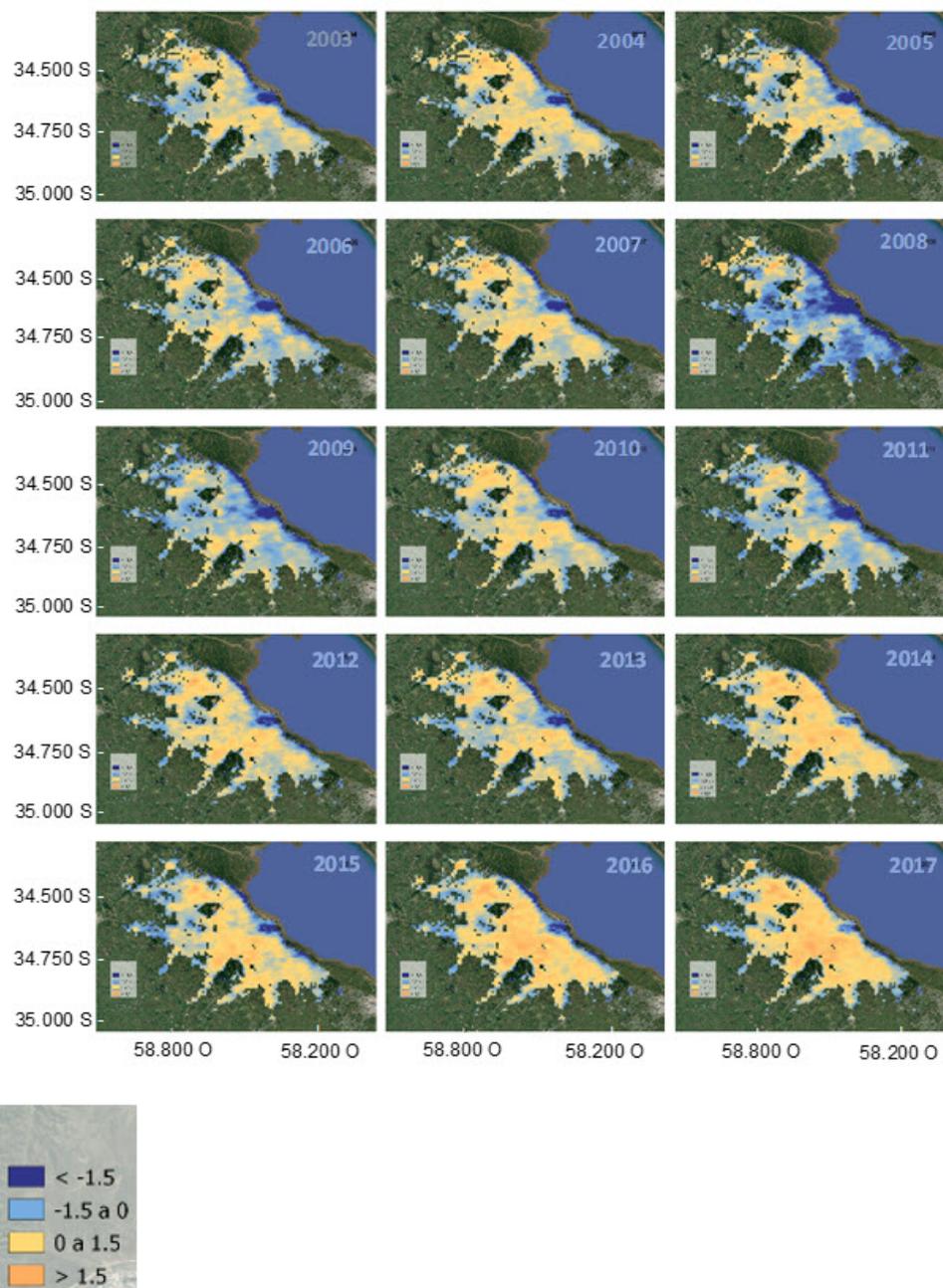


Figura 3: Evolución anual de la intensidad de la ICU-S diaria ($^{\circ}\text{C}$) del Área Metropolitana de Buenos Aires en el período 2003-2017.

se observan también valores positivos pero cuya intensidad es menor a la de verano ya que en promedio está entre $+1^{\circ}\text{C}$ y $+2^{\circ}\text{C}$. En esta estación los valores máximos cercanos a $+4^{\circ}\text{C}$ quedan restringidos a una porción minoritaria de la superficie. Asimismo, no se identifica una variabilidad interanual significativa en ninguna de las dos estaciones.

3.2. ICU-S de Rosario

A diferencia de lo que sucede en Buenos Aires, la ICU-S media anual diaria de la ciudad de Rosario (Figura 5) es negativa durante todo el período en más de la mitad de la superficie alcanzando la máxima extensión en el año 2008 (88%). La intensidad máxima varía

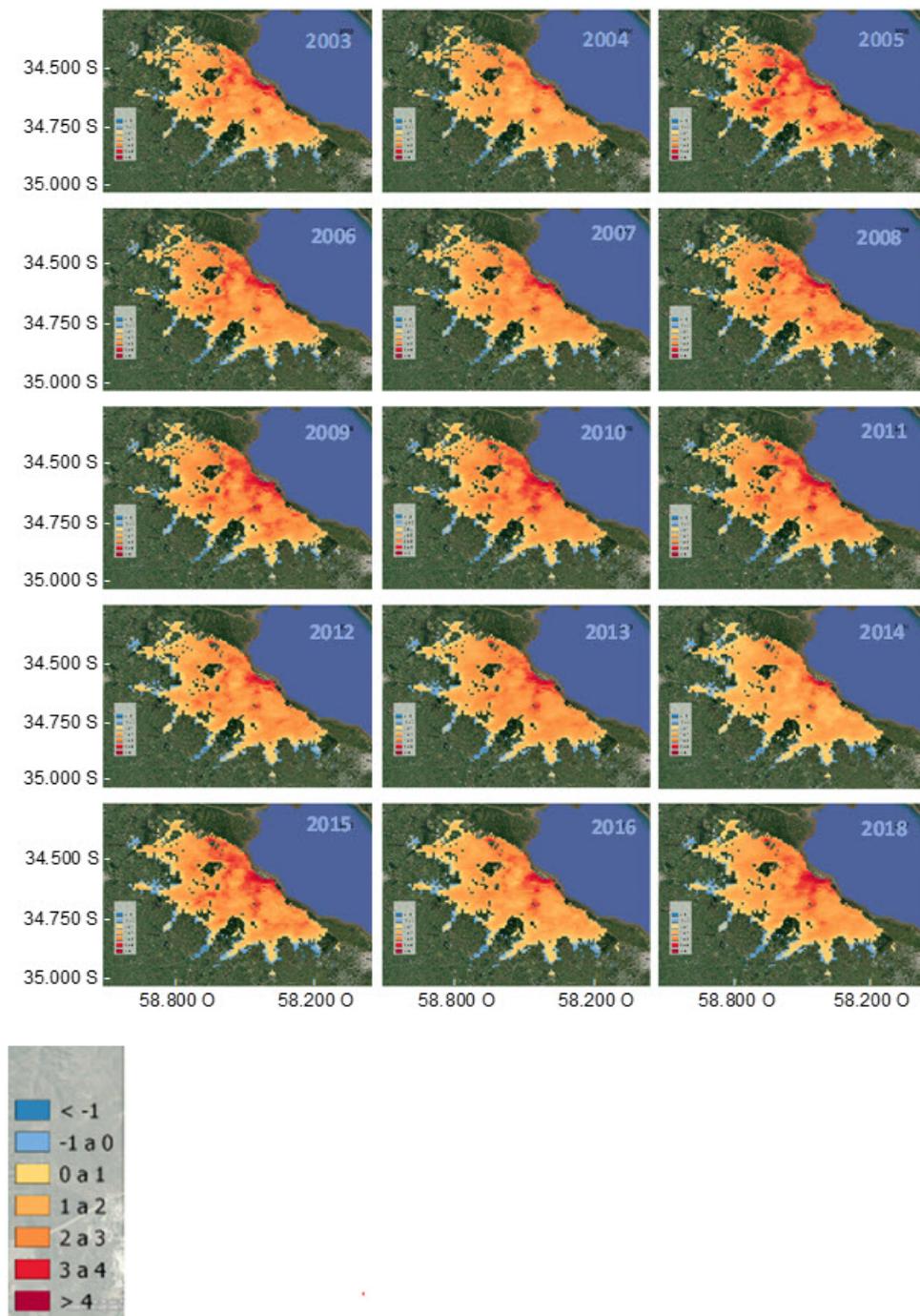


Figura 4: Evolución anual de la intensidad de la ICU-S nocturna ($^{\circ}\text{C}$) de Buenos Aires en el período 2003-2017.

entre $+0,8^{\circ}\text{C}$ (año 2013) y $+1,5^{\circ}\text{C}$ (año 2005) mientras que la isla fría más intensa registrada está entre $-3,7^{\circ}\text{C}$ (año 2017) y $-7,3^{\circ}\text{C}$ (año 2008). La ICU-S nocturna (Figura 6) es positiva en más del 96% del área durante todo el período

con valores mayoritariamente en el rango entre $+1^{\circ}\text{C}$ y $+3^{\circ}\text{C}$ y un máximo de $+3,6^{\circ}\text{C}$ (año 2015). Casadei y otros (2021) identifican para la ciudad de Rosario resultados comparables a partir del análisis de datos del sensor MODIS

del período 2011-2015 encontrando una isla fría en el promedio anual correspondiente a las horas diurnas cuyo valor es de aproximadamente $-3,0^{\circ}\text{C}$ y una ICU-S nocturna del orden de $+1,2^{\circ}\text{C}$.

El análisis de la ICU-S nocturna de los trimestres de verano e invierno (figuras no mostradas), muestra durante el verano valores positivos cuya magnitud máxima supera $+4^{\circ}\text{C}$ con una distribución espacial y magnitud semejante a la media anual. En el trimestre de invierno, la intensidad máxima es de $+4^{\circ}\text{C}$.

3.3. ICU-S de Córdoba

La intensidad de la ICU-S media anual diurna de la ciudad de Córdoba (Figura 7) es mayormente negativa en el período 2003-2013 cubriendo entre el 55 % y 78 % del área urbana. A partir del año 2014 la superficie con el efecto de isla fría se reduce a una proporción que oscila entre 26 % (año 2016) y 44 % (año 2014) de la ciudad. La magnitud más extrema de este fenómeno es $-4,4^{\circ}\text{C}$ en el año 2014 mientras que la máxima ICU-S diurna es de $+2,2^{\circ}\text{C}$ y se registra en 2013. En el caso nocturno (Figura 8) la ICU-S es positiva en más del 86 % del área urbana siendo los valores más frecuentes los que se encuentran en el rango entre $+1^{\circ}\text{C}$ y $+2^{\circ}\text{C}$ y alcanzando un máximo de $+3,5^{\circ}\text{C}$ también en el año 2013. El análisis estacional (figuras no mostradas) indica que, durante el período nocturno de verano, la ICU-S alcanza valores mayores que en el promedio anual acompañados de una marcada variabilidad interanual.

3.4. Comparación entre las ICU-S de los aglomerados Buenos Aires, Rosario y Córdoba

Con la finalidad de realizar una comparación entre las ICU-S de las tres ciudades analizadas se considera como valor representativo de su magnitud a nivel mensual y anual al promedio de las intensidades de los píxeles urbanos en cada aglomerado. La ICU-S media anual diurna del período 2003-2017 es positiva en la ciudad de

ICU-S DIURNA ($^{\circ}\text{C}$)			
	Buenos Aires	Rosario	Córdoba
Anual	+0,4	-0,8	-0,2
Verano	+1,2	+0,7	+0,8
Invierno	-0,4	-1,6	-1,2
ICU-S NOCTURNA ($^{\circ}\text{C}$)			
Anual	+1,7	+1,4	+1,5
Verano	+2,0	+1,4	+1,6
Invierno	+1,5	+1,5	+1,5

Tabla II: Intensidad media ($^{\circ}\text{C}$) de la ICU-S diurna y nocturna a nivel anual y para verano e invierno para cada aglomerado urbano.

Buenos Aires y negativa en Rosario y Córdoba (Tabla II). Estos resultados son consistentes con los obtenidos por Casadei y otros (2021) en el estudio de la ICU-S media del período 2011-2015 de 55 ciudades argentinas de diverso tamaño donde detectan una isla fría en la ciudad de Rosario y aglomerados urbanos de la provincia de Córdoba (no evalúan específicamente la ciudad de Córdoba) y con intensidad positiva en la ciudad de La Plata, el aglomerado más próximo a Buenos Aires analizado en su trabajo. En el verano, las tres ciudades tienen ICU-S diurnas con intensidad positiva que es máxima en Buenos Aires ($+1,2^{\circ}\text{C}$) mientras que en el invierno todas presentan el efecto de isla fría. Este comportamiento diferencial en términos de la presencia de ICU-S cálidas en verano y frías en invierno en las tres ciudades analizadas, que es evidente en el ciclo anual (Figura 9), podrían estar asociadas a ciertas propiedades de los materiales urbanos en términos de reflectancia de la radiación solar y conductividad térmica y a la geometría de las ciudades que al generar más sombra durante los meses de invierno disminuyen la insolación directa sobre la superficie (Kato y otros, 2010; Nassar y otros, 2017).

Respecto a la intensidad nocturna, se encuentra que es siempre positiva y supera a la diurna en todos los casos en los que presentan igual signo (Tabla II). Asimismo, se identifica poca variabilidad entre verano e invierno con un ciclo anual de escasa amplitud (Figura 9). La ICU-S

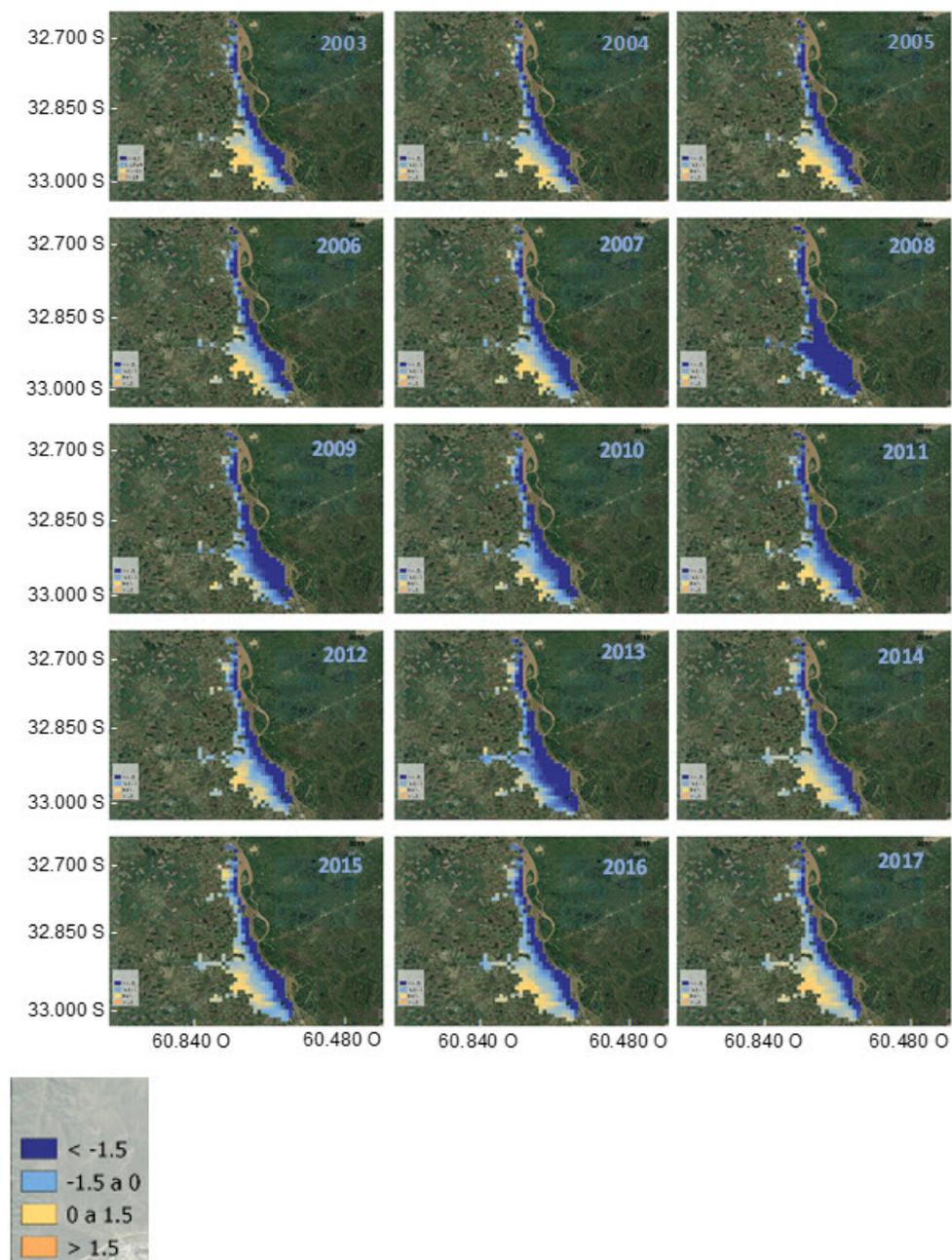


Figura 5: Evolución anual de la intensidad de la ICU-S diurna ($^{\circ}\text{C}$) de Rosario en el período 2003-2017.

nocturna más intensa se registra en Buenos Aires durante el verano ($+2^{\circ}\text{C}$). Casadei y otros (2021) encuentran también intensidades positivas durante la noche en todas las ciudades analizadas con escasas diferencias estacionales. Este exceso de calentamiento urbano es consecuencia de la modificación del balance de

energía como resultado entre otros factores del aumento del calor sensible almacenado por los materiales utilizados en las construcciones, de la disminución de la evapotranspiración y de la reducción del transporte turbulento de calor y del (Oke, 1982).

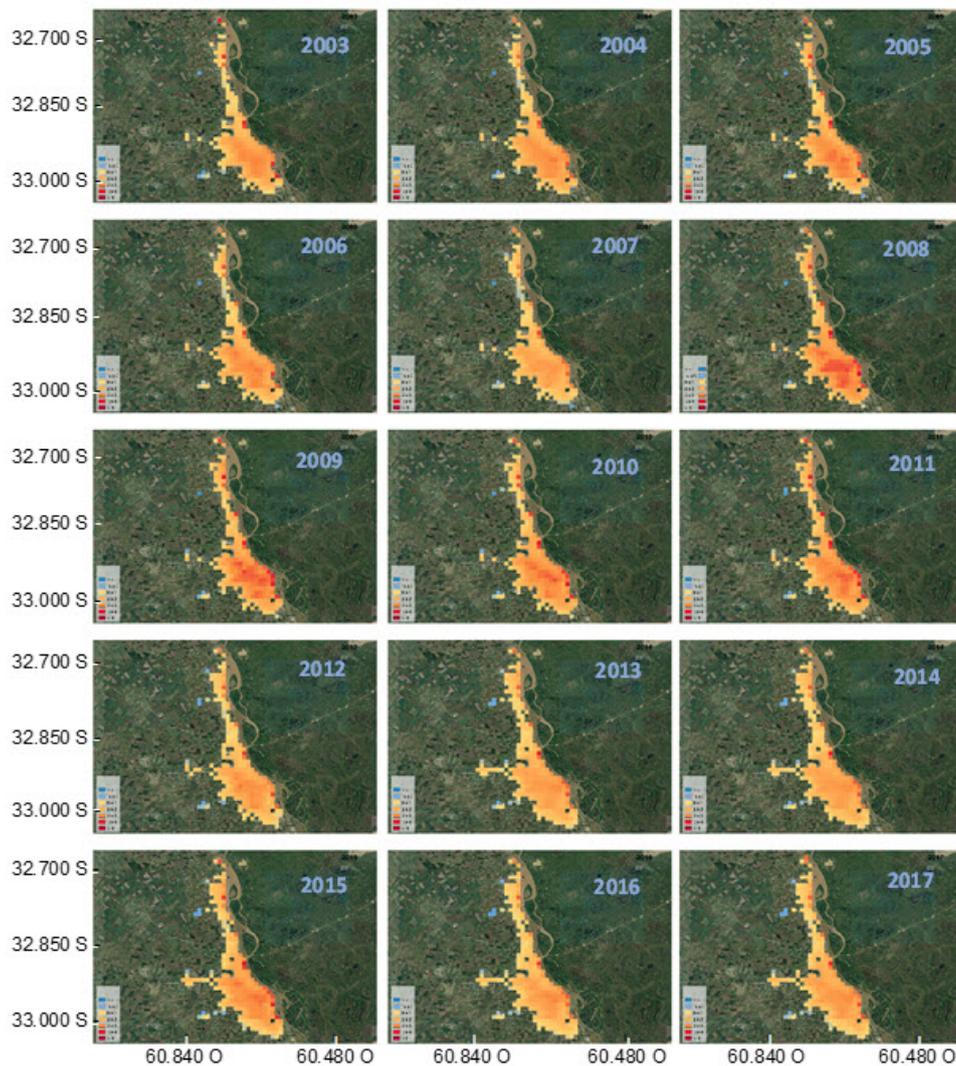


Figura 6: Evolución anual de la intensidad de la ICU-S nocturna ($^{\circ}\text{C}$) de Rosario en el período 2003-2017.

Wu y otros (2019) utilizan datos MODIS para el período 2003-2016 para analizar la ICU-S en un conjunto de ciudades de América del Sur entre las que se encuentran Buenos Aires, Córdoba y Rosario. Sus resultados muestran en coincidencia con este estudio, que durante la noche la ICU-S media es cálida en las tres ciudades en el promedio anual y estacional, mientras que la ICU-S diurna media anual de Buenos Aires es cálida y en Córdoba se observa una isla fría. La única discrepancia es en Rosario donde obtienen que en el promedio anual la temperatura urbana diurna es superior a la rural (ICU-S positiva).

La evolución temporal de la ICU-S diurna media anual muestra que sólo en la ciudad de Buenos Aires se registran valores positivos durante el período 2003-2017 (con excepción del año 2008) mientras que el efecto de isla fría es dominante en la mayor parte de los promedios anuales de Córdoba y está siempre presente y con máxima intensidad en Rosario (Figura 10). Asimismo, las intensidades máximas registradas en cada año en un píxel urbano son siempre positivas y toman los valores más altos en Buenos Aires y los mínimos en Rosario siguiendo el mismo patrón que la intensidad media (Figura 10). El análisis de las tendencias correspondientes a

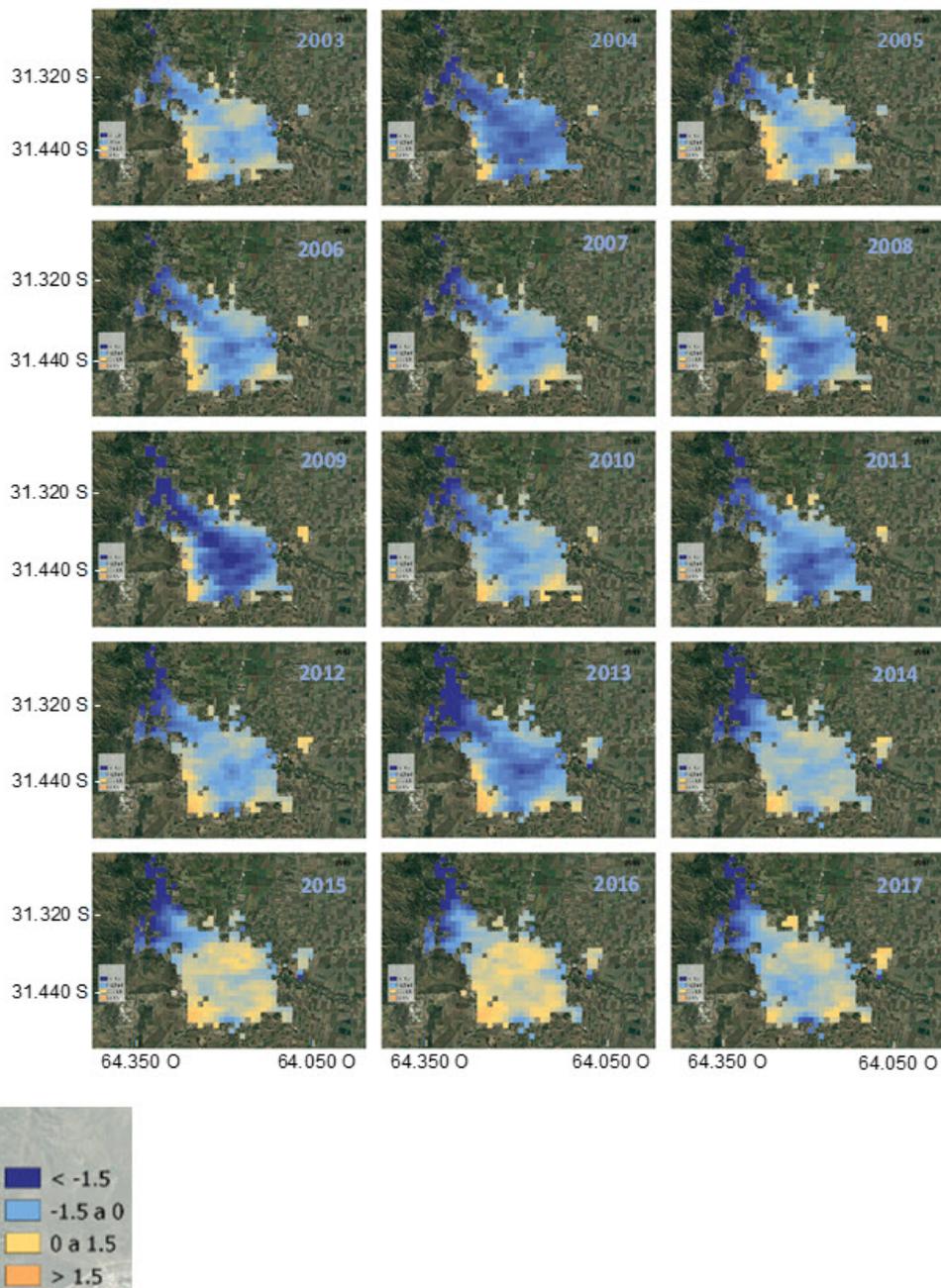


Figura 7: Evolución anual de la intensidad de la ICU-S diurna ($^{\circ}\text{C}$) de Córdoba en el período 2003-2017.

estas series temporales muestra valores positivos en todos los casos (con excepción de la ICU-S máxima de Rosario) aunque son significativas estadísticamente solo en Buenos Aires (Tabla III). Estos resultados que indican una tendencia a ICU-S diurnas más cálidas en las tres ciudades argentinas analizadas son consistentes con los

obtenidos en otros aglomerados en diferentes regiones del mundo y que fueron asociados al crecimiento de la infraestructura urbana así como a otros indicadores como el incremento de la población y del consumo de electricidad per capita (Benas y otros, 2017). La relación entre población urbana derivada de estimaciones

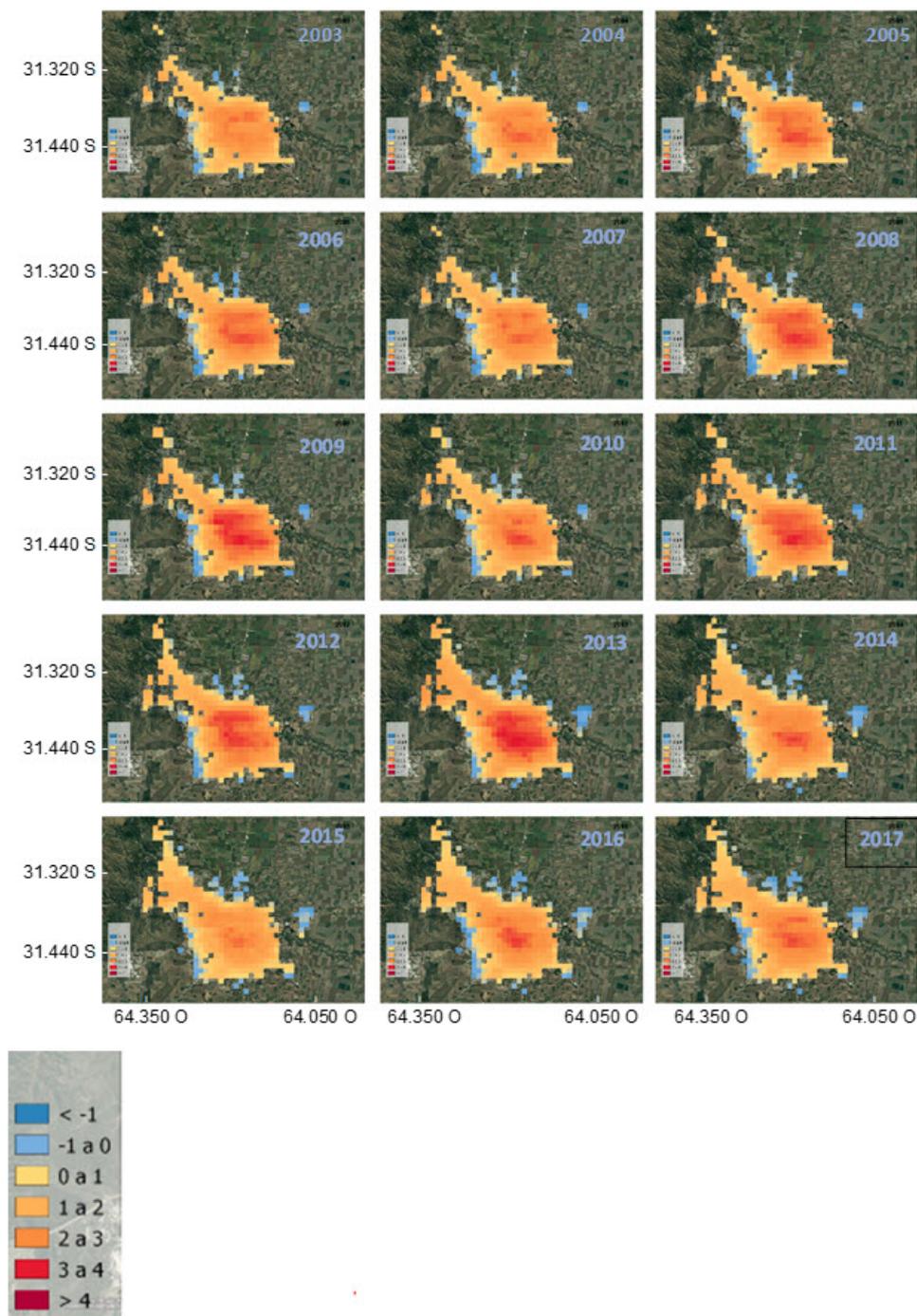


Figura 8: Evolución anual de la intensidad de la ICU-S nocturna (°C) de Córdoba en el período 2003-2017.

intercensales (INDEC, 2021) y la intensidad de la ICU-S media y máxima anual diurna de cada aglomerado se presenta en la Figura 11. Se encuentra que sólo para Buenos Aires el crecimiento de la población urbana podría

estas asociado a las tendencias significativas observadas en las IUC-S media y máxima al explicar el 40% y 35% de la varianza respectivamente. Como es esperable, en Rosario y Córdoba, donde las tendencias de las IUC-S

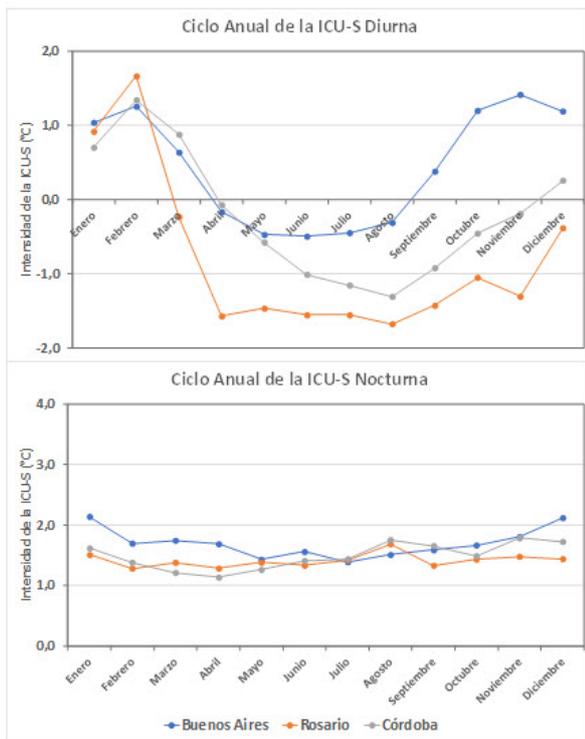


Figura 9: Ciclo anual de la intensidad de la ICU-S diurna (arriba) y nocturna (abajo) (°C) de las ciudades de Buenos Aires, Rosario y Córdoba.

Tendencia de la ICU-S media (°C/década)			
	Buenos Aires	Rosario	Córdoba
Diurna	+0,38*	+0,14	+0,19
Nocturna	-0,10	-0,08	-0,06
Tendencia de la ICU-S máxima (°C/década)			
Diurna	+0,51*	-0,10	+0,17
Nocturna	+0,08	+0,11	+0,17

Tabla III: Tendencia (°C/década) de la ICU-S media y máxima diurna y nocturna para cada uno de los aglomerados (* indica significancia estadística al 95 %).

diurnas a nivel anual no son significativas, no se encuentra relación con el crecimiento de la población urbana.

La ICU-S nocturna media anual es siempre positiva con escasas diferencias en magnitud entre las tres ciudades y muestra además una variabilidad interanual inferior a la diurna. Las intensidades máximas son marcadamente

superiores en Buenos Aires con valores superiores a +3,7°C durante todos los años mientras que en Rosario y Córdoba son semejantes y se ubican en el rango +2,6°C a +3,6°C (Figura 10). Las tendencias de las ICU-S nocturnas media y máxima en ninguno de los casos presentan significancia estadística (Tabla III).

3.5. Comparación entre la isla de calor de superficie (ICU-S) y la isla de calor de canopia (ICU) de Buenos Aires

En esta sección se realiza una comparación en términos de magnitud media y evolución temporal de las islas de calor superficial (IUC-S) y de canopia (ICU) de la ciudad de Buenos Aires para el período 2003-2017. Los resultados obtenidos muestran que el fenómeno de isla de calor es predominantemente nocturno en este aglomerado ya que es evidente en el promedio anual, así como en verano e invierno para ambos tipos de islas (Tabla IV). Sin embargo, la intensidad de la ICU-S durante las horas de la noche supera a la de la ICU en 0,3°C y 0,6°C a nivel anual y durante el verano respectivamente mientras que en el invierno es igual (Tabla IV). Los mayores contrastes se encuentran durante las horas del día donde en el promedio anual, la ICU-S es cálida mientras que en la ICU se identifica una isla fría. A nivel estacional los comportamientos son opuestos: en verano ambas son cálidas con ICU-S superando a ICU y en invierno son frías en los dos casos, aunque en forma mucho más marcada en la ICU (Tabla IV). Las características de ambos tipos de isla de calor durante el verano se explican a partir de las propiedades de los materiales urbanos (hormigón, asfalto, cemento) que debido a su bajo albedo absorben la radiación de onda corta en las horas del día conduciendo a altas temperaturas superficiales que dan como resultado ICU-S con intensidades de +1,2°C en el promedio diurno y +2,0°C en el nocturno. Asimismo, la acumulación y posterior liberación de calor desde las superficies urbanas, así como la incorporación de aire cálido resultante de acciones como la refrigeración de espacios

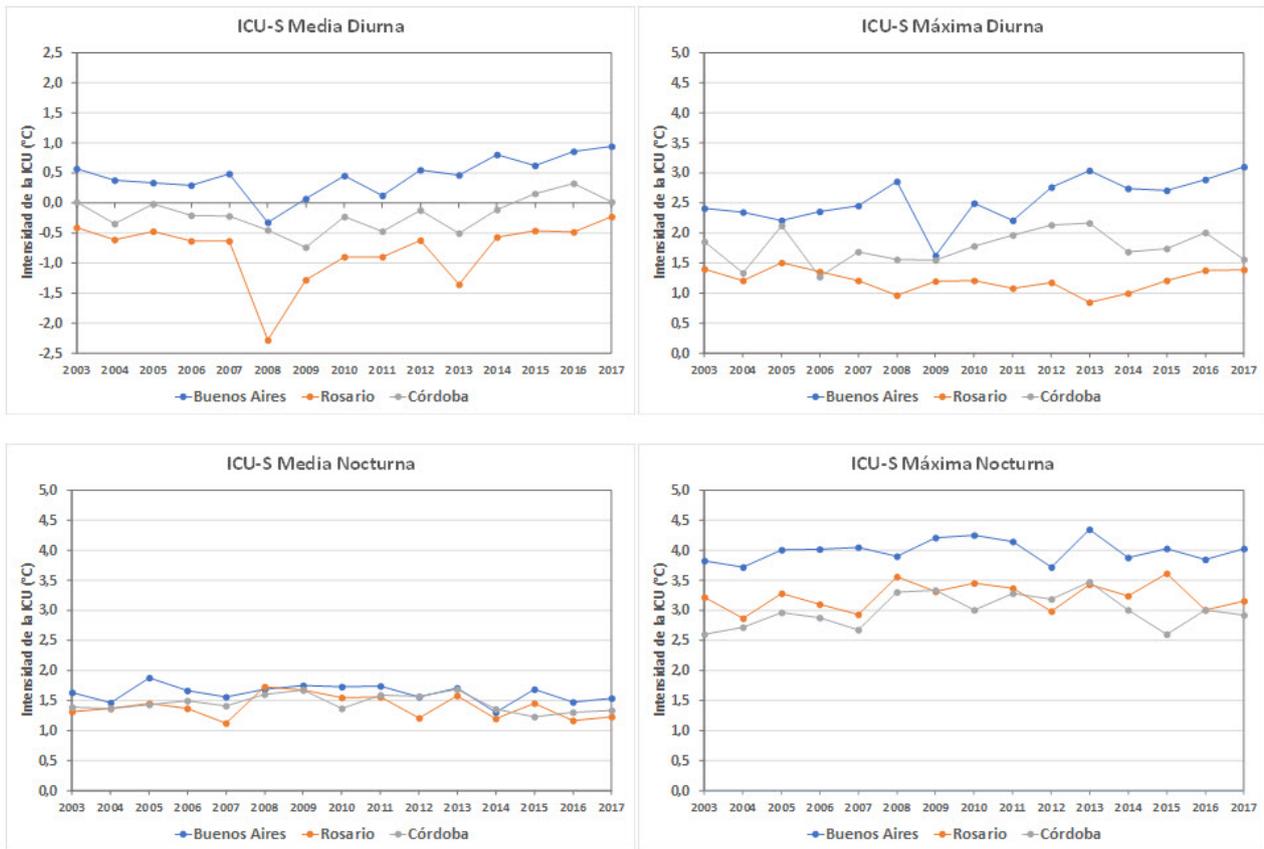


Figura 10: Evolución de la intensidad de la ICU-S media (izquierda) y máxima (derecha) anual diurna y nocturna (°C) de Buenos Aires, Rosario y Córdoba para el período 2003-2017.

Intensidad de la isla de calor DIURNA (°C)		
	ICU-S	ICU
Anual	+0,4	-0,8
Verano	+1,2	+0,7
Invierno	-0,4	-1,6
Intensidad de la isla de calor NOCTURNA (°C)		
Anual	+1,7	+1,4
Verano	+2,0	+1,4
Invierno	+1,5	+1,5

Tabla IV: Intensidad media (°C) de las ICU-S e ICU diurna y nocturna a nivel anual y para verano e invierno para Buenos Aires.

Tendencia (°C/década)		
	ICU-S	ICU
Diurna	+0,38*	-0,14
Nocturna	-0,10	-0,40*

Tabla V: Tendencias (°C/década) de la ICU-S e ICU media nocturna y diurna para Buenos Aires (* indica significancia estadística al 95%)

interiores dan como resultado en promedio ICU estivales cálidas en el día y la noche (Arnfield, 2003; Phelan y otros, 2015). La

evolución temporal de la magnitud anual de la isla de calor de Buenos Aires muestra una tendencia positiva en la ICU-S diurna y una tendencia negativa en ICU nocturna (Tabla V). Como se indicó en la sección anterior, el crecimiento de la intensidad de ICU-S diurna podría asociarse al aumento de la infraestructura urbana y a otros indicadores de desarrollo como el consumo de energía per cápita que en Argentina aumentó 24%

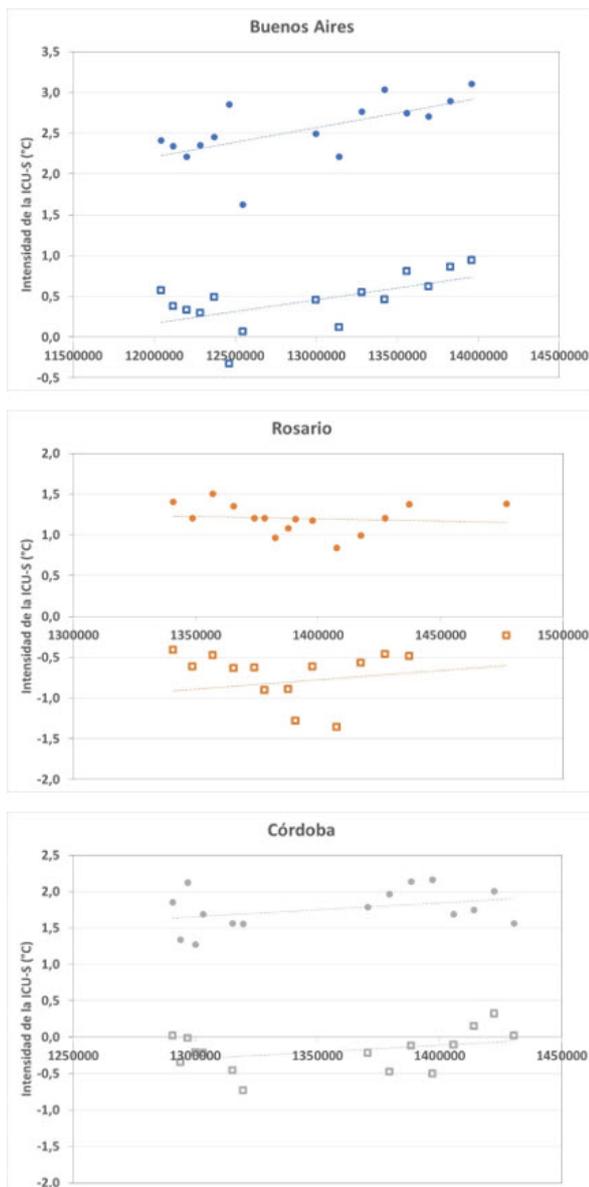


Figura 11: Relación entre la intensidad media (cuadrados) y máxima (puntos) anual (°C) de la IUC-S diurna de Buenos Aires, Rosario y Córdoba y la población estimada en cada aglomerado para cada año (2003-2017). Las líneas punteadas indican las rectas de regresión lineal.

entre 2003 y 2017 (<https://ourworldindata.org/energy-production-consumption>). Los resultados correspondientes a la ICU nocturna son consistentes con los obtenidos por Camilloni y Barrucand (2012) que identifican para Buenos

Aires para el período 1960-2007 una reducción en su intensidad explicada por un conjunto de factores atmosféricos como la disminución de las condiciones de cielo claro o con baja nubosidad y un incremento en la velocidad del viento.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se realizó un estudio de la variabilidad espacio-temporal de la ICU-S para tres ciudades de Argentina (Buenos Aires, Rosario, Córdoba) para el período 2003-2017 utilizando datos de 1 km x 1 km de resolución derivados de información satelital disponibles a través del *Global Surface UHI Explorer* desarrollado por la Universidad de Yale. Los datos fueron procesados con el Sistema de Información Geográfica *QGis* para computar, para cada ciudad, los valores de IUC-S medios y extremos a nivel diurno y nocturno para el promedio anual, verano e invierno y su correspondiente evolución temporal. Asimismo, se calculó la proporción del territorio urbano que presenta valores positivos y negativos de intensidad de IUC-S y las correspondientes tendencias.

Durante las horas del día, la magnitud de la IUC-S es positiva en los tres aglomerados estudiados durante el verano y en el promedio anual de Buenos Aires, aunque siempre alcanzando menores contrastes en la temperatura urbana-rural superficial que en las horas nocturnas. En el resto de los casos (invierno en las tres ciudades y en el promedio anual de Rosario y Córdoba) se encuentra que la intensidad es negativa generando el efecto conocido como isla fría que, en el promedio de invierno, cuando es más marcado, oscila entre $-0,4^{\circ}\text{C}$ para Buenos Aires y $-1,6^{\circ}\text{C}$ en Rosario. Las tendencias en la intensidad de la IUC-S diurna son positivas en los valores medios y extremos, pero alcanzan significancia estadística sólo en Buenos Aires que podrían ser explicadas al menos en parte por el incremento de la población urbana entre 2003 y 2017. En términos de extensión espacial, la proporción media de área urbana con IUC-S cálida durante

el día es mayoritaria sólo en Buenos Aires (75 %) con una tendencia a la expansión a razón de 7 % de la superficie por década. Por el contrario, en Rosario y Córdoba la superficie de la ciudad donde la temperatura urbana diurna supera a la rural es de 35 % y 42 % respectivamente.

En las tres ciudades se encuentra que, en promedio durante el período de estudio, la temperatura de la superficie urbana es superior a la rural (IUC-S positiva) durante la noche tanto en la media anual como en verano e invierno. El mayor contraste se registra siempre en Buenos Aires donde alcanza el máximo de $+2^{\circ}\text{C}$ durante el verano y el mínimo en invierno ($+1,5^{\circ}\text{C}$). En el caso de Rosario y Córdoba la diferencia en la magnitud entre el verano e invierno es de sólo $0,1^{\circ}\text{C}$. El máximo valor anual es $+4,3^{\circ}\text{C}$ en Buenos Aires, $+3,6^{\circ}\text{C}$ en Rosario y $+3,5^{\circ}\text{C}$ en Córdoba sugiriendo una relación entre la intensidad máxima de la IUC-S nocturna y el tamaño de la ciudad en términos de población y extensión. Las tendencias en la magnitud anual de la ICU-S nocturna son negativas en los promedios y positivas en los máximos para las tres ciudades pero en ningún caso presentan significancia estadística. El área de cada ciudad que registra temperaturas de superficie superiores a la de las zonas rurales durante la noche es mayoritaria y representa en promedio el 93 % del total para Buenos Aires, 97 % para Rosario y 89 % para Córdoba. La comparación entre las islas de calor de canopia (ICU) y superficial (ICU-S) para la ciudad de Buenos Aires para el período 2003-2017 demuestran que el exceso de calor urbano es un fenómeno que predomina durante las horas de la noche en ambos casos, aunque de mayor magnitud en ICU-S en el promedio anual ($+0,3^{\circ}\text{C}$) y durante el verano ($+0,6^{\circ}\text{C}$). Por el contrario, en el invierno y durante las horas del día, se identifica el efecto inverso siendo la ciudad más fría que el entorno rural tanto a nivel de canopia como en la superficie. En este caso la isla fría tiene una magnitud de $-1,6^{\circ}\text{C}$ para ICU y $-0,4^{\circ}\text{C}$ para ICU-S. El análisis de la evolución temporal del promedio anual

de ICU muestra una tendencia a la reducción de su magnitud durante las horas de la noche indicando una reducción en las diferencias de la temperatura del aire urbana-rural que contrasta con la tendencia positiva hallada para IUC-S diurna que señala un progresivo incremento en la temperatura de la superficie de Buenos Aires.

El cambio en el uso del suelo causado por la urbanización es el principal factor que da origen al exceso de calentamiento en las ciudades a través de modificaciones en el balance de energía de la superficie como consecuencia de los materiales y geometría urbanos que favorecen la absorción de radiación solar debido a la mayor cantidad de fachadas expuestas a la insolación, la escasez de vegetación que reduce el enfriamiento por evapotranspiración y el aumento de la rugosidad que desacelera el viento y por consiguiente la pérdida de calor. A esto se suma la liberación de calor como consecuencia de las diferentes actividades humanas y los procesos de combustión que se llevan a cabo en áreas urbanas. Asimismo, la magnitud de la diferencia entre las temperaturas urbanas y rurales son el resultado de complejas interacciones con otros factores climáticos como la nubosidad y la velocidad del viento y no climáticos como tamaño y población de la ciudad.

En resumen, los resultados obtenidos muestran que la ICU-S está siempre presente durante la noche, así como en las horas diurnas de verano en las tres ciudades analizadas. Asimismo, en Buenos Aires, donde reside más del 30 % de la población del país, se observa una tendencia al incremento en la magnitud media y máxima de la ICU-S diurna. En consecuencia, la mitigación de este fenómeno debe ser una prioridad dentro de la planificación urbana debido a los riesgos ambientales y sociales que implican el incremento sostenido de las temperaturas urbanas en las tres ciudades más grandes de Argentina. Entre los métodos disponibles para reducir la temperatura de superficie se encuentra el empleo de materiales más reflectivos que los actualmente utilizados, así

como la implementación de soluciones basadas en la naturaleza que contribuyan entre otros factores con el proceso de enfriamiento a través de la estimulación de la evapotranspiración y la generación de sombra.

Agradecimientos: Las autoras agradecen a la Dra. Cintia Piccolo y a un revisor anónimo sus valiosos comentarios y sugerencias en la revisión de este artículo. Los siguientes proyectos financiaron este trabajo: Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica - Argentina Innovadora 2020 (PICT2016-1422) y Universidad de Buenos Aires (UBACYT-20020170100666BA).

REFERENCIAS

- Arnfield, A.J. 2003. Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int. J. of Climatol.* 23, 1–26.
- Azevedo, J., Chapman, L. and Muller, C. 2016. Quantifying the Daytime and Night-Time Urban Heat Island in Birmingham, UK: A Comparison of Satellite Derived Land Surface Temperature and High Resolution Air Temperature Observations. *Remote Sensing*, 8, 153.
- Barros, V. and Camilloni, I. 1994. Urban-biased trends in Buenos Aires' mean temperature. *Clim.Res.*4, 33-45.
- Bejarán, R. and Camilloni, I. 2003. Objective method for classifying air masses: an application to the analysis of the Buenos Aires' (Argentina) urban heat island intensity. *Theor. and Appl. Climatol.* 74, 93-103.
- Benas, N., Chrysoulakis, N. and Cartalis, C. 2017. Trends of urban surface temperature and heat island characteristics in the Mediterranean. *Theor Appl Climatol* 130, 807–816.
- Camilloni, I. and Barros, V., 1997. On the Urban Heat Island Effect Dependence on Temperature Trends. *Climatic Change* 37, 665–681.
- Camilloni, I. and Barrucand, M. 2012. Temporal variability of the Buenos Aires, Argentina, urban heat island. *Theor.and Appl. Climatol.* 107, 47-58.
- Camilloni, I. y Mazzeo, N. 1987. Algunas características térmicas de la atmósfera urbana de Buenos Aires. *Anales del II Congreso Interamericano y V Congreso Argentino de Meteorología.*
- Casadei, P., Semmartin, M. y Garbulsky, M. 2021. Análisis regional de las islas de calor urbano en la Argentina. *Ecología Austral* 31,190-203.
- Chakraborty, T. and Lee, X. 2019. A simplified urban-extent algorithm to characterize surface urban heat islands on a global scale and examine vegetation control on their spatiotemporal variability. *J. Appl. Earth Obs. Geoinformation* 74, 269-280.
- Chakraborty, T., Sarangi, C. and Tripathi, S.N., 2016. Understanding diurnality and interseasonality of a sub-tropical urban heat island. *Boundary-Layer Meteorol.* 1–23.
- Chen, G., Li, X., Liu, X., Chen, Y., Liang, X., Leng, J., Xu, X., Liao, W., Qiu, Y., Wu, Q. and Huang, K. 2020. Global projections of future urban land expansion under shared socioeconomic pathways. *Nat Commun.* 11, 537.
- Correa, E., De Rosa, C. y Lesino, G. 2006. Isla de calor urbana. Distribución espacio-temporal de temperaturas dentro del Área Metropolitana de Mendoza. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* 10, 121-128.
- Cui, Y.Y. and De Foy, B., 2012. Seasonal variations of the urban heat island at the surface and the near-surface and reductions due to urban vegetation in Mexico city. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 51 (5), 855–868.
- Cúnsulo, M., Papparelli, A. y Kurbán, A. 2011. Variación temporal de la isla de calor y de la ocupación urbana en San Juan-Argentina. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* 15, 27-36.
- de la Casa, A.C. and Nasello, O.B. 2014. Thermal Conditions in Córdoba City, Argentina, during 1960-2010 Period.

- American Journal of Climate Change, 3, 193-204.
- Deng, C.B. and Wu, C.S. 2013. Examining the impacts of urban biophysical compositions on surface urban heat island: a spectral unmixing and thermal mixing approach. *Remote Sens. Environ.*, 131, 262-274.
- Du, H.Y., Wang, D.D., Wang, D.D., Zhao, X.L., Qin, F., Jiang, H. and Cai, Y.L. 2016. Influences of land cover types, meteorological conditions, anthropogenic heat and urban area on surface urban heat island in the Yangtze River Delta urban agglomeration. *Sci. Total Environ.*, 571, 461-470.
- Ferrelli, F., Bustos, M.L. y Piccolo, M.C. 2016. Modificaciones en la distribución espacial de la temperatura y la humedad relativa como resultado del crecimiento urbano: el caso de la ciudad de Bahía Blanca, Argentina. *Revista de Climatología* 16, 51-61.
- Figuerola, P. and Mazzeo, N. 1998. Urban-rural temperature differences in Buenos Aires. *Int.J.Climatol.* 18, 1709-1723.
- Gu, Y. and Li, D. 2018. A modeling study of the sensitivity of urban heat islands to precipitation at climate scales. *Urban Climate* 24, 982-993.
- Haashemi, S., Weng, Q.H., Darvishi, A. and Alavipanah, S.K.. 2016. Seasonal variations of the surface urban heat island in a semi-arid city. *Remote Sens.* 8, 17.
- Heaviside, C., Macintyre, H. and Vardoulakis, S., 2017. The Urban Heat Island: Implications for Health in a Changing Environment. *Curr Envir Health Rpt* 4, 296-305.
- Howard L. 1833. The climate of London: deduced from meteorological observations made in the metropolis and at various places around it, vol 2. Harvey and Darton, J. and A. Arch, Longman, Hatchard, S. Highley [and] R. Hunter.
- INDEC, 2012. Censo nacional de población, hogares y viviendas 2010: censo del Bicentenario: resultados definitivos, Serie B N° 2. - 1a ed. - Buenos Aires.
- INDEC, 2021. Población: proyecciones y estimaciones. En <https://www.indec.gov.ar/indec/web/Nivel4-Tema-2-24-119> (último acceso junio 2021)
- Kato, S., Matsunaga, T. and Yamaguchi, Y., 2010. Influence of shade on surface temperature in an urban area estimated by ASTER data. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science, Kyoto Japan* 38, 925-929.
- Kalnay E. and Cai M., 2003. Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature* 423 528-31.
- Li, H., Meier, F., Lee, X., Chakraborty, T., Liu, J., Schaap, M., Soudoudi, S., 2018. Interaction between urban heat island and urban pollution island during summer in Berlin, *Sci. of The Total Environ.* 636, 818-828.
- Li, J., Zhou, M., Lenschow, D. H., Cheng, Z., & Dou, Y., 2020. Observed relationships between the urban heat island, urban pollution island, and downward longwave radiation in the Beijing area. *Earth and Space Science*, 7, e2020EA001100.
- Manoli, G., Fatichi, S., Schläpfer, M., Yu, K., Crowther, T., Meili, N., Burlando, P., Katul, G. and Boud-Zeid, E. 2019. Magnitude of urban heat islands largely explained by climate and population. *Nature* 573, 55-60.
- Maristany, A., Abadía, L., Angiolini, S., Pacharoni, A. y Pardina, M. 2008. Estudio del fenómeno de la isla de calor de en la ciudad de Córdoba – Resultados preliminares. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* Vol. 12, 69-75.
- Nassar, A. K., Blackburn, G.A. and Whya, J.D., 2017. What controls the magnitude of the daytime heat sink in a desert city? *Applied Geography* 80, 1-14.
- Oke, T.R. 1982. The energetic basis of the urban heat island. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 108, 1-24.
- Oke, T., Mills, G., Christen, A., & Voogt, J. .2017. Urban Heat Island. In *Urban Climates* (pp. 197-237). Cambridge: Cambridge University Press.
- Peng, S., Piao, S. Ciais, P., Friedlingstein,

- P. Ottele, C., Bréon, F.M., Nan, H., Zhou, L. and Myneni, R.B. 2012. Surface Urban Heat Island Across 419 Global Big Cities. *Environmental Science & Technology* 46, 696-703.
- Phelan, P., Kaloush, K., Miner, M., Golden, J., Phelan, B., Silva, H., and Taylor, R., 2015. Urban Heat Island: Mechanisms, Implications, and Possible Remedies. *Annual Review of Environment and Resources* 40, 285-307.
- Puliafito, S.E., Bochaca, F. y Allende, D. 2013. Mitigación de la isla de calor urbana en ciudades de zonas áridas. *Proyecciones* 11, 29-45.
- Roth, M., 2013. Urban Heat Islands. In: *Handbook of Environmental Fluid Dynamics, Volume Two*, edited by Harindra Joseph Sermal Fernando, CRC Press/Taylor & Francis Group, LLC.
- Rusticucci, M. y Vargas, W. 1991. Efecto de la ciudad y el río sobre la temperatura de superficie de Buenos Aires. *Geoacta* 18, 35-48.
- Sachindra, D.A., Ng, A., Muthukumar, S. and Perera, B.. 2015. Impact of Climate Change on Urban Heat Island Effect and Extreme Temperatures: A Case Study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 142. 10.1002/qj.2642.
- Santamouris, M.; Cartalis, C.; Synnefa, A.; Kolokotsa, D., 2015. On the impact of urban heat island and global warming on the power demand and electricity consumption of buildings—A review. *Energy Build.* 98, 119–124.
- Schwarz, N., Lautenbach, S. and Seppelt, R. 2011. Exploring indicators for quantifying surface urban heat islands of European cities with MODIS land surface temperatures. *Remote Sens. Environ.*, 115, 3175-3186.
- Sobrino JA, and I. Irakulis I. 2020. A Methodology for Comparing the Surface Urban Heat Island in Selected Urban Agglomerations Around the World from Sentinel-3 SLSTR Data. *Remote Sensing* 12(12):2052. <https://doi.org/10.3390/rs12122052>.
- Souch, C. and Grimmond, S. 2006. Applied climatology: urban climate. *Progr. Phys. Geogr.* 30 (2), 270–279.
- Takebayashi, H. and Moriyama, M. 2007. Surface heat budget on green roof and high reflection roof for mitigation of urban heat island. *Build. Environ.*, 42, 2971-2979.
- UN, 2018. United Nations Department of Economic Social Affairs Population Division. *World Urbanization Prospects: The 2018 Revision; Online Edition; United Nations: New York, NY, USA.*
- Vega, M., Cespedes, L., Lombardo, F., Re, G., Garcia, N., Busnelli, A., Del Fedele, F., Lopez, M., Pomar, J., Salvati, A., and Piacentini, R. 2019. Measurements and Modelization of the Rosario City Heat Island, Argentina - Preliminary Results IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. 471 092088.
- Wu, X., Wang, G., Yao, R., Wang, L., Yu, D, and Gui, X. 2019. Investigating Surface Urban Heat Islands in South America Based on MODIS Data from 2003–2016. *Remote Sensing*. 11(10):1212. <https://doi.org/10.3390/rs11101212>.
- Xu, S.L. 2009. An approach to analyzing the intensity of the daytime surface urban heat island effect at a local scale. *Environ. Monit. Assess.*, 151, 289-300.
- Yao, R., Wang, L., Huang, X., Liu, Y., Niu, Z., Wang, S. and Wang, L. 2021. Long-term trends of surface and canopy layer urban heat island intensity in 272 cities in the mainland of China, *Science of The Total Environment*, 772, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145607>.
- Zhao L., Lee X., Smith R.B. and Oleson, K. 2014. Strong contributions of local background climate to urban heat islands. *Nature* 511, 216–219.
- Zhao, S.; Liu, S.; Zhou, D., 2016. Prevalent vegetation growth enhancement in urban environment. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 113, 6313–6318.
- Zhou, D.; Zhao, S.; Zhang, L.; Liu, S., 2016. Remotely sensed assessment of urbanization effects on vegetation phenology in China's 32 major cities. *Remote Sens. Environ.* 176,

272–281.

Zhou, D., Xiao, J., Bonafoni, S., Berger, C., Deilami, K., Zhou, Y., Froking, S., Yao, R., Qiao, Z., Sobrino, J.A., 2019. Satellite remote sensing of surface urban heat islands: progress, challenges, and perspectives. *Remote Sens.* 11, 48.