

RECORDATORIO



NICOLÁS MAZZEO

En octubre pasado falleció el Dr. Nicolás Mazzeo, Socio Fundador y Benemérito y primer Presidente del CAM, involucrándose fuertemente en el desarrollo del Centro en sus primeros años.

Obtuvo la Licenciatura y el Doctorado (1978) en Meteorología en la Universidad de Buenos Aires. Fue miembro de la Carrera del Investigador en el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), de la Academia Argentina de Ciencias del Ambiente, de la Academia de Ciencias de Nueva York y de varios comités científicos nacionales e internacionales.

Como joven graduado tuvo la oportunidad de participar, en 1972, en la Conferencia de Naciones Unidas sobre el Medio Ambiente Humano, también conocida como Conferencia de Estocolmo: una reunión internacional pionera que lanzó la creación del Programa de Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA/UNEP).

Fue un destacado especialista en contaminación atmosférica, turbulencia y dispersión atmosférica, análisis de datos meteorológicos y de calidad del aire, desarrollo, evaluación y aplicación de modelos de calidad del aire y gestión de la calidad del aire. Autor de numerosos trabajos y artículos de investigación científica y tecnológica, desarrolló una importante actividad en esas áreas, tanto en el campo docente, como profesor de la materia contaminación del aire en Maestrías Ambientales y Cursos de Postgrado en diversas Universidades, como en investigación y desarrollo. Editó dos libros sobre gestión de calidad del aire publicados por IntechOpen, editor global de revistas y libros en los campos de la ciencia, la tecnología y la medicina.

Participó también del programa GLOBE (Global Learning and Observations to Benefit the Environment) - un programa internacional de ciencia y educación, lanzado a mediados de los 90, que brinda a los estudiantes y al público de todo el mundo la oportunidad de participar en la recopilación de datos y el proceso científico y contribuir a la comprensión del sistema terrestre y el medio ambiente global.

En tiempos recientes desarrolló actividades en el Departamento de Ingeniería Química, Facultad Regional Avellaneda, Universidad Tecnológica Nacional. En 2016 recibió el primer premio a la trayectoria profesional en Calidad de Aire otorgado por la Asociación Argentina de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente (AIDIS ARGENTINA) de la que fue integrante de su Consejo Asesor y de su División Calidad del Aire.

Con el fallecimiento del Dr. Mazzeo perdemos un destacado miembro de nuestra familia meteorológica, un colega de gran trayectoria.

Enviamos a sus amigos, allegados y deudos nuestras sinceras condolencias.

Dr. Gustavo V. Necco

ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO MEDIANTE DATOS SAR EN BANDA X

Héctor Salgado^{1,2}, Stella Maris Zabala¹, Catalina Romay¹, Monique Bernier³, Andres Jacome³, Karem Chokmani³

¹Riego y Drenaje, Facultad de Agronomía de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

²Meteorología, Servicio de Hidrografía Naval, Ministerio de Defensa, Argentina

³Institut National de la Recherche Scientifique, Université du Québec, Québec, Canada

(Manuscrito recibido el 1 de octubre de 2019, en su versión final el 4 de febrero de 2020)

RESUMEN

El objetivo de este estudio es la estimación y el mapeo de la humedad del suelo a partir de imágenes Cosmo-Skymed (Banda X), adquiridas sobre una cuenca agrícola situada en el centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina (Latitud: 37°S; Longitud: 60°W aproximadamente). Se emplea una aproximación empírica, mediante correlación entre el coeficiente de retrodispersión (σ^0) y las mediciones de humedad del suelo (HS), obtenidas simultáneamente con el pasaje satelital. La humedad volumétrica superficial (0 a 10 cm) del suelo fue medida mediante el método gravimétrico en 15 parcelas agrícolas (sitios). La relación lineal entre la retrodispersión de la señal radar (σ_0) y las mediciones de HS [$HS(\%) = b + a \cdot \sigma^0(dB)$] presenta diversos coeficientes y ajustes (r^2), dependiendo de la dirección orbital y la polarización (desde $r^2 = 0,28$ para datos VV Ascendente hasta $r^2 = 0,69$ para HH Descendente). Aplicando las ecuaciones correspondientes, las imágenes se transformaron de σ^0 a HS(%), obteniendo los mapas de HS (para cada polarización y tipo de órbita). Se realizó una validación cruzada entre datos de HS medida vs. estimada, calculando el Error Cuadrático Medio (RMSE) y el Error Medio Cuadrático Normalizado (NMSE). Los mejores resultados se obtuvieron con las imágenes Descendentes, con $6,3\% < RMSE < 6,9\%$ y $1,6 < NMSE < 2,0\%$. Se comparan los resultados con otras experiencias, y se plantean expectativas futuras. *Palabras clave: radar, Cosmo-Skymed, humedad del suelo, abordaje empírico, cuenca agrícola.*

SURFACE SOIL MOISTURE ESTIMATION WITH X BAND SAR DATA

ABSTRACT

The aim of this study is to estimate and map soil moisture (SM) from Cosmo-Skymed (X band) images acquired over an agricultural basin located in the center of the province of Buenos Aires, Argentina (Latitude: 37°S; Longitude: 60°W approximately). The adopted approach is empirical, with a correlation between backscattering coefficient (σ^0) and soil moisture (SM) measures, obtained simultaneously with a satellite pass. Surface (0 to 10 cm) soil moisture was measured by means of the gravimetric method in 15 agricultural parcels (sites).

The linear relation between radar signal backscattering (σ^0) and field measured SM [$SM(\%) = b + a \cdot \sigma^0(dB)$] shows diverse coefficients and adjustments (r^2), depending on orbit direction and polarization (from $r^2 = 0,28$ for VV Ascending to $r^2 = 0,69$ for HH Descending). Using corresponding relation equations, images were translated from σ_0 into SM (%), obtaining the SM maps (for each polarization and orbit pass). Cross-validation between measured and calculated SM was performed, computing the Root Mean Square Error (RMSE) and Normalized Mean Square Error (NMSE). Better results were obtained from Descending images, with $6,3\% < RMSE < 6,9\%$ and $1,6 < NMSE < 2,0\%$. Results are compared with other experiences, and future expectations are outlined.

Keywords: radar, Cosmo-SkyMed, soil moisture, empirical approach, agricultural basin.

1. INTRODUCCIÓN

La humedad superficial del suelo (HS), indicadora principalmente del agua en estado líquido en la zona no saturada, juega un rol decisivo en el ciclo hidrológico, participando activamente en los flujos del C y de energía en la interfase suelo-vegetación-atmósfera.

Su estimación precisa, considerando su amplia variabilidad espacial y temporal, resulta fundamental para estudios y tareas ambientales y agrícolas, contribuyendo, entre otras aplicaciones, al monitoreo del estado hídrico de suelos en producción agrícola (Moran et al., 2004).

Aun cuando, desde los años 70, se ha estimado indirectamente la HS mediante sensores satelitales ópticos y térmicos, recién a partir de los 90 la teledetección satelital de microondas ha demostrado que puede medirse directamente, de manera rutinaria, con diferente resolución espacial y frecuencia temporal (Wang y Qu, 2009).

Los sistemas activos, como el Radar de Apertura Sintética (Synthetic Aperture Radar SAR), tienen una amplia cobertura espacial (franjas de 30 a 100 km de ancho), con una frecuencia temporal mensual, alcanzan una resolución espacial entre 1 y 30 m, y pueden captar imágenes independientemente de las condiciones lumínicas (tanto de día como de noche) y de nubosidad. Los

radares satelitarios emiten, de manera ortogonal a su trayectoria y oblicua respecto a la superficie terrestre, una onda electromagnética, que alcanza el suelo y sufre dispersión de diverso tipo. Parte de la señal retorna al sensor, en forma de energía retrodispersada, y su magnitud se expresa mediante el coeficiente de retrodispersión " σ^0 ", siendo su unidad de medida el decibel (dB).

La capacidad de los SAR para detectar la humedad en el suelo radica en que la retrodispersión captada depende de las características geométricas y físico-químicas de la escena. En particular, σ^0 es función de la constante dieléctrica " ϵ " del suelo, la cual se incrementa fuertemente al aumentar su contenido de agua (Ulaby, 1974; Schmugge y Wang, 1980).

La intensidad de la respuesta a la señal radar depende de factores, tanto de la escena o blanco (geometría y rugosidad, HS), como del sistema sensor (polarización, longitud de onda " λ ", ángulo de incidencia " ϕ "), y de la relación entre el terreno y la dirección de la trayectoria satelital (órbita ascendente o descendente).

En general, el σ^0 es función de la HS de un estrato, cuyo espesor depende de las propiedades de penetración en el suelo para esas longitudes de onda (λ). También depende de la rugosidad del suelo y de la vegetación. Las variaciones de σ^0 con la HS, rugosidad de superficie, ángulo de incidencia, longitud de onda y textura del suelo

vienen siendo estudiados desde hace más de tres décadas (Ulaby y Dobson, 1988).

En lo referente a la polarización de un radar, se caracteriza por la de su onda emitida y por la componente medida de retorno. Por ejemplo, VV (Vertical-Vertical) significa que emite una onda polarizada verticalmente (en realidad su campo eléctrico) y mide la componente vertical de la onda recibida. Los antecedentes bibliográficos (Ulaby y Batlivala, 1976; Brisco et al., 2008) señalan que, para suelos desnudos o con baja cobertura (menos de 15 cm de altura), la polarización HH es mejor que la VV para estimar la HS. En efecto, la polarización VV presenta una retrodispersión general más baja, produciendo una menor relación señal/ruido, lo cual reduce la sensibilidad a la humedad del suelo. La consideración de mejor polarización HH para estimación de HS fue comprobada mediante análisis de sensibilidad utilizando modelos teóricos de dispersión de superficie por Touré et al. (1994).

En cuanto a la λ , la penetración en el suelo es mayor, cuanto mayor sea λ . En general, a constancia de los demás factores del radar (ángulo de incidencia, polarización, banda), la penetración es una fracción de la longitud de onda (de 1/2 a 1/3). O sea, un fino estrato superficial de 1 a 1,5 cm para la Banda X (Ulaby et al., 1996).

Por otra parte, el comportamiento (reflexión y penetración) de una onda radar sobre una superficie depende del ángulo entre la dirección del haz y la normal a la superficie (ángulo de incidencia " ϕ "). Como regla general, la penetración de las ondas es tanto más profunda cuanto más pequeño es ϕ .

Las imágenes SAR COSMO-SkyMed, utilizadas en este trabajo, corresponden a la Banda X ($\lambda = 3,1$ cm; $f = 9,6$ GHz), modo Ping-Pong, aportando datos en 2 polarizaciones: HH (Horizontal-Horizontal) y VV.

La interpretación de la señal SAR se basa

en la comprensión de la relación entre σ^0 y las propiedades dieléctricas y geométricas del blanco. Para definir esta relación se desarrollaron distintas aproximaciones. Abordajes estadísticos, con diversos algoritmos (Bayesiano, Redes Neuronales, Minimización Nelder-Mead, regresiones, etc.), fueron tratados por Santi et al., 2005. En el presente trabajo se utilizó la regresión entre σ^0 y parámetros geofísicos (humedad, rugosidad, etc.), la cual se manifiesta de manera aproximadamente lineal, para el rango de valores frecuentes de HS, en diversos estudios (Brisco et al., 1997; Santi et al., 2005; Aubert et al., 2011). En el caso de suelos desnudos, la relación se expresa por:

$$\sigma^0(dB) = a.HS(\%) + b \quad (1)$$

donde " b " (ordenada al origen) representa la contribución de la rugosidad de la superficie (por cobertura vegetal) y " a " (pendiente) es la contribución de la HS y de la configuración radar.

La inversión de (1) permite la estimación de HS directamente a partir de la retrodispersión registrada en la imagen (Chanzy et al., 1994):

$$HS(\%) = m + n.\sigma^0(dB) \quad (2)$$

Numerosos estudios sobre la estimación de la HS en diversos ambientes han sido recopilados por Engman (2000), Moran et al. (2004), Álvarez-Mozos y Crespo (2005), Dabrowska-Zielinska et al.(2005) y Wang y Qu (2009). Los mismos se detallan y comparan en la Sección "3) Resultados y Discusión" del presente trabajo.

En una zona productiva agrícola de la Pampa Argentina se obtuvieron buenos ajustes (coeficiente de determinación $r^2 = 0,68$; límites de confianza 95 %) en la relación σ^0 vs. HS con sistemas en Banda C y $\phi = 24^\circ$ (VV ERS y HH Radarsat), para condiciones en las cuales la cobertura vegetal no es densa y en función de la polarización de la señal (Salgado et al., 2001; Salgado, 2012).

El objetivo del presente trabajo es medir el grado de relación entre HS, captada simultáneamente

Los resultados de las medias de las 3 repeticiones en cada sitio, para las fechas de pasajes satelitales, se muestran en Tabla I.

Como puede observarse en la última columna de Tabla I, al 4 enero 2012 le correspondió la situación de suelo más seco (15,6 % en promedio), mientras que al 26 octubre 2012, la mayor HS (36,50 % en promedio).

También se han registrado, para cada sitio y fecha, datos sobre la cobertura vegetal, que influye en la retrodispersión registrada. En promedio, la cobertura se muestra en Tabla II.

Dadas las características actuales de la agricultura, con predominio de sistemas de “siembra directa”, prácticamente no hay situaciones de suelos “desnudos” en ningún momento del ciclo. Las condiciones más cercanas son las de rastrojos pastoreados, que presentan la menor rugosidad, mientras que coberturas vegetales más densas están dadas por cultivos (maíz, girasol, soja, etc.) en pleno desarrollo vegetativo.

2.2 Imágenes COSMO y procesamiento digital

Se emplearon imágenes SAR de la Misión italiana COSMO-SkyMed (CONstellation of small Satellites for the Mediterranean basin Observation), en banda X (9,6 GHz), cuyo horario de paso es a las 09.50 PM en el modo Descendente (Desc), y a las 10.40 AM en el Ascendente (Asc) (Tabla III).

Mediante el software libre NEST 4C (European Space Agency), se realizaron las calibraciones radiométricas, correcciones geométricas, y transformación de potencia a amplitud en decibeles (dB). Dado que se emplearon imágenes COSMO con un Nivel de Proceso Geocodificado 1B (Gec), se saltaron los pasos de vista múltiple (Multilook) y de corrección del terreno (Terrain Correction).

Se correlacionaron los valores de σ^0 (dB) con los

correspondientes de HS(%) mediante regresión lineal simple, obteniendo las debidas funciones, las cuales fueron utilizadas para establecer la correspondencia y la tabla de colores de los mapas de HS. Para disminuir la influencia del ruido “speckle”, propio de las imágenes SAR, el valor de σ^0 se obtuvo del promedio (extraído de la imagen en potencia) de una ventana de 3x3 píxeles, centrada en las coordenadas del sitio de muestreo.

Los mapas se focalizaron en la zona piloto, por lo cual se generó una subimagen, limitada por un rango en Latitud (37°06'S - 37°10'S) y Longitud (59°45'W - 59°39'W) y se empleó la Proyección cartográfica Gauss-Krüger y Elipsoide de Referencia Internacional 1924.

Los valores de HS estimados se compararon con los medidos a campo mediante el Error Cuadrático Medio (RMSE, por su sigla en inglés) y el Error Cuadrático Medio Normalizado (NMSE, por su sigla en inglés), expresados mediante las fórmulas siguientes:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (xe_i - xo_i)^2} \quad (3)$$

$$NMSE = \frac{\sum_{i=1}^n (xe_i - xo_i)^2}{\overline{xe_i} - \overline{xo_i}} \quad (4)$$

donde xe_i y xo_i son los valores estimados (calculados) y observados (medidos) respectivamente, $\overline{xe_i}$ es el promedio de la HS estimada, $\overline{xo_i}$ es el promedio de la HS observada, y n es el número de pares de datos.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

3.1 Relación HS - retrodispersión

Del análisis del conjunto de datos ($n = 112$), se observa en Fig. 2 una buena intensidad de relación entre las variables HS y σ^0 , expresada a través del coeficiente de correlación de Pearson ($r = 0,71$) y un ajuste aceptable al modelo de regresión lineal simple ($r^2 = 0,51$), dada la amplia diversidad de condiciones (coberturas, órbitas, polarizaciones) registradas. El coeficiente de determinación (r^2) indica que el 51 % de la

	1	2	3	4	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Media
4-Ene-12	11.3	15.0	15.4	17.0	23.5	13.7	14.5	13.7	16.0	16.0	11.2	19.4	14.1	18.0	15.6
2-May-12	22.4	31.8	22.1	38.0	32.8	31.9	33.9	35.4	33.8	34.2	30.7	36.5	28.7	35.7	32.0
26-Oct-12	44.5	42.3	25.8	36.9	39.1	31.6	42.6	37.9	36.0	33.2	38.4	39.7	30.2	33.1	36.5
19-Dic-12	30.1	33.7	29.3	30.5	31.9	31.8	32.8	41.1	31.1	26.7	26.8	33.5	30.3	34.3	31.7

Table I: Mediciones de HS (%) simultáneas con el pasaje satelital.

Fecha	Cobertura
4-Ene-12	Soja (60%); Maíz (30%); Rastrojo (10%)
2-May-12	Soja (35%); Rastrojo (35%); Maíz (20%); Avena (10%)
26-Oct-12	Rastrojo (60%); Avena (30%); Colza (5%); Trigo (5%)
19-Dic-12	Rastrojo (55%); Soja (20%); Maíz (20%); Trigo (5%)

Table II: Tipo y % de coberturas, en promedio, para cada fecha.

Fecha	Orbita	Ang. Inc. ϕ (°)	Modo	Polarización	Pixel (m)
04 Ene 12	Desc.	40	Ping-Pong	HH - VV	10
02 May 12	Asc.	40	Ping-Pong	HH - VV	10
26 Oct 12	Desc.	40	Ping-Pong	HH - VV	10
19 Dic 12	Asc.	40	Ping-Pong	HH - VV	10

Table III: Imágenes COSMO-SkyMed, con centro en: Latitud 37°08'S; Longitud 59°42'W.

variabilidad en HS es explicada por la variable independiente σ^0 en el modelo de regresión utilizado.

Siguiendo el criterio de los mínimos cuadrados se obtuvo la siguiente ecuación para la estimación de la recta del mejor ajuste a los datos:

$$HS(\%) = 58,076 + 1,7585 \cdot \sigma^0(dB) \quad (5)$$

donde la intersección $b_0 = 58,076$ representa el valor promedio de HS cuando σ^0 es igual a cero y la pendiente indica que un aumento unitario en $\sigma^0(dB)$ representa un aumento del 1,7585 % en HS.

La relación lineal significativa entre ambas variables se corrobora en el análisis de la varianza (ANOVA), a través del estadístico de prueba t con $n - 2$ grados de libertad, tanto para el intercepto ($t_{\beta_0} = 21,536$) como para la pendiente ($t_{\beta_0} = 10,662$), con un nivel de significancia $\alpha \leq 0,05$ en ambos casos, y de la estimación del intervalo de confianza del 95 % para la pendiente verdadera entre 1,365 y 1,988.

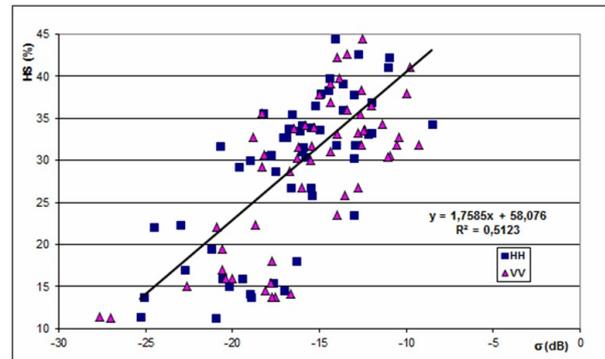


Figure 2: Relación general Humedad del Suelo “HS” vs. Retrodispersión de la Señal Radar “ σ^0 ”.

Orbita y Polarización	Ord. al Origen	Pendiente	r^2	n
Asc. HH y VV	42,0	0,66	0,31	56
Desc. HH y VV	63,9	2,26	0,65	56
Desc. HH	64,4	2,31	0,69	28
Desc. VV	63,6	2,21	0,62	28

Table IV: Parámetros de las rectas de ajuste.

De acuerdo a Brisco et al. (1997), la sensibilidad de la señal SAR a la HS es de 0,57 dB/%. Considerando que el ángulo de incidencia para todas las imágenes es de 40°, el resultado es comparable con los de Aubert et al.(2011), que obtuvieron una respuesta de 0,411dB/% con ángulos de incidencia bajos (25°) y de 0,323 dB/% con mayores ángulos (50°), con imágenes TerraSAR-X (9,5 GHz; HH; pixel 1m) en la cuenca del Orgeval (Francia).

Desagregando el conjunto de datos según tipo de órbitas (Asc o Desc) y polarizaciones (HH o VV), las correlaciones se muestran en Tabla IV.

En síntesis, las funciones resultan totalmente distintas, según la dirección del pasaje orbital. El

mejor ajuste ($r^2 = 0,65$) se presenta con las Desc, lo cual se atribuye a que, en este caso, el ángulo entre el haz SAR y la dirección de los cultivos facilita la obtención de información del suelo, con menor influencia de la cobertura vegetal. A su vez, la polarización HH resulta levemente superior ($r^2 = 0,69$) a la VV ($r^2 = 0,62$). Esto era previsible, dado que la polarización HH es mejor que la VV, para estimar HS superficial, con escasa cobertura vegetal y ángulo de incidencia bajo (Ulaby y Batlivala, 1976). Con ángulos mayores (en este caso, 40°) aumenta la influencia del canopy, como resumen Ulaby y Dobson (1988) y Brisco et al. (2008).

En general, la estimación de HS ha sido motivo de numerosos estudios con Banda C. En comparación con experimentos a escala de cuenca (Álvarez-Mozos y Crespo, 2005), el ajuste ($r^2 = 0,51$) resulta aceptable, considerando los tipos de polarización y la diversidad de coberturas registradas en las fechas de las imágenes disponibles. Si se toma en cuenta sólo la polarización VV ($r^2 = 0,62$), el ajuste no alcanza a otros trabajos, con coberturas agrícolas más homogéneas de cereales, como el Álvarez-Mozos y Crespo (2005), con valores de $r^2 = 0,87$ y pendiente = 4,7. Cuanto más cultivos participen, mayor diversidad de canopy y menor ajuste, como reportan Santi et al. (2005), que trabajaron con imágenes HH ASAR Envisat, con parcelas de trigo, cebada, alfalfa, pastura, maíz, poroto y remolacha azucarera, obteniendo un ajuste $r^2 = 0,4$ y pendiente = 2,5 en promedio.

Dado que la relación HS vs. σ^0 está fuertemente influenciada por la rugosidad superficial de la vegetación, en Dabrowska-Zielinska et al. (2005) se propone asumir que la rugosidad se caracteriza por el Índice de Área Foliar "IAF". Así, en Dabrowska-Zielinska et al. (2005) se reporta un ajuste $r = 0,86$ y pendiente = 3,2 para cereales con $IAF > 3$, utilizando imágenes VV ERS. Con la misma polarización VV, pero con imágenes ASAR Envisat en modo "Wide" (resolución-150m), Kong y Dorling (2005) obtuvieron un $r^2 = 0,32$ para campos de trigo. Por su parte, empleando imágenes HH Radarsat

S1 y S2, en Álvarez-Mozos y Crespo (2005) se obtuvo un ajuste discreto ($r^2 = 0,52$; pendiente = 2,5) para parcelas con cereales, lo cual mejora significativamente cuando se lo compacta ($r^2 = 0,75$; pendiente = 3).

Finalmente, en la misma zona piloto de la provincia de Buenos Aires, Argentina, Salgado (2012) reportó buenos resultados con Banda C y $\phi = 24^\circ$ para lotes con trigo en emergencia, con mínima cobertura del suelo ($r^2 = 0,86$; pendiente = 2; polarización HH y VV), y en estado vegetativo ($r^2 = 0,77$; pendiente = 1; HH).

3.2 Mapas de HS

Aplicando las ecuaciones de las rectas de ajuste (presentes en la Tabla IV), se realizó el mapeo de HS para cada polarización y tipo de órbita. Se asignó una escala de colores con rangos de 5% de HS, desde 10% (naranja) hasta 50% (verde oscuro), pasando por tonalidades amarillas y verdosas. En Fig. 3 se presentan los mapas para imágenes Desc VV, cuya función es: $HS = 63,6 + 2,21 \cdot \sigma^0$ (Tabla IV).

En los mapas se observa un predominio de colores amarillos para el 4ene12 (HS media = 15,6%) y tonos verdosos para el 26 oct 12 (HS media = 36,5%), como consta en Tabla I. Los cuerpos de agua superficiales (embalses, lagos, etc.) aparecen en negro (baja retrodispersión, por reflexión especular), y en rojo figuran elementos con alta retrodispersión (masa forestal, afloramientos rocosos, planta de silos, etc.).

3.3 Validación cruzada del abordaje empírico

El ajuste entre los valores de HS en imágenes Desc, calculados con la expresión $HS = 63,9 + 2,26 \cdot \sigma^0$ (Tabla IV), y los medidos a campo se evaluó mediante las fórmulas RMSE (3) y NMSE (4), y se presenta en la Tabla V.

Los resultados son comparables con los obtenidos por Lievens y Verhoest (2012) ($4,5\% <$

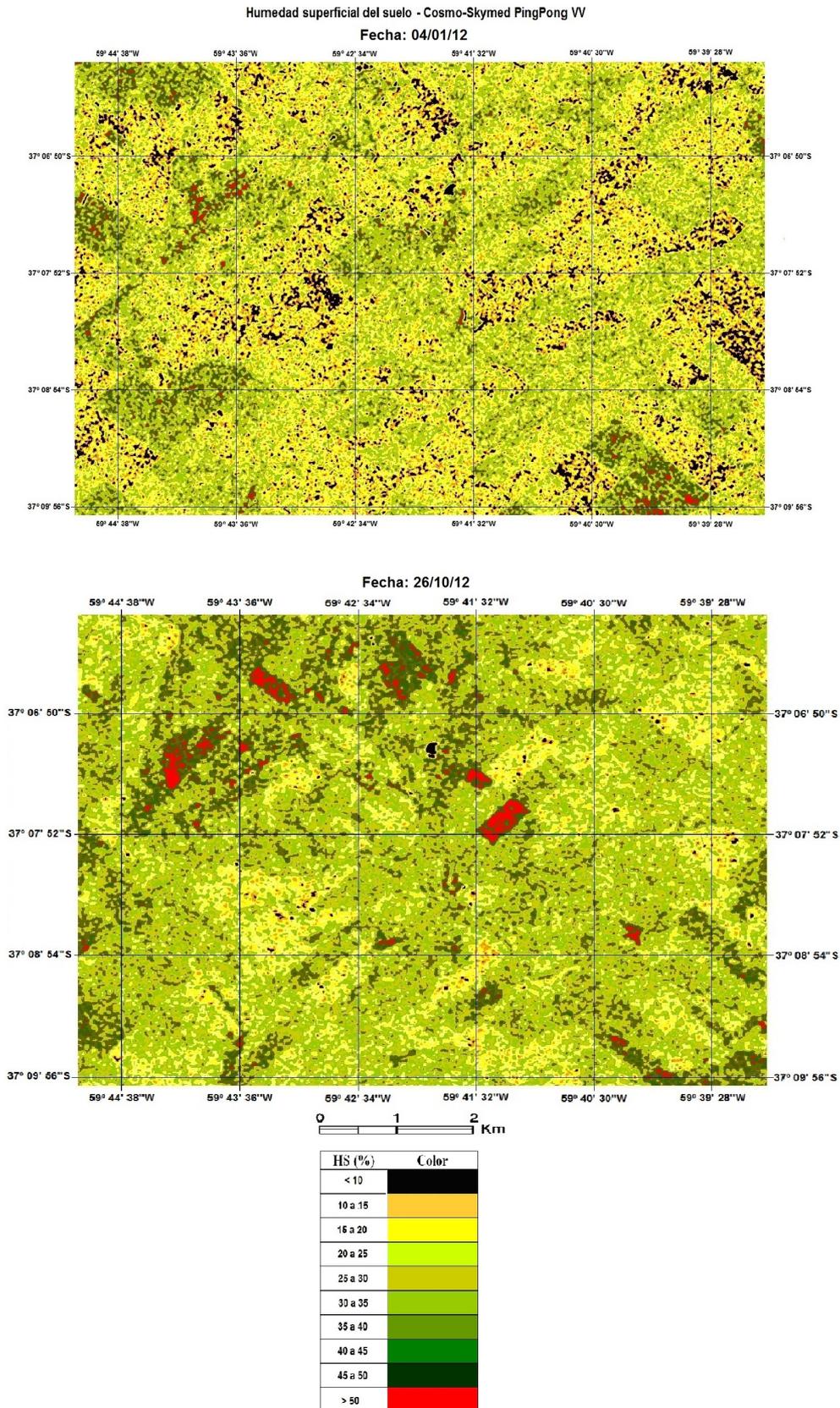


Figure 3: Mapas de HS para órbitas Desc, en fechas 4ene12 (seco) y 26oct12 (húmedo). Los colores indican diferentes contenidos de humedad volumétrica, desde < 10 a > 50 %.

	Pol. HH	Pol. VV
RMSE	6,31	6,97
NMSE	1,62	2,03

Table V: Errores: Cuadrático Medio (RMSE) y Medio Cuadrático Normalizado (NMSE).

$RMSE < 9,8\%$, según estado y cobertura de las parcelas), con imágenes Radarsat-2 en Banda C (5,3 GHz) en modo “Single Look Complex” (SLC), con cuadripolarización (HH-HV-VH-VV), haz “Fino” (FQ) y ángulos de incidencia del orden de 25° en Flevoland, Holanda, trabajando con un modelo físico sobre distintas superficies agrícolas (con distintas rugosidades). La diferencia puede atribuirse, entre otros factores, a la mayor penetración en el suelo de la Banda C y al menor ángulo de incidencia.

4. CONCLUSIONES

Aunque es ampliamente conocido el empleo de imágenes SAR para la estimación de la HS, no hay muchos trabajos realizados con Banda X. Sin embargo, resulta muy útil para detección de elementos superficiales (rugosidad, follaje, etc.). Los cuerpos de agua han sido bien identificados con el ángulo de incidencia (40°) empleado.

La función general de regresión lineal obtenida [$HS(\%) = 58,08 + 1,758 \cdot \sigma^0(dB)$] muestra un ajuste discreto ($r^2 = 0,51$), y deberá ser validada con mayor experimentación. La sensibilidad de la señal SAR respecto a la HS fue de $0,57 \text{ dB}/\%$, y resulta comparable con las obtenidas en otros trabajos (entre $0,32$ y $0,57 \text{ dB}/\%$), con bandas C y X, y distintos ϕ .

El empleo de las relaciones HS vs. σ^0 permitió la generación de mapas de HS, que brindan su distribución espacial y pueden actualizarse con cada pasaje satelital.

Debido al abordaje empírico, tanto las funciones lineales como los mapas de HS resultan dependientes de:

- órbita (Asc. o Desc.) y su relación con direcciones predominantes de laboreo de las parcelas agrícolas
- ángulo de incidencia ϕ
- cobertura vegetal (época del año)

La Red de Medición ha demostrado ser útil para provisión de datos simultáneos de HS en zonas bajo producción agrícola, para calibración y ajuste de actuales y futuras misiones satelitales.

Los resultados obtenidos alientan a continuar con estudios, usando mayor cantidad de imágenes (con ángulos de incidencia más bajos, polarizaciones directas y cruzadas, etc.), con vistas a su potencial uso complementario con imágenes SAR polarimétricas en banda L (de los satélites SAOCOM), en la Constelación del Sistema Ítalo Argentino de Satélites para la Gestión de Emergencias SIASGE.

Agradecimientos: Deseamos expresar nuestro agradecimiento al Téc. Marcelo Schwab, de la Facultad de Agronomía de la Universidad Nacional del Centro de la Pcia. de Bs.As., por su participación en el trabajo de campaña, y a la Ing. Claudia Carrascal, por su participación en el proceso inicial de las imágenes. También a la Comisión Nacional de Actividades Espaciales CONAE, institución que, a través de su Anuncio de Oportunidades, apoyó el Proyecto 30/11, por el cual se obtuvieron las imágenes COSMO-SkyMed y la capacitación para su uso.

REFERENCIAS

- Álvarez-Mozos J. y Crespo J. J., 2005: Estimación de la humedad superficial del suelo en cuencas agrícolas por medio de imágenes de teledetección radar. Congreso Internacional Conjunto XVII Ingegraf – XV ADM Ingeniería Gráfica 2005, Sevilla, España, 1-3 junio 2005.
- Aubert M., Baghdadi N., Zribi M., Douaoui A., Loumagne C., Baup F., El Hajj M.

- y Garrigues S., 2011: Characterization of the soil surface by TerraSAR X imagery. *Remote Sensing of Environment*, 115 (8), 2011, pp.1801-1810.
- Brisco B., Pultz T., Brown R. y Gwyn H., 1997: Soil moisture estimation with RADARSAT. *IGARSS'97*, Ottawa, Canadá.
- Brisco B., Touzi R., van der Sanden J.J., Charbonneau F., Pultz T.J. y D'Iorio M., 2008: Water resource applications with Radarsat-2 – a preview. *International Journal of Digital Earth*, 1:1, 2008, pp.130-147.
- Chanzy, A., P. Bertuzzi y L. Bruckler, 1994: Estimation de la teneur en eau de la surface des sols nus a l'aide des mesures d'hyperfréquences actives. Dans S. Bonn (dir.), *Télé-détection de l'environnement dans l'espace francophone*, Sainte-Foy, Canada, PUO/ACCT, pp.55-74.
- Dabrowska-Zielinska K., Inoue Y., Kowalik W. y Gruszczynska M., 2005: Modelling of crop and soil parameters using C and L band of SAR images. *Journal of Water and Land Development*, vol:9, 2005, pp.3-20.
- Engman E.T., 2000: Soil moisture. *Remote Sensing in Hydrology and Water Management*. G. A. Schultz – E. T. Engman Eds. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, Germany, 2000, 475 pp.
- Kong X. y Dorling S., 2005: The retrieval of soil moisture from medium resolution ENVISAT ASAR wide swath data. *Proceedings of the 2004 Envisat & ERS Symposium*, 6-10 September 2004, Salzburg, Österreich (ESA SP-572, April 2005).
- Lievens H. y Verhoest N.E.C., 2012: Spatial and temporal soil moisture estimation from RADARSAT-2 imagery over Flevoland, The Netherlands. *Journal of Hydrology* 456-457 (2012), pp.44-56.
- Moran S., Peters-Lidard Ch., Watts J. y McElroy S., 2004: Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Can. J. Remote Sensing*, Vol.30, N°5, 2004, pp.805-826.
- Robock A., Vinnikov K.Y., Srinivasan G., Entin J.K., Hollinger S.E., Speranskaya S.A., Liu S.X. y Namkhai A., 2000: The Global Soil Moisture Data Bank". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(6), 2000. pp.1281-1299.
- Salgado H., 2012: Humedad del suelo en cuencas hídricas. Aplicación de herramientas geomáticas y modelización hidrológica. Editorial Académica Española (EAE), AV Akademikerverlag GmbH & Co. KG, Saarbrücken, Germany, 176 pp.
- Salgado H., Génova L., Brisco B. y Bernier M., 2001: Surface soil moisture estimation in Argentina using Radarsat-1 imagery. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 2001, 27(6), pp.685-690.
- Santi E., Paloscia S., Pampaloni P., Pettinato S. y Poggi P., 2005: Retrieval of soil moisture from ENVISAT ASAR images: a comparison of inversion algorithms. *Proceedings of the 2004 Envisat & ERS Symposium*, 6-10 September 2004, Salzburg, Austria [ESA SP-572, April 2005].
- Schmugge T. y J. Wang, 1980: An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as function of water content. *IEEE Trans. Geosc. Rem.Sens.* Vol.18, pp.288-295.
- Touré, A., K.P.B. Thomson, G. Edwards, R.J. Brown y B. Brisco, 1994: Adaptation of the MIMICS backscattering model to the agricultural context: wheat and canola at L and C Bands. *IEEE transactions of geoscience and remote sensing*, 32 (1), 47 61.
- Ulaby F.T., 1974: Radar measurement of soil moisture content. *IEEE Trans. Antennas Propagation*. Vol.AP-22(2), pp.257-265.
- Ulaby F.T. y Batlivala P.P., 1976: Optimum radar parameters for mapping soil moisture. *IEEE transactions geoscience electronics*, GE-14 (2) , 81 – 93 .
- Ulaby F.T. y Dobson M.C., 1988: *Handbook of Radar Scattering Statistics for Terrain*. Artech House, 1988.
- Ulaby, F.T., Dubois, P. C. y van Zyl, J., 1996: Radar mapping of surface soil moisture. *Journal of Hydrology*, 184, 57–84.
- US Soil Survey Staff, 1975. *Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil maps*, US. Department of Agriculture, Agriculture Handbook N°436,

USA, 1975, 754 pp,
Wang L. y Qu J.J., 2009: Satellite remote
sensing applications for surface soil moisture
monitoring: A review. *Front. Earth Science*,
China 2009, 3(2), pp.237-247.

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

CLIMATOLOGÍA DE LA BRISA MARINA EN URUGUAY

Gastón Manta¹, Marcelo Barreiro¹, Madeleine Renom^{1,2}

¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay

²Instituto Uruguayo de Meteorología, Montevideo, Uruguay

(Manuscrito recibido el 8 de octubre de 2019, en su versión final el 30 de marzo de 2020)

RESUMEN

La brisa marina es una circulación de mesoescala en la costa generada por el calentamiento diferencial entre la tierra y el mar. Se caracterizó la brisa marina en Uruguay utilizando datos de 8 estaciones meteorológicas costeras, así como datos satelitales y de reanálisis en el período 2011-2016. Se desarrolló un índice de identificación de la brisa marina usando la velocidad y dirección del viento a las 08:00 y 16:00 hora local. Se encontró un promedio de 60 días con brisa marina por año, que osciló entre 51 y 71 días. Ésta ocurre con el doble de frecuencia en verano, mientras que febrero y marzo muestran la mayor variabilidad interanual en ocurrencia. La brisa marina se desarrolla para valores de presión a nivel del mar entre 1000 y 1023 hPa, gradiente sinóptico de presión débil y predominio de cielos despejados. Los días consecutivos con brisa (2-7 días) generalmente se asocian con el paso de sistemas de alta presión en el Atlántico sudoccidental o situaciones de bloqueo atmosférico. Cuando hay brisa marina, tiende a ocurrir a lo largo de toda la costa uruguaya. No obstante, existen diferencias en el desarrollo de la brisa marina entre el estuario y el océano debido a las diferencias en el acoplamiento aire-mar y la orientación de la costa en relación a los vientos predominantes del noreste. En promedio, la brisa marina comienza a las 11:00 (12:00) hora local en la costa oceánica (estuarina) y tiene dirección sureste (sur), alcanzando una velocidad máxima de 7.1 m.s⁻¹ cerca de las 16:00. En varios días con brisa marina, se puede distinguir la nubosidad de tipo cúmulo asociada con el frente de la brisa.

Palabras clave: Brisa marina, Virazón, Clima de vientos, Interacción océano-atmósfera, Uruguay.

SEA BREEZE CLIMATOLOGY IN URUGUAY

ABSTRACT

The sea breeze is a mesoscale circulation on the coast driven by the differential heating between the land and sea. Here, the sea breeze in Uruguay is characterized using data of 8 coastal meteorological stations, as well as satellite and reanalyses data sets in the period 2011-2016. A sea breeze identification index was developed using wind speed and direction at 08:00 and 16:00 local time. An average of 60 days per year was found, ranging between 51 and 71 days. Sea breeze occurs twice as often in summer, and February and March show the largest variability in the number of days with sea breeze. The sea breeze develops for sea level pressure values ranging

between 1000 and 1023 hPa, weak synoptic pressure gradient, and predominance of clear skies. Consecutive days with breeze (2-7 days) are usually associated with the passage of high pressure systems in the southwestern Atlantic or with atmospheric blocking. When there is sea breeze, it tends to occur along the entire Uruguayan coast. Nonetheless, there are differences in sea breeze development between the estuary and the oceanic regions due to the differences in air-sea coupling and the orientation of the coast in relation to the prevailing northeasterly winds. On average, the sea breeze starts at 11:00 (12:00) local time in the oceanic (estuarine) coast and has a southeasterly (southerly), reaching a maximum speed of 7.1 m.s^{-1} near 16:00. In several cases with sea breeze, cumulus-type cloudiness can be distinguished associated with the breeze front.

Keywords: Sea breeze, Wind climate, Ocean-atmosphere interaction, Uruguay.

1. INTRODUCTION

The sea breeze, known in Uruguay as "virazón", is a mesoscale circulation on the coast driven by the differential heating between the land and sea. "It occurs under relatively cloud-free skies when the surface of the land heats up faster than the sea. The thermal contrast creates a local-scale pressure gradient force directed from sea to land, and a shallow layer of marine air moves inland in response" (Miller et al., 2003). Sea breeze development often depends on the prevailing synoptic situation, and its characteristics are highly variable in each location due to the shoreline curvature, topography, thermal land-ocean gradient, and geostrophic winds among others (Estoque, 1962; Simpson, 1994; Crosman and Horel, 2010).

The sea breeze is known to have a large influence in coastal air pollution (Abbs and Physick, 1992; Clappier et al., 2000), mitigating the impact of heat-waves (Papanastasiou and Melas, 2009; Ribeiro et al., 2018), wind power generation (Steele et al., 2013; Steele et al., 2015), and activities related with tourism among others, creating a strong motivation to study this phenomenon (Crosman and Horel, 2010). Its study is today even more relevant given the continuous increase in the proportion of human population living within the coastal areas (Small and Nicholls, 2003).

Describing sea breeze climatology is always an

important first step to understand the temporal variations of this event (Dudouit Fichet et al., 2010). Although the phenomenon has been extensively studied in other parts of the world, there is no precedent research article in Uruguay. Thus, the objective of this research is the description of the sea breeze climatology in the Uruguayan coast.

2. DATA AND METHODS

In this section, we first introduce the study site, then explain the in situ and remotely sensed data used, and finish up with a description of the sea breeze identification methodology.

2.1 Study site

Located in southeastern South America, Uruguay is a country 600 km wide with more than 600 km of shoreline. It has large seasonality in atmospheric and nearby oceanic conditions due to the seasonal migration of the semi-permanent anticyclone and the influence of large oceanic westerly boundary currents, respectively (Peterson and Stramma, 1991). Two main coasts separated by Punta del Este (PE) cape are distinguished: To the west of PE it is the Rio de la Plata estuary coast, that is a shallow estuary (mostly less than 15 m deep), up to 230 km wide and a coastal orientation ranging from S to SW. To the east of PE is the Atlantic Ocean coast with an orientation ranging from SSE to ESE (Guerrero et al., 1997;

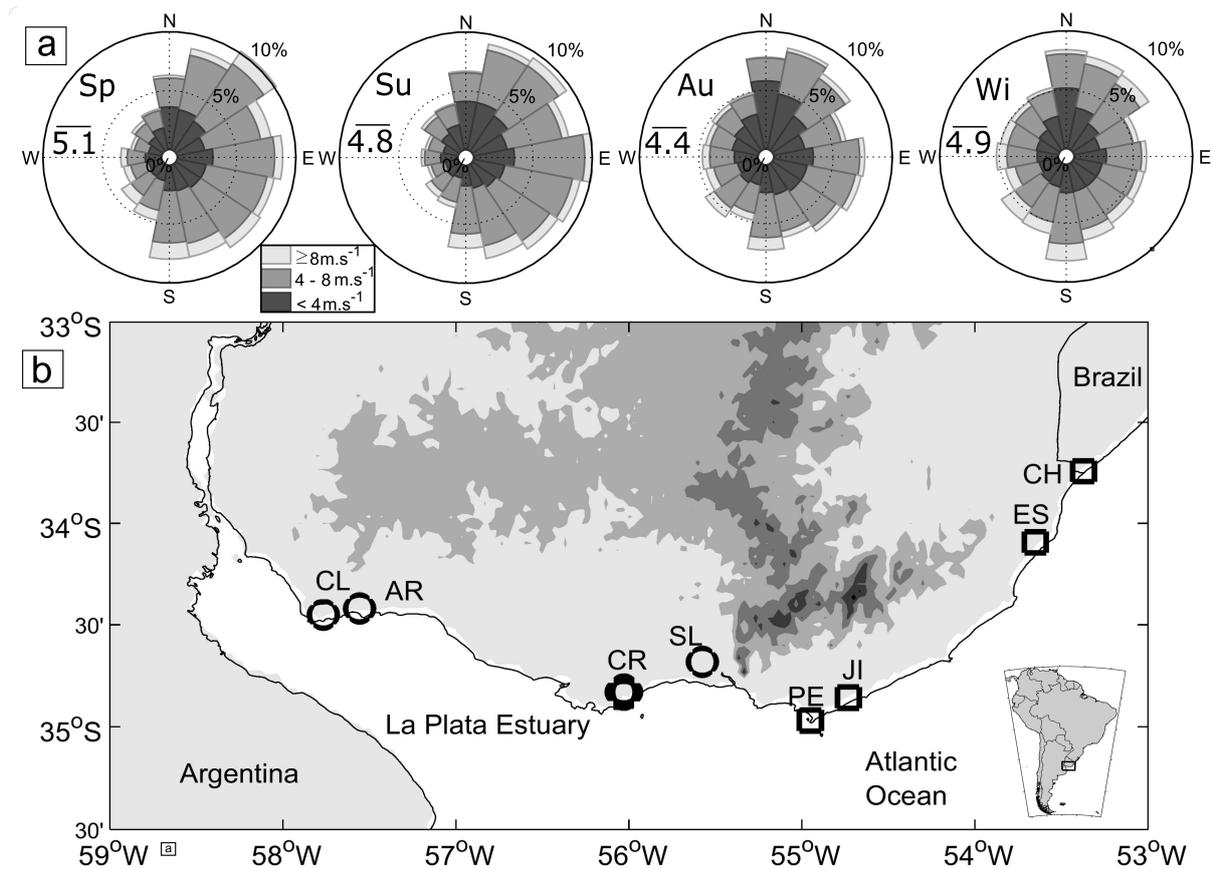


Figure 1: a) Seasonal wind roses built from hourly data from the 8 stations between 2011 and 2016. From left to right: Spring (Sp), summer (Su), autumn (Au) and winter (Wi), with its corresponding mean wind speed [m.s^{-1}]. b) Study site with weather station location and code. Circles and squares distinguish stations located in the estuarine and oceanic coast respectively. Shades contours show the 100, 200 and 300 and 400 meters contours of topography from Smith and Sandwell (1997), respectively.

Fig. 1). Winds from NE prevail during most of the year, and particularly during summer, while S-SW winds have similar frequency during winter, associated with the seasonal migration of the semi-permanent anticyclone (Peterson and Stramma, 1991). The possible influence of topography in the sea breeze is very restricted, given that the highest point in Uruguay is 513 meters, and is located in the Atlantic coast 46 km away from the shore (Fig. 1b).

2.2 Data

This study uses mainly in-situ data along the coast, and is complemented with satellite and reanalysis data sets to study the regional

atmospheric and oceanic conditions.

In situ data from 8 meteorological stations were used with hourly resolution covering the period 2011-2016. Three conventional stations belong to the Uruguayan Institute of Meteorology (INUMET; CL, CR and PE) and an automatic station to the Brazilian National Institute of Meteorology (INMET; CH), located less than 1 km away from the Uruguayan border. The other 4 automatic stations belong to the National Electric Company of Uruguay (UTE; AR, SL, JI, ES). Winds are measured at close to 10 m height in INUMET and INMET stations, while in the case of UTE stations wind measurements

Station	Code	Latitude (°S)	Longitude (°W)	H.(m)	F.(min)	Int.dir.(°)	Elev.(m)
Colonia	CL	34.45	57.77	10	60	10	20
Artilleros	AR	34.42	57.56	27	10	1	23
Carrasco	CR	34.83	56.03	10	60	10	32
San Luis	SL	34.68	55.58	36	10	1	90
Punta del Este	PE	34.97	54.95	10	60	10	16
Jose Ignacio	JI	34.86	54.73	40	10	1	23
Esmeralda	ES	34.09	53.65	31	10	1	19
Chui	CH	33.74	53.37	7	60	1	9

Table I: Meteorological station name, code, location, height measurement (H), sampling frequency (F), minimum interval in direction sampling (Int.dir.) and local elevation (Elev).

are taken between 30 and 40 m high (Table I; Fig. 1). One station, located in Carrasco International Airport (CR) have 17 years of wind data (2000-2016). All stations have at least hourly measurements between 07:00 and 18:00 (local time, UTC:-3) throughout more than 90% of the studied period and are located at a maximum distance of 12 km from the coast. Hourly air temperature measured at 2 m and sea level pressure was also used from INUMET and INMET stations.

Regarding reanalysis data, daily mean sea level pressure (SLP) fields from ERA-Interim were used with a horizontal resolution of $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ (Dee et al., 2011). Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature product of daily sea surface temperature (SST) data with 1 km of horizontal resolution from the “Group for High Resolution Sea Surface Temperature” (Martin et al., 2012) was also used in order to complement the absence of long term continuous measurements in the Uruguayan coast. Two SST daily time series were constructed by averaging a 10×10 km box in front of CR and JI for the estuarine and oceanic region, respectively. As a positive temperature difference between air over the land and over the sea (ΔT) is needed for the initiation of the sea breeze (Gustavsson et al. 1995) and air temperature measurements over sea are still sparse, most studies use SST for computing the ΔT . Here, the ΔT was calculated

following Azorin-Molina et al. (2011) as:

$$\Delta T(\check{z}C) = \text{in situ hourly 2m air temperature} - \text{daily SST} \quad (1)$$

Also, a pressure gradient index (PGI), using ERA-Interim daily data was defined as:

$$PGI = |SLP_{ocean36\check{z}S,53\check{z}W} - SLP_{land33\check{z}S,56\check{z}W}| \quad (2)$$

Simple PGI indexes have been developed in order to characterize the synoptic situation (e.g. Azorin-Molina and Lopez-Bustins, 2008). Here, two points located far enough from the influence of the sea breeze were selected to capture the synoptic conditions. As PGI increases, strong synoptic winds are observed and the sea breeze does not develop.

2.3 Sea breeze Identification Index (SBII)

Several SBII have been proposed and a revision can be found in Azorin-Molina et al. (2011). Almost all SBII involve detecting a rapid change in wind speed (WS) and shift in wind direction (WD) at the surface or upper levels. Other usual filters include a positive ΔT , and a weak surface pressure gradient. Here, a SBII index was developed considering the rapid change in WS and WD, similar to Hughes and Veron (2018), adapted to the orientation of the Uruguayan coast and the local wind climatology. The data was pre-processed before the computation of the identification index by rotating the wind

direction 90° in clockwise direction in order to avoid crossing the $360-1^\circ$ in the following way:

$$Dir_{new} = Dir + 90\checkmark \quad (3)$$

$$If Dir_{new} \geq 360\checkmark \rightarrow Dir_{new} = Dir_{new} - 360\checkmark \quad (4)$$

This modification was performed because regional climatological winds come mainly from the 1st quadrant (Fig. 1a) and the start of the sea breeze is always from the sea exposed quadrants (2nd and 3rd). Second, when winds in the morning were weak ($2m.s^{-1}$), conditions were considered as calm and a direction of the new 0° was assigned for computation of the identification index.

$$If Spd(08 : 00) < 2m.s^{-1} \rightarrow Dir_{new} = 0\checkmark \quad (5)$$

This adjustment deals with the fact that under weak winds conventional meteorological stations tend not to register direction and automatic ones often have a huge dispersion in the direction value. It is also common to have a near zero wind speed during the morning with a sea breeze during the afternoon. After these pre-processing steps, the necessary conditions for a positive sea breeze day are:

$$Dir_{new}(16 : 00) - Dir_{new}(08 : 00) > 45\checkmark \quad (6)$$

$$Spd(16 : 00) - Spd(08 : 00) > 2m.s^{-1} \quad (7)$$

and a daily SBII vector was generated, being 1 when these conditions are met and 0 when they are not. The main weakness of this method is the possibility of a false sea breeze detection if a cold front from the 2nd and 3rd quadrants irrupts into the coast between 08:00 and 16:00. This is analyzed in the discussion. A comparison was also included to account for differences in the different height measurements of WD and WS of the meteorological stations (from 7 to 40 m; Fig 2a). This was possible because JI station, which has a near 3-year period with simultaneous measurements at 40, 24 and 14 m height, shows that the daily wind cycle tends to be parallel at this heights. Accordingly, the SBII applied to JI shows similar results with 14.6, 13.7 and 11.7% of days with sea breeze at 40, 25 and

14 meters of height, respectively (Fig. 2b). The main advantage of this index is that it had a 92 % of data coverage for 8 coastal stations all along the Uruguayan coast during 6 consecutive years, being an unprecedented database. Finally, a “generalized” sea breeze day index (GSBII) was calculated, which defined positive for days when at least half of the stations with measured data had positive SBII values. When this index was positive, the day was considered with sea breeze development all along the Uruguayan coast. Annual and monthly means were computed for SBII and GSBII.

3. RESULTS

3.1 Sea breeze climatology

An average of 60 days with sea breeze per year for all stations were found between January 1, 2011 and December 31, 2016 (355 days in 2192), with a standard deviation of 7 days per station and also per year. Of the 355, 312 days had positive GSBII corresponding to an annual average of 52 events per year. This similarity suggests that when sea breeze develops it is likely to occur in the majority of the coastline. The month with more sea breeze days is January, with an average above 8 days per month, while June is the one with fewest events, below 3 days per month (Fig. 3). Sea breeze is twice more likely to occur during summer (Dec-Mar) than in the rest of the year. This pattern is also observed in the 17-year long record in CR station, where 7-8 days with sea breeze per month in summer were observed and 3-4 events in winter months. While January is the month with highest average during the 6 year period, it has a low interannual variability. February and March tend to have the highest variability, and the maximum number of sea breeze days per month were observed during these months. The largest number of sea breeze days occurred during March 2015, when 17 consecutive days were recorded in a single station, with a mean of 12 days with sea breeze between the 8 stations that month (Fig. 3). An atmospheric blocking configuration was responsible for maintaining the right conditions for sea breeze development (not shown).

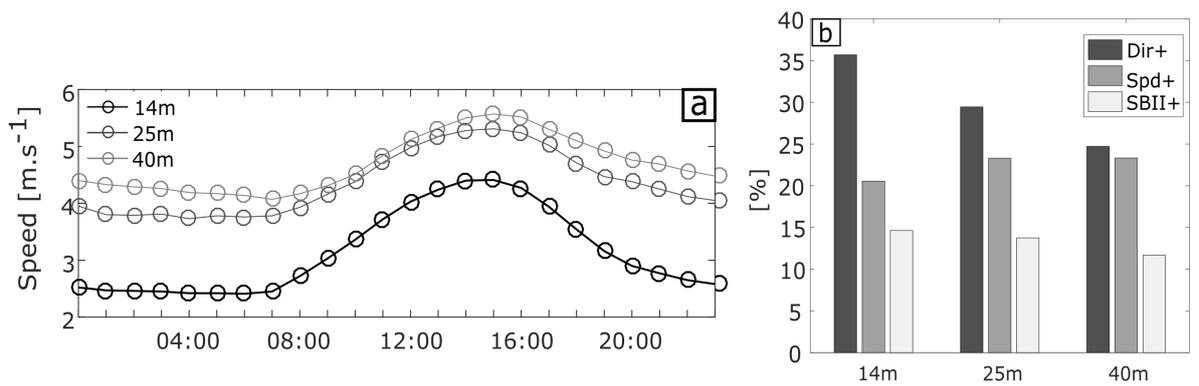


Figure 2: a) Hourly average of speed [m.s⁻¹] in JI coastal station in Uruguay at three different heights of measurement (40, 25 and 14m). Measurements at 16:00 and 08:00 were used to subtract in the sea breeze identification index (SBII). b) SBII for a period with simultaneous measurements at different heights in JI. The percentage of days that passed the direction (Dir+) and speed (Spd+) condition of the SBII (SBII+), respectively.

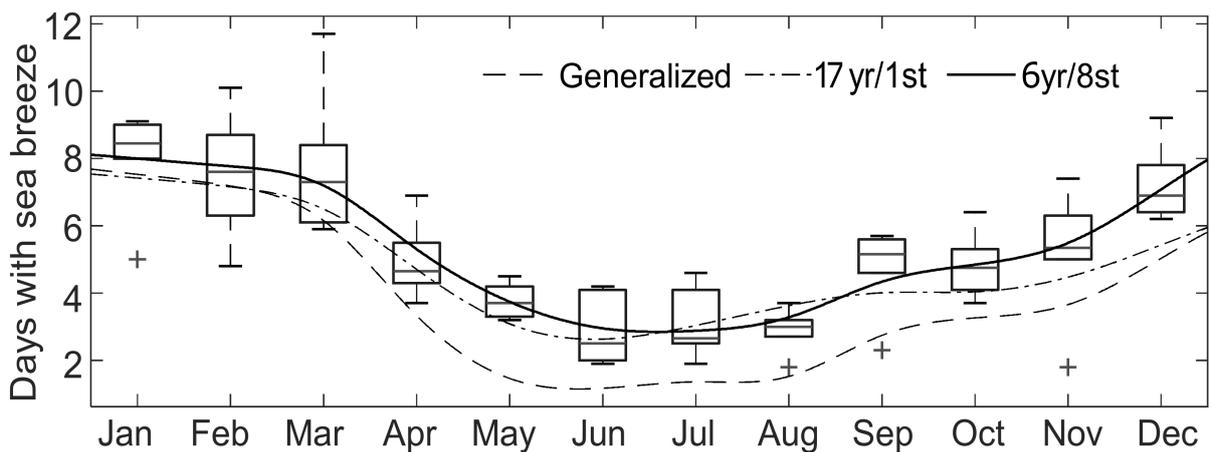


Figure 3: Sea breeze climatology in the Uruguayan coast. Box plot and solid line show the average from 8 stations along the Uruguayan coast for a 6 year period. Dashed line is the climatology of generalized sea breeze (days when at least half of the stations registered sea breeze). Dash-dot line is the climatology for 17 years in CR station. The central mark is the median, the edges of the box are the 25th and 75th percentiles, and the whiskers extend to the most extreme data points the algorithm considers not to be outliers, and the outliers are plotted individually.

3.2 Sea breezes during summer

Given that sea breeze events tend to occur mainly during summer and that the atmospheric dynamics in the region is different in winter, mainly dominated by frontal systems, than in summer where there is a higher influence of the semi-permanent anticyclone of the South

Atlantic (Garreaud and Aceituno, 2007), for the rest of the analysis only the summer period was considered.

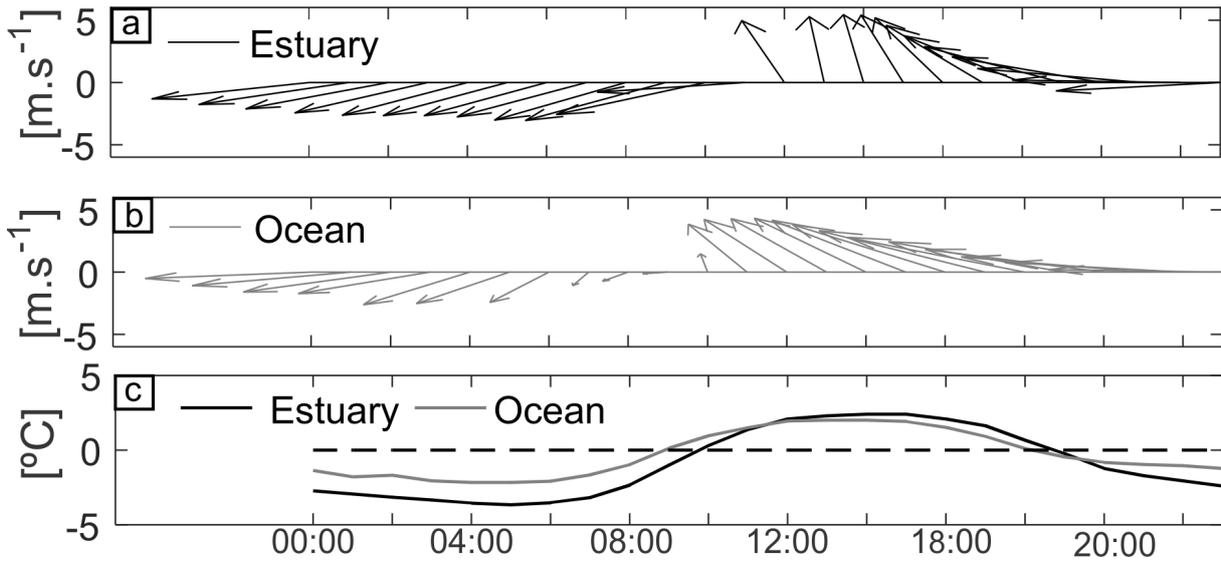


Figure 4: Daily cycle of winds $[\text{m.s}^{-1}]$ during summer in: a) Estuary and b) Ocean. c) Difference between air and water temperature $[\Delta T, ^\circ\text{C}]$ in the estuary and oceanic region during summer, respectively. Wind data and air temperature from all estuarine and oceanic stations were used to compute each panel respectively. For the SST, representative time series for each region was taken (see methods).

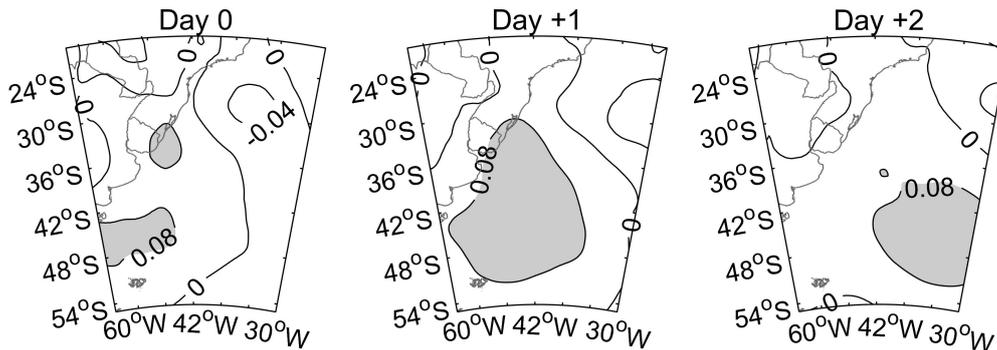


Figure 5: Correlation between daily Sea level Pressure from ERA-Interim and same day generalized sea breeze events in Uruguay (left panel), and lag correlation for one and two days after the GSBII days (middle and right panels). Shaded areas show areas with significant correlation (t-test; $p < 0,05$, $n = 728$).

3.3 Differences in the sea breeze between the estuary and oceanic coast

The sea breeze depends on the land-sea air temperature contrast. As the mean conditions of sea surface temperature in the estuary and oceanic regions are different because the former is shallower and thus warmer during summer, this will result in different land-sea air temperature contrasts. Moreover, the orientation of the coast

in relation to the prevailing winds blowing from the northeast will also play a role. The daily cycle in the oceanic and estuarine coast is dominated by a strong sea-land-breeze, as found by Berri et al. (2010). The sea breeze starts between 10:00 and 11:00 (local time) in the oceanic region (east of PE) and between 11:00 and 12:00 in the estuary (west of PE; Fig. 4a and 4b). One main reason for the earlier start in the oceanic

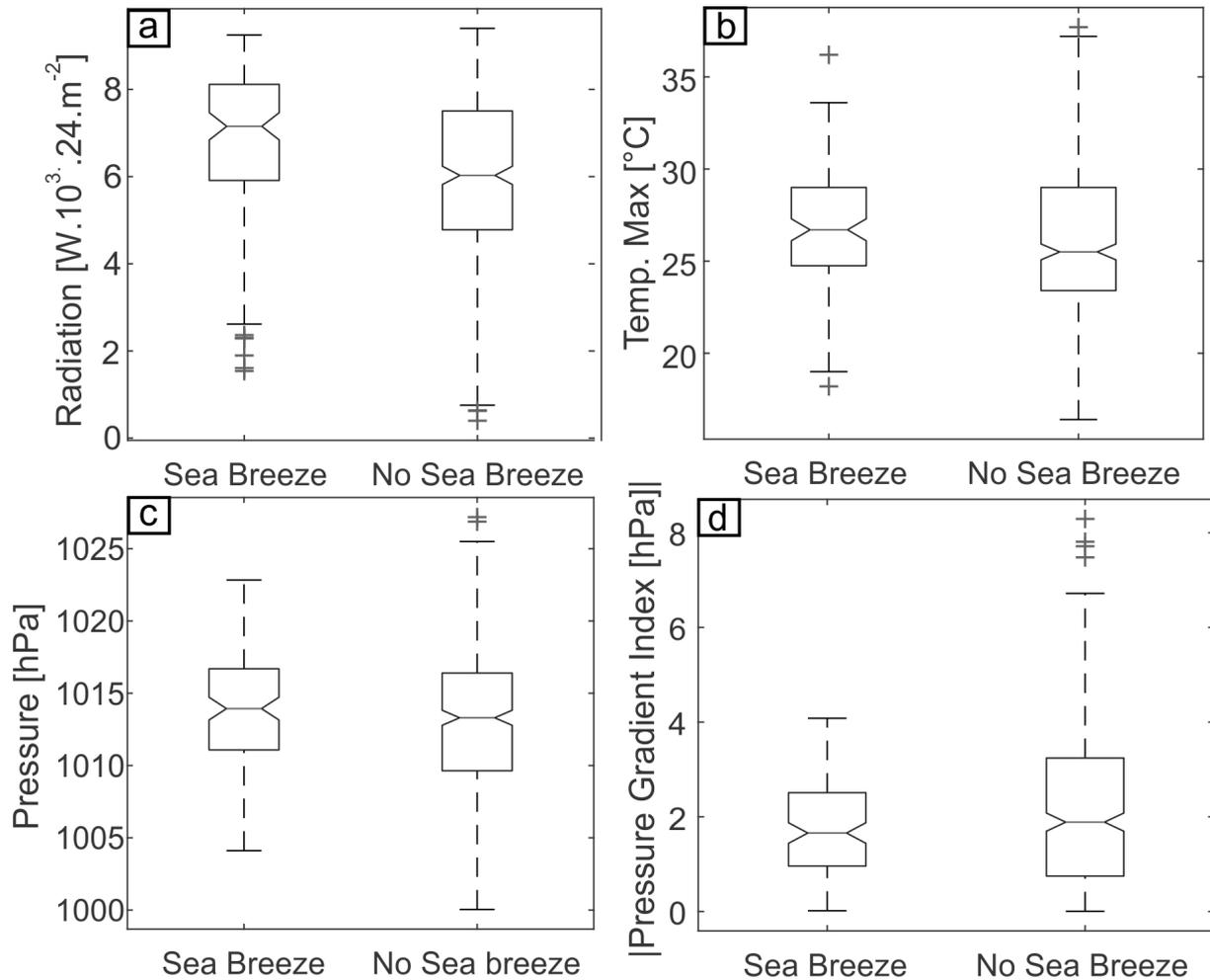


Figure 6: Box plot derived from Kruskal-Wallis test for summer days between 2011 and 2016 ($n = 728$) in Uruguay with or without sea breeze for: a) Daily cumulative in situ radiation ($p < 0,05$), b) Daily maximum temperature ($p < 0,1$). c) Pressure in CR ($p < 0,1$), d) Pressure Gradient Index ($PGI = SLP_{ocean36zS,53zW} - SLP_{land33zS,56zW}$; $p < 0,05$). Box limits extend to the median, 25th and 75th percentile. Whiskers extend to almost all data range, except for sum symbols automatically considered as outliers.

region is that the ΔT there becomes positive at 9:00, but only an hour later, at 10:00, in the estuary (Fig. 4c). This is mainly because the oceanic region tends to be colder than the estuary during summer. No significant differences were found in sea breeze days per month between estuary and ocean, consistent with the fact that sea breeze tends to develop along all the coast when it happens.

3.4 Synoptic conditions favoring sea breeze during summer

A correlation analysis between daily mean SLP in the Southwestern Atlantic Ocean (SAO) and days with the occurrence of generalized sea breeze events in the Uruguayan coast during summer (1s and 0s daily vector for days with and without sea breeze, respectively) was done, both for the same day and the 3 days before and after the event. Statistical significance was tested with a two tailed Student t-test ($p < 0.05$, $n=728$). This analysis shows the establishment

and eastward propagation of a high pressure system in the SAO for zero lag and up to two days lag (Fig 5). No significant relationship was observed the days before.

3.5 Characteristics of a sea breeze day during summer

The non-parametric, one-way ANOVA on ranks, Kruskal-Wallis test (Hecke, 2012) was computed in order to compare the behavior of several variables (some not normally distributed) during summer days with and without sea breeze. In the analysis, hourly data was considered for all stations with measurements of temperature, pressure and radiation, while PGI daily data was used from ERA-Interim. The hourly cumulative sum of radiation per day during sea breeze days is 281.5 W.m⁻², 38.3 W.m⁻² higher than those days without sea breeze, showing that a more cloud-free sky is expected during days with sea breeze (Fig. 6a; $p < 0,05$). In situ daily maximum temperature and SLP show a similar behavior, with a more restricted range of variability those days with sea breeze in comparison with days without sea breeze, with mean values marginally significant higher during days with sea breeze ($p < 0.01$). Almost no extreme value above 33°C and 1025 hPa is observed during days with sea breeze (Fig. 6b and 6c). Finally, the PGI mean is 1.7 hPa during days with sea breeze, 0.4 hPa below the mean of non-sea breeze days ($p < 0.05$), with 2.5 (3.3) and 4.1 (6.7) hPa the 75th percentile and the maximum registered the days with (without) sea breeze, respectively.

3.6 Case of study

Figure 7 shows six consecutive sea breeze days in the Uruguayan Atlantic coast between 11 and 16 January 2013 at JI station. This meteorological station sampled every 10 minutes wind speed and direction, temperature and solar radiation. During this period, the synoptic conditions were dominated by a high pressure system in the SAO and a thermal low pressure in subtropical South America, with an average of 1015 hPa over Uruguay, 2 hPa above the summer mean, and a weak PGI of 1.41 hPa on average, 0.37

hPa below the summer mean (not shown). This led to synoptic winds from N-NE observed at night during the majority of the period. However, during the day E and SE winds are observed at midday and noon associated with the sea breeze (Fig 7a). During these days, the instant wind rotation related to the sea breeze began between 10:10 to 12:20 and reached its maximum speed from 13:20 to 15:10 along the different days (local time, UTC-3) with maximum speed values from 5.4 to 6.7 m.s⁻¹ (Fig 7b and 7c). Also during these days, the air temperature exceeded for the first time in the day the SST between 08:10 and 13:10 the earliest and latest respectively, and this moment ranged from 10 minutes to 3 hours before the sea breeze onset. In the majority of the cases the maximum air temperature of the day was observed just before the beginning of the sea breeze, followed by an instant drop of up to 1.5°C (Fig 7d). Finally, the solar radiation shows a “clean” curve associated with clear sky in the majority of the days (Fig 7e). Five out of the 6 days had a cloud-free morning, and an instant drop in the radiation curve can be seen on 11, 13 and 15 of January near the onset of the sea breeze, probably as a consequence of the passage of cumulus-type clouds associated with the sea breeze front (Fig 7e). This front can be seen in satellite images penetrating up to near 50 km inland, but not in all cases. Figure 7f shows an example of the sea breeze front penetrating inland from Aqua MODIS (Savtchenko et al., 2004).

4. DISCUSSION

This is the first detailed characterization of the sea breeze in Uruguay with a previous construction of an unprecedented coastal database. Our analysis shows that there are about 60 days with sea breeze per year in Uruguay, ranging between 51 and 71 in the 6-year study period, occurring twice as often during summer compared to the rest of the year. This result is similar to that found by other authors in different regions of the world. For example, Azorín-Molina et al. (2011) found in the Bay of Alicante 475 sea breeze events with

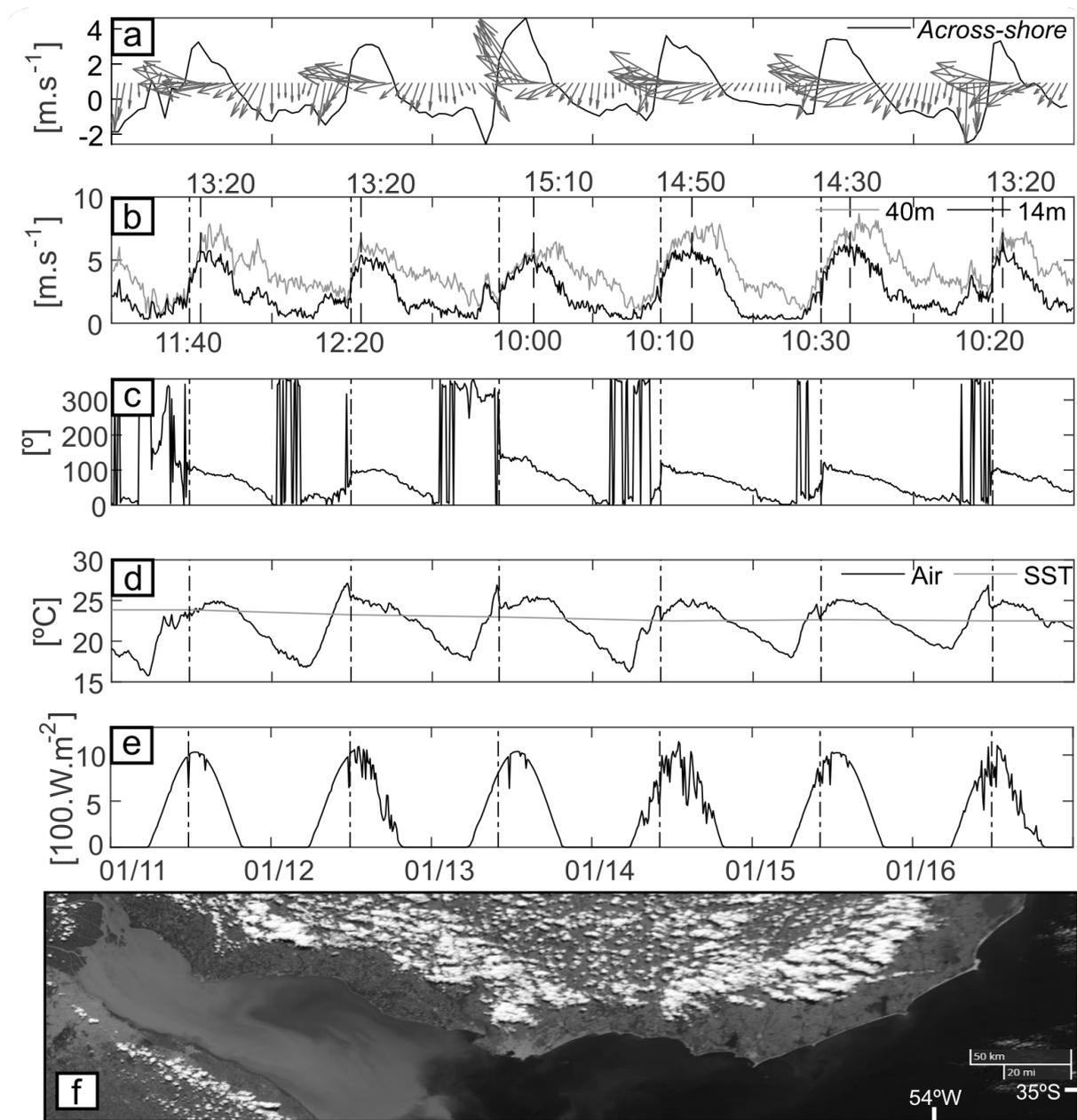


Figure 7: Six days with sea breeze in the Uruguayan coast. 10 minute- records of meteorological variables between 11 and 16 of January 2013 at JI station in the Uruguayan oceanic coast. a) Wind (arrows) and across-shore velocity [m.s^{-1}]. b) Wind speed at 40 and 14 m [m.s^{-1}]. Dashed-dot line shows the time onset of the sea-breeze and dashed line shows the time of daily maximum of wind speed at 14 m (GMT -3). c) Wind direction [$^{\circ}$] at 40m. d) Air and sea surface temperature (SST) [$^{\circ}\text{C}$] e) Solar radiation [W.m^{-2}]. f) Snapshot of the sea breeze front seen from satellite MODIS Aqua on 22 February 2015 at midday local time (16:00 UTC).

an automatic index and 1414 with a manual one for the same 6 years of study. Also, Pazandeh et al. (2016) found an annual average of 27% of days with sea breeze, 42% in summer and

10% in winter, analyzing in situ data during the period between 1955 and 2008 in Adelaide, Australia. The reported frequency of sea breeze days tends to be highly variable due to the region,

the climate, time of the year, and the distance from the coast considered, but it also depends on the SBII used. For example, Cisneros and Piccolo (2011) in Monte Hermoso in Argentina, near 600 km away from Uruguay, found 40 sea breeze events between 2007 and 2010 using a manual identification method from in situ data and synoptic charts. Hughes and Veron (2018) found 70-80% of sea breeze days in Delaware during summer, defined as days when at least one station registered the sea breeze, but that value decreased by half in stations more than 1 km away from the coast. In addition, a large variability in sea-breeze frequency between neighboring coastlines of up to a factor of 3 was reported by Steele et al (2015) in England, making comparisons extremely difficult.

4.1 SBII performance

The SBII demonstrated the capacity to identify sea breeze days with just WS and WD at 08:00 and 16:00 measured from 7 to 40 m of height, being highly efficient in the trade-off between the input requirements and the correct identification of a sea breeze day. The skill of the SBII was investigated using synoptic maps to check when sea-breeze conditions were incorrectly identified from station observations. The days with ‘false positive’ were mainly those days when a cold-front irrupts into the coast between 08:00 and 16:00. To correctly discard these days, a good complement to the SBII would be the SLP pressure field, the PGI, or a 24 hour- coverage of wind data in the meteorological station. For example, taking an arbitrary PGI threshold value of 3hPa which characterizes a strong synoptic wind situation that suppresses the development of the sea breeze, like several sea breeze identification algorithms do (references in Azorin-Molina et al., 2011), then the discarded ‘false positives’ would be 4% of the cases. The 24 hour-coverage of WD and WS would also allow to detect whether there is a decrease in the WS and rotation of WD when the sea-breeze ends near sunset, or if the WS and WD remain similar due to the cold front intrusion, but 2 of the conventional stations used here did not

register data between 17:00 and 06:00.

The onset time of the sea breeze showed to be highly variable, from 09:00 to 16:00, and this needs to be taken into account in a SBII. With higher ΔT the sea breeze starts earlier, while with synoptic winds coming from land it starts later (Simpson, 1994). SST is not a good input for a SBII because the ΔT in this region tends to be positive the majority of the days of the year, being an uninformative filter. An instant drop in the temperature and an increment of relative humidity and dew-point with the onset of the sea breeze were also observed but not in all cases and, since humidity is not measured in all stations, we did not use this variable in the SBII. The identification of the sea breeze front in satellite images, as previously done by Planchon et al. (2006), was also not a good SBII method in this region. More than 60 SBII positive days were visually checked from GOEs⁻¹³ at <http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/> and the sea breeze front did not develop in near half of the days. Nevertheless, when the sea breeze front developed, the visual check allowed to detect that the sea breeze can penetrate inland as far as 55 km from the coast.

The spatial pressure gradient has been used in the index to identify sea breeze events (e.g. Steele et al., 2015). Azorin-Molina and Lopez-Bustins (2008) used the index of pressure between Spain and Italy called ‘WeMOI’ (Western Mediterranean Oscillation Index), originally used to study rainfall, as a good indicator for the development of the sea breeze. They found that for the interval between -1 and 1 hPa of the index (weak gradient), 56% of days without breeze and 18.7% of days with breeze were excluded. In this study we found that no sea breeze developed in Uruguay when the PGI absolute value was higher than 4 hPa and the 75% of the days with sea breeze were had a PGI below 2.5 hPa.

Finally, Arrit (1991) showed that in several days a ‘hidden’ sea breeze can be observed embedded in the synoptic flow. We tested this assumption using the long time series in CR, and created

a SBII for those hidden sea breeze days. This was done through the application of a high-pass filter to the original SBII, which consisted in subtracting a 24 hour-centered moving average to u and v vectors. In this way the synoptic flow is filtered out and we assume that the residual winds are WS and WD associated with the sea breeze. Also, the WS condition for the SBII was relaxed from 2 to 1 m.s^{-1} as the average WS decreased by half after removing the moving mean. This technique requires a 24 hour coverage of data and it is not possible to contemplate height measurement differences, as wind shear increases during the night, leading to substantial differences in the removal value of the 24 hour-moving mean. The analysis performed to CR station revealed a similar amount of hidden sea breeze days (near 60 events per year) with respect to “pure” sea breeze days, after removing these days previously identified.

5. CONCLUSIONS

An average of 60 days per year was found in the Uruguayan coast, with an interannual variability ranging between 51 and 71 days in six years of study. Sea breeze occurs twice as often in summer, months when the land-sea contrast in maximum temperature is largest and a lower atmospheric pressure gradient develops. March and November show the largest year to year variability in the number of days with sea breeze. The sea breeze develops at intermediate sea level pressures (high with respect to the summer average), weak land-sea pressure gradient, and predominance of clear skies. Breezes do not occur at pressures higher than 1025 hPa. Consecutive days with breeze (2 to 7 days) are usually associated with the passage of high pressure systems in the southwestern Atlantic or with atmospheric blocking. When there is sea breeze, it tends to occur along the entire Uruguayan coast. Nonetheless, there are differences in sea breeze development between the estuary and the oceanic regions due to the differences in air-sea coupling and the orientation of the coast in relation to the prevailing northeasterly winds (during summer). On average, the sea breeze

starts at 11:00 (local time) in the oceanic coast and has a southeasterly direction while in the estuary it starts at 12:00 and has a southerly direction, reaching a maximum speed of 7.1 m.s^{-1} between 16:00 and 17:00. In several cases with sea breeze, cumulus-type cloudiness can be observed, associated with the breeze front that grows and penetrates inland up to about 55 km at sunset.

Agradecimientos: SST data was downloaded from <https://podaac.jpl.nasa.gov/> and ERA-Interim from <http://apps.ecmwf.int/>. Authors also acknowledge Brazilian and Uruguayan National Institutes of Meteorology and Uruguayan National Electric Company (UTE) for the free data provided. GM received funding from the National Research and Innovation Agency of Uruguay (POS_NAC_2015_1_109662). The authors acknowledge Hernán Bechis and another anonymous referee for their valuable comments.

REFERENCIAS

- Abbs, D. and Physick, L. (1992): Sea-breeze observations and modelling: a review. Australian Meteorological Magazine, 41, 7-19.
- Arritt, R. (1993): Effects of the large-scale flow on characteristic features of the sea breeze. Journal of Applied Meteorology, 32, 116-125.
- Azorin-Molina, C. and Lopez-Bustins, J. (2008): An automated sea breeze selection technique based on regional sea-level pressure difference: WeMOi. International Journal of Climatology, 28, 1681-1692.
- Azorin-Molina, C., Tijm, S. and Chen, D. (2011): Development of selection algorithms and databases for sea breeze studies. Theoretical and applied climatology, 106, 531-546.
- Berri, G. J., Sraibman, L., Tanco, R. A., and Bertossa, G. (2010): Low-level wind field climatology over the La Plata River region obtained with a mesoscale atmospheric boundary layer model forced with local weather observations. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 49, 1293-1305.
- Cisneros, M. and Piccolo, M. (2011):

- Caracterización de la Brisa marina en Monte Hermoso, Argentina. *Estudios Geográficos*, 72(271), 461-475.
- Clappier, A., Martilli, A., Grossi, P., Thunis, P., Pasi, F., Krueger, B. C., ... and van den Bergh, H. (2000): Effect of sea breeze on air pollution in the greater Athens area. Part I: numerical simulations and field observations. *Journal of Applied Meteorology*, 39, 546-562.
- Crosman, E. and Horel, J. (2010): Sea and lake breezes: a review of numerical studies. *Boundary-layer Meteorology*, 137, 1-29.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... and Bechtold, P. (2011): The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137, 553-597.
- Dudouit Fichet, A., Quénot, H., Planchon, O., and Douvinet, J. (2010): Analysis of local wind systems in the Caen region (Lower Normandy, France). *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 30, 406-417.
- Estoque, M. (1962): The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19(3), 244-250.
- Garreaud, R. D., and Aceituno, P. (2007): Atmospheric circulation over South America: mean features and variability. *The physical geography of South America*. Oxford University Press, Oxford, England.
- Guerrero, R., Acha, E., Framin, M., and Lasta, C. (1997): Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. *Continental Shelf Research*, 17, 727-742.
- Gustavsson, T., Lindqvist, S., Borne, K., and Bogren, J. (1995): A study of sea and land breezes in an archipelago on the west coast of Sweden. *International Journal of Climatology*, 15(7), 785-800.
- Hecke, T. V. (2012): Power study of anova versus Kruskal-Wallis test. *Journal of Statistics and Management Systems*, 15, 241-247.
- Hughes, C. P., and Veron, D. E. (2018): A Characterization of the Delaware Sea Breeze Using Observations and Modeling. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57, 1405-1421.
- Martin, M., Dash, P., Ignatov, A., Banzon, V., Beggs, H., Brasnett, B., ... and Grumbine, R. (2012): Group for High Resolution Sea Surface temperature (GHRSSST) analysis fields inter-comparisons. Part 1: A GHRSSST multi-product ensemble (GMPE). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 77, 21-30.
- Miller, S., Keim, B., Talbot, R. and Mao, H. (2003): Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. *Reviews of Geophysics*, 41(3).
- Papanastasiou, D. K., and Melas, D. (2009): Climatology and impact on air quality of sea breeze in an urban coastal environment. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 29, 305-315.
- Pazandeh M., Walker, D. y Crowther, J. (2016): Sea breeze characteristics on two sides of a shallow gulf: study of the Gulf St Vincent in South Australia. *Meteorological Applications*, 23, 222-229.
- Peterson, R. and Stramma, L. (1991): Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26, 1-73.
- Planchon, O., Damato, F., Dubreuil, V., y Gouéry, P. (2006): A method of identifying and locating sea-breeze fronts in north-eastern Brazil by remote sensing. *Meteorological Applications*, 13, 225-234.
- Ribeiro, F. N., de Oliveira, A. P., Soares, J., de Miranda, R. M., Barlage, M., and Chen, F. (2018): Effect of sea breeze propagation on the urban boundary layer of the metropolitan region of Sao Paulo, Brazil. *Atmospheric Research*, 214, 174-188.
- Savtchenko, A., Ouzounov, D., Ahmad, S., Acker, J., Leptoukh, G., Koziana, J., and Nickless, D. (2004): Terra and Aqua MODIS products available from NASA GES DAAC. *Advances in Space Research*, 34, 710-714.
- Simpson, J. E., (1994): *Sea Breeze and Local Winds*. Cambridge University Press.
- Small, C., and Nicholls, R. J. (2003): A global analysis of human settlement in coastal zones.

Journal of Coastal Research, 584-599.
Smith, W., and Sandwell, D. (1997): Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277, 1956-1962.
Steele, C. J., Dorling, S. R., Von Glasow, R., and Bacon, J. (2013): Idealized WRF model sensitivity simulations of sea breeze types and their effects on offshore windfields. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 443.
Steele, C., Dorling, S., von Glasow, R. and Bacon, J. (2015): Modelling sea-breeze climatologies

and interactions on coasts in the southern North Sea: implications for offshore wind energy. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 1821-1835.

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

POSIBLES FORZANTES DE VARIACIONES DE LARGO PLAZO DE LA PRECIPITACIÓN DE VERANO EN TUCUMÁN, ARGENTINA

Franco D. Medina^{1,2}, Flavia M. Bazzano^{1,2,3}, Teresita Heredia^{1,2}, Ana G. Elias^{1,2}

¹Laboratorio de Física de la Atmósfera, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán, Av. Independencia 1800, 4000 Tucumán, Argentina

²INFINOA (CONICET-UNT), Tucumán, Argentina

³Laboratorio de Construcciones Hidráulicas, Dpto. de Construcciones y Obras Civiles, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán

(Manuscrito recibido el 12 de febrero de 2020, en su versión final el 9 de abril de 2020)

RESUMEN

En este trabajo se analiza la variación a largo plazo de la precipitación total y máxima diaria de verano en Tucumán, en base a datos medidos en la Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres (EAAOC) durante el período 1911-2016. La precipitación total presenta tendencia lineal positiva significativa en el período completo de análisis por la presencia del salto climático de 1956. La serie de precipitación máxima diaria sólo presenta tendencia positiva significativa en el sub-período 1956-1994. Teniendo en cuenta que el monzón sudamericano es un fuerte determinante de los regímenes de precipitación del norte argentino, se analiza la correlación con variables de circulación asociadas: viento zonal (U) en la troposfera superior en la región de la Alta de Bolivia y viento meridional (V) en la troposfera inferior en la región de la Baja del Chaco, junto con la presión (P) y temperatura (T) en el Atlántico Sur. Hay buen acuerdo estadístico entre las series de precipitación y estas variables cuando se considera el período completo, porque todas presentan –en general– una tendencia lineal neta. En el sub-período 1960-2012, la precipitación total tiene una cuasi-periodicidad de 20 años en fase con P, no tiene correlación con U y V, y disminuye su correlación con T. En cambio, la precipitación máxima en este sub-período tiene buena correlación con las variables de velocidad, las cuales están ligadas a la convección regional. Se analiza también la posible asociación con algunos índices oceánicos detectándose buena correlación con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) desde mediados del siglo XX. Finalmente se analiza el posible rol sobre las tendencias del aumento de CO₂ global y la variación de la columna de O₃ polar. Hay correlación positiva y significativa de las series de precipitación con el CO₂, muy similar a la dependencia con T, debido a que ambas series de precipitación presentan una tendencia general a aumentar. Con el O₃ se observa correlación negativa significativa debido a que las series coinciden en el cambio del signo de tendencia en 1960.

Palabras clave: precipitación total, precipitación máxima diaria, circulación troposférica, forzantes antropogénicos, cambio climático.

POSSIBLE LONG-TERM TREND FORCINGS OF THE SUMMER PRECIPITATION OVER TUCUMÁN, ARGENTINA

ABSTRACT

The long term variation of total and daily maximum precipitation over Tucuman during summer is analyzed in this work. Precipitation data cover the period 1911-2016 and was measured at the Experimental Agroindustrial Obispo Colombres (EEAOC). Total precipitation presents a significant positive linear trend during the whole period due to the 1956 climatic jump, while maximum daily precipitation presents a significant trend only during 1956-1994. Taking into account that the South American monsoon is a strong determinant of precipitation regimes in Northern of Argentina, the correlation with atmospheric circulation variables is analyzed: upper troposphere zonal wind (U) in the Bolivian High region and lower troposphere meridional wind (V) in the Chaco Low region, together with pressure (P) and temperature (T) in the South Atlantic region. There is a good statistical agreement between precipitation series and these variables when the whole period is considered due to all these series present a general linear trend. In the sub-period 1960-2012 total precipitation presents a 20-year quasi-periodicity in phase with P, and have no correlation with U and V. Maximum daily precipitation instead correlates better with velocity variables during this same period, which in turn are linked to the regional convection. The association with the oceanic variability is analyzed finding good correlation with the Pacific Decadal Oscillation (PDO) during the second half of twentieth century. Finally, the possible role on the trends of the global CO₂ increase and the polar column O₃ depletion is analyzed. There is a significant positive correlation with CO₂, similar to that with T, due to the general increasing trend in both series, and negative correlation with O₃ due to, in addition to the opposed trends in both series, they have a coincident sign-trend change in 1960.

Keywords: total precipitation, maximum daily precipitation, tropospheric circulation, anthropogenic forcings, climate change.

1. INTRODUCCIÓN

La precipitación tiene gran impacto en diversos aspectos que afectan directamente a la sociedad. En particular los eventos de fuerte precipitación pueden generar inundaciones, pérdida de vidas humanas y bienes materiales, daños en los ecosistemas, y disminución de la seguridad alimentaria. Por ello es de gran interés social y económico conocer sus variaciones en distintas escalas de tiempo para una adecuada toma de decisiones tendientes a mejorar el aprovechamiento del recurso hídrico y minimizar riesgos a futuro.

Los modelos climáticos en general han predicho, junto con el aumento de temperatura global, una intensificación general del ciclo hidrológico,

generando un aumento en la precipitación en la mayor parte del planeta acompañado de una disminución en algunas áreas subtropicales (Meehl et al., 2007). De esta manera, regiones con cuantiosas lluvias podrían volverse aún más lluviosas, mientras que en las zonas áridas se acentuaría la aridez (Biasutti, 2013). En particular en Argentina, se observaron tendencias positivas en la precipitación en gran parte del país durante 1916-1991, y especialmente desde la década del '50 (Barros et al., 2000a).

Las mencionadas alteraciones en el régimen pluvial son motivo de numerosos estudios recientes donde se evidencia la acción combinada de forzantes naturales y antropogénicos. Entre ellos, la concentración de ozono (O₃) en la estratosfera polar tendría notable incidencia en

la precipitación. En este sentido, Kang et al. (2011) mostraron que las precipitaciones estivales aumentan significativamente en los subtropicos del hemisferio sur cuando los modelos climáticos se integran con concentraciones reducidas de O_3 . Por otra parte, Gonzalez et al. (2014) mostraron que en 1960-1999 la disminución de la concentración de O_3 produjo en el sudeste de Sudamérica un aumento de la precipitación igual o mayor que el esperable por el aumento del CO_2 global.

La provincia de Tucumán ($\sim 26^\circ S$ - $28^\circ S$, $\sim 65^\circ O$ - $66^\circ O$), Argentina, corresponde a una estrecha región húmeda que limita al oeste con un gran desierto cordillerano y al este con la llanura semiárida del Chaco. Tiene un clima subtropical con una marcada concentración de la precipitación en los meses de verano, con ocurrencia de intensos eventos diarios de precipitación superiores a 50 mm, seguido de una estación seca en invierno. El régimen climático de verano está dominado por el sistema de circulación denominado monzón sudamericano. El mismo es inducido por las diferencias de temperatura entre el continente y los océanos, y modula la circulación atmosférica sobre la región tropical y subtropical (Vera et al., 2006; Ferrero y Villalba, 2019). Hacia fines de noviembre, durante la estación húmeda del Amazonas ocurre una intensa convección que abarca gran parte de la región central de Sudamérica desde el Ecuador hasta los $20^\circ S$, cuya respuesta a escala regional en el verano consiste en una celda de alta presión en la troposfera superior llamada Alta de Bolivia. En la troposfera inferior aparece una baja presión denominada Baja del Chaco (Ferrero y Villalba, 2019). Esto favorece el transporte meridional de vapor desde el Amazonas hacia el sudeste de Sudamérica, en el lado este de la cordillera de los Andes, mediante un cinturón estrecho de vientos conocido como Jet de Niveles Bajos, el cual fue ampliamente estudiado por diversos autores (Campetella y Vera, 2002; Marengo et al. 2004).

Existen varios estudios previos que analizan la variabilidad de la precipitación en Tucumán.

Entre ellos, Minetti et al. (2003) observan una tendencia cuasi-lineal creciente en la precipitación anual en el período 1930-2000, con un “salto climático” en 1950, y de otro similar en 1970. Por su parte, Medina y Minetti (2004) postulan que dicho incremento de la lluvia total anual observado se asocia a un cambio en los extremos diarios de precipitación. Bazzano et al. (2019) en un estudio de las tendencias registradas en la lluvia de varias estaciones de la provincia de Tucumán observan un comportamiento variable, y un incremento no significativo de los valores máximos anuales, aunque significativo en los acumulados anuales en la estación con mayor longitud de registro. Además, se evidencian diferencias según el período considerado, con un cambio en la tendencia en las décadas recientes. De acuerdo a Minetti y Leiva (2005) entre los factores intervinientes en la variabilidad de la precipitación, se destaca la incidencia de la Oscilación Cuasi Bienal (QBO) en la lluvia de verano, que generaría la inversión del signo de las anomalías presentes en un año respecto al otro (indicando una importante oscilación de dos años), y la presencia de la Oscilación Subtropical (OST) manifiesta en fluctuaciones con 20 años de periodicidad en la lluvia de primavera y en la presión atmosférica sobre el Océano Atlántico Sur. En un trabajo anterior, Minetti (1999) también observa cierta coincidencia entre períodos de sequía y eventos intensos de La Niña, que provocaron un cambio en la tendencia creciente de la lluvia a mediados de la década de los ‘80, cuando había alcanzado su máximo valor.

Los resultados obtenidos en los antecedentes citados muestran la necesidad de profundizar el análisis incorporando información que permita explicar el comportamiento de la variable a largo plazo, considerando la influencia de variables climáticas y forzantes antropogénicos. Este análisis no solo sería útil para una adecuada gestión del recurso hídrico, sino que también permitiría mejorar las proyecciones basadas en modelos climáticos globales, mediante la aplicación de técnicas de downscaling estadístico (Labraga, 2010; Palomino Lemus et al., 2017;

Bettolli y Penalba, 2018), para evaluar el comportamiento de la lluvia local futura según distintos escenarios de cambio climático.

En este trabajo se analizan las variaciones a largo plazo de la precipitación en Tucumán utilizando una serie medida en una estación meteorológica de superficie. Como posibles fuentes de estas variaciones se analizan las tendencias en las variables de circulación atmosférica asociados al sistema cuasi-monzónico sudamericano de verano y variables de presión y temperatura en el Océano Atlántico, así como también el CO₂ global y el O₃ polar como posibles forzantes antropogénicos de parte de las tendencias.

2. DATOS

Se analiza la precipitación diaria en la Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres (EEAOC), ubicada en la localidad de El Colmenar (26,8°S-65,2°O), en la provincia de Tucumán, Argentina. La EEAOC posee una estación meteorológica con registros continuos y controlados desde 1911. Hasta su reubicación en el aeropuerto de la provincia en 1981, la estación del Servicio Meteorológico Nacional estuvo ubicada en el predio de la EEAOC. A partir de entonces la EEAOC continuó las mediciones en la primera ubicación, dando continuidad al registro. Por lo tanto, la estación seleccionada, además de presentar un largo periodo, presenta la ventaja de no registrar cambios en su ubicación. En este trabajo se analiza la serie diaria que abarca el periodo 1911-2016, a partir de la cual se calcularon la precipitación máxima diaria para la estación verano (diciembre-enero-febrero, DJF) y para el año hidrológico considerado desde el 1 de julio al 30 de junio del año siguiente (denominando en lo sucesivo a cada año hidrológico por el segundo año que lo conforma), así como la total acumulada durante DJF y el año hidrológico. Las cuatro series obtenidas se muestran en la Figura 1. Se observa que el comportamiento de las series (totales y máximos) anuales son similares a sus análogos de DJF dado el régimen monzónico de precipitación. Esto es así a pesar de la existencia

de algunos máximos anuales fuera de DJF. La similitud de las curvas polinómicas ajustadas permite asumir que la precipitación de DJF constituye una buena representación del ciclo hidrológico anual, justificándose su elección para continuar el análisis.

Teniendo en cuenta que la circulación de verano en la troposfera superior del hemisferio sur está caracterizada por tres anticiclones continentales y tres ciclones oceánicos, de los cuales interesan para nuestra región de estudio la Alta de Bolivia, las Bajas del Atlántico Sur y Pacífico Sur, y que el flujo es fundamentalmente zonal, se adopta el viento zonal a 200 hPa como variable representativa de la circulación en la tropósfera superior (Chen et al., 1999). En cuanto a la troposfera inferior, al este de los Andes hay un importante flujo meridional de vientos (con una velocidad de 12 m s^{-1} en 850 hPa a los 62°O) que corresponde al Jet de Niveles Bajos (Marengo et al., 2004). Los niveles de 200 hPa y 850 hPa son utilizados comúnmente en estudios climáticos, como es el caso del estudio de la circulación monzónica, realizada por Gan et al. (2005) quienes analizan los campos de viento zonal y meridional junto con la precipitación en Sudamérica. A nivel superficial, como se mencionó en la introducción, hay un patrón que consiste de altas presiones en los océanos subtropicales y una baja continental.

En vista de lo expuesto anteriormente, se analizaron series de viento zonal a 200 hPa (U), viento meridional a 850 hPa (V), presión a nivel del mar (P), temperatura superficial (T) y columna total de ozono (O₃) obtenidas del Reanálisis del siglo XX versión V2c (Twentieth Century Reanalysis V2c, 20CR V2c) (Compo et al., 2011) provisto por NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado (disponibles en https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/20thC_Rean/). El reanálisis del siglo XX asimila observaciones de presión superficial y prescribe como condiciones de borde observaciones mensuales de temperatura superficial del mar y distribución de hielo marino. La versión V2c cubre el período 1851-2012 con una resolución espacial de 2,0° x

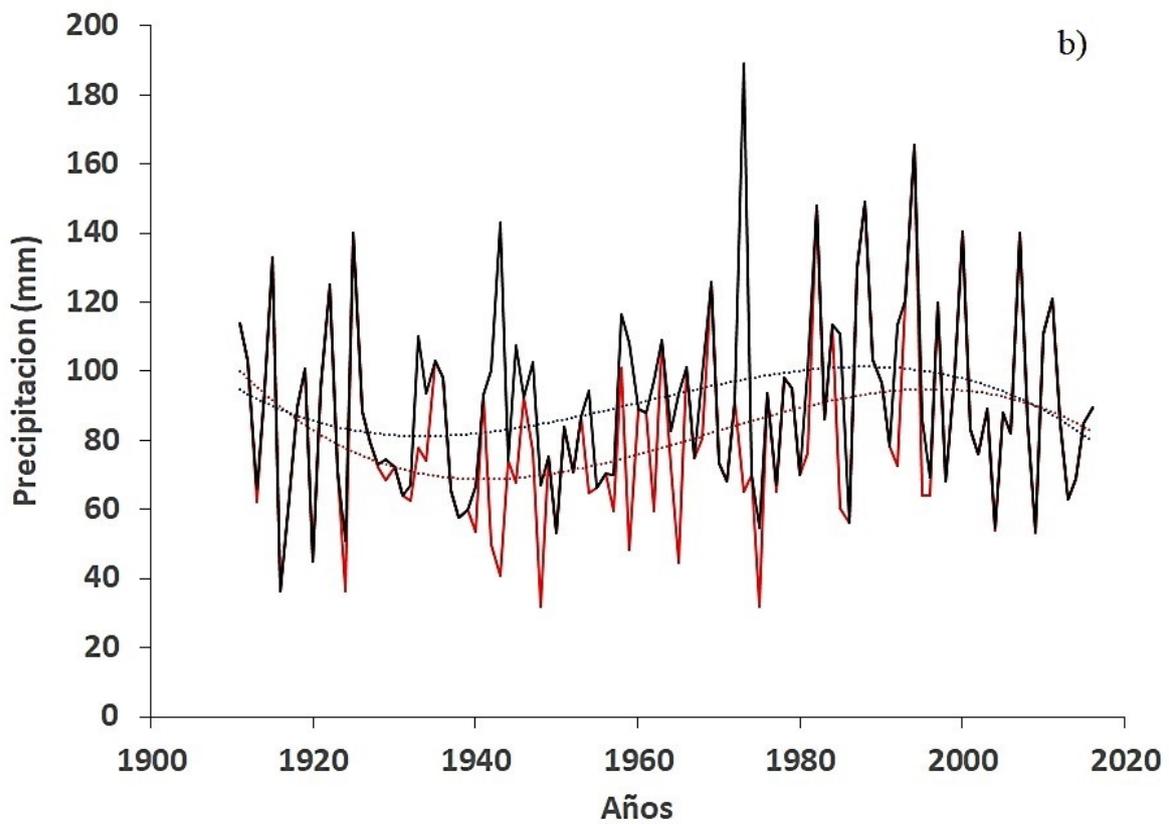
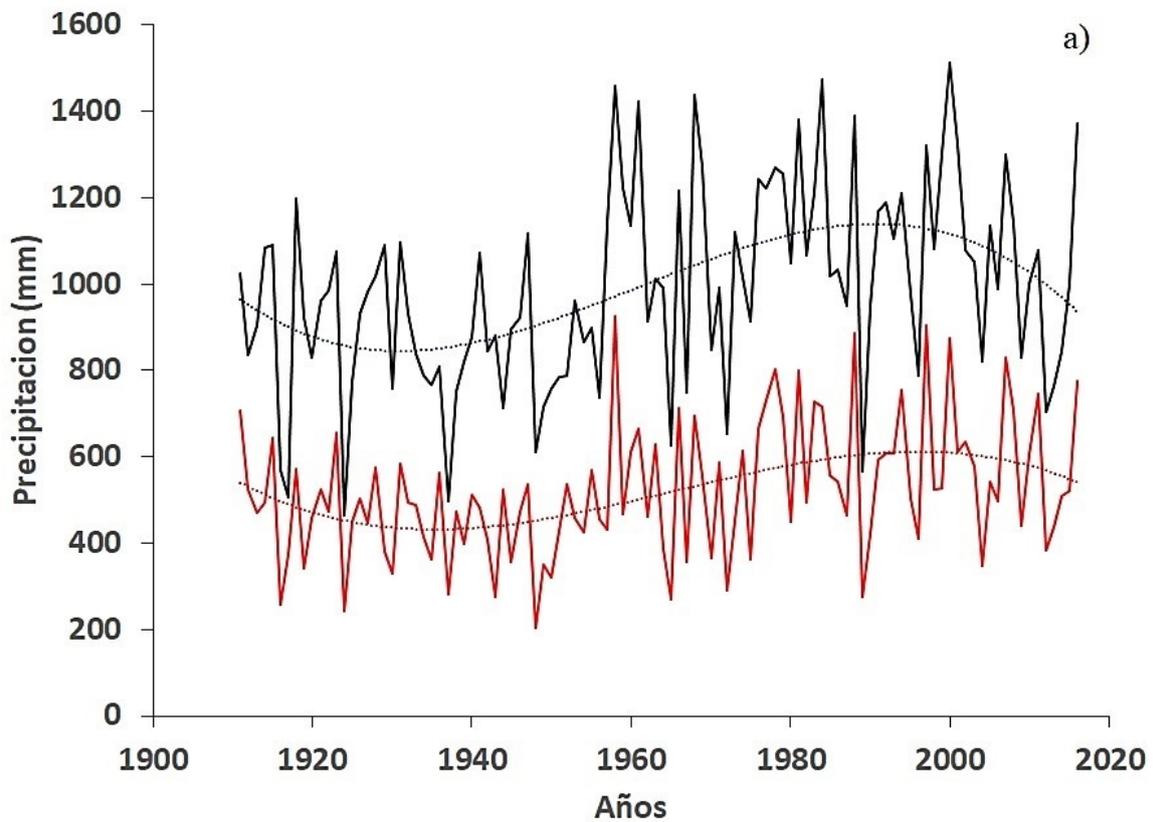


Figure 1: Series de precipitación anual (línea negra) y de verano (Diciembre-Enero-Febrero, DJF) (línea roja): a) total y b) máxima diaria. Suavizado polinómico de grado 3 (líneas de trazos).

2,0° (lat x lon). Para el área del hemisferio Sur comprendida entre 20°S y 90°S el número de observaciones de presión entre 1900 y 1940 es de 50 (en promedio). Después de 1940 hay un sostenido aumento del número de observaciones disponibles, superando las 1000 desde el año 2000. A su vez, el error de las estimaciones de presión es el doble en la primera mitad del siglo XX, respecto al error promedio después del 2000 (Compo et al., 2011), por lo que los campos estimados para el inicio del siglo XX tienen mayor incertidumbre.

La serie de O₃ polar utilizada corresponde al mes de septiembre en la región comprendida entre 60°S-90°S. Esta elección se basa en el análisis de Polvani et al. (2011), quienes mostraron que, si bien el mínimo de O₃ polar ocurre en el periodo primaveral austral, existe un retraso de dos meses para que la señal estratosférica se propague hacia la troposfera. De esta manera, el mínimo primaveral de O₃ afecta al clima de DJF más que a otras estaciones del año.

Además, se analiza la serie anual de concentración global de dióxido de carbono (CO₂) del Institute for Atmospheric and Climate Science (IAC) (disponible en <https://www.co2.earth/historical-co2-datasets>) para el periodo 1911-2012.

3. METODOLOGÍA

Como primer paso se estimaron las tendencias lineales de las series de precipitación de DJF a través del estimador no paramétrico de Sen (Sen, 1968). La significancia estadística se evaluó con el test de Mann-Kendall de uso común en el análisis de tendencias en series de tiempo climáticas e hidrológicas (Hamed, 2008). Se utilizó el test de Pettitt (Pettitt, 1979) como método de detección de punto de cambios, ya sea por alteraciones en la media, varianza y/o en la amplitud. Para llevar a cabo esto se utilizó el paquete “trend” (ThorstenPohlert, 2018) del software libre R versión 3-6-1 (R Core Team, 2019). Se analizaron el periodo 1911-2016 y el sub-periodo 1956-1994. Este último se eligió en

base al salto climático de 1956 (Minetti y Vargas, 1997) y a que en la Figura 1a se observa “a ojo desnudo” una pendiente positiva a partir de ese año, aproximadamente, hasta 1994. Por otro lado, en la Figura 1-b de la máxima diaria hay tendencia positiva desde 1956 hasta 1994 cuando ocurre un pico superior a 160 mm. El objetivo fue evaluar la magnitud y la significancia de la pendiente en ese sub-periodo en ambas series, para determinar en qué medida la tendencia de la máxima diaria está presente en la total de verano.

Se evaluó luego la correlación espacial entre las series de precipitación de verano de Tucumán y las series de V, U, P y T de DJF en la región comprendida entre 10°N - 90°S y 20°O - 100°O que abarca Sudamérica y la zona Sur de los Océanos Atlántico y Pacífico, utilizando la aplicación Explorador Climático KNMI (KNMI Climate Explorer: <https://climexp.knmi.nl/>) del Real Instituto Meteorológico de los Países Bajos (Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, KNMI), que forma parte de la Organización Meteorológica Mundial (WMO, World Meteorological Organization). Esta aplicación contiene datos climáticos y herramientas de análisis estadístico (temporal y espacial), y genera resultados numéricos y gráficos (Van Oldenborgh et al., 2008; Trouet y Van Oldenborgh, 2013).

Finalmente, se analizó la asociación de las tendencias a largo plazo de las series de precipitación con las series de V, U, P y T promediadas en determinadas regiones (recuadros en las Figuras 3 a, c, e y g, respectivamente). La elección de estas regiones se hizo en base al coeficiente de correlación y a la posible conexión de las mismas con el monzón sudamericano. La significancia estadística se estimó utilizando el test t de Student. Para evaluar la influencia de la variabilidad oceánica, se correlacionaron las series de precipitación, U, V y T con las series del Índice de Oscilación del Sur (SOI, Southern Oscillation Index) (<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/soi/soi.dat>), Oscilación Decadal del Pacífico (PDO,

Serie de precipitación	1911-2016		1956-1994	
	Pendiente de Sen [mm/año]	p	Pendiente de Sen [mm/año]	p
Máxima diaria (anual)	0,11	0,22	0,62	0,09
Máxima diaria (DJF)	0,15	0,08	0,85	0,03
Total (anual)	2,66	0,0005	1,34	0,70
Total (DJF)	1,61	0,001	3,34	0,26

Table I: Pendiente de Sen y significancia de acuerdo al test de Mann-Kendall para la precipitación total y máxima diaria anual y de la estación de verano en Tucumán, para el período 1911-2016 y sub-período 1956-1994. Se remarcan en negrita los valores con nivel de confianza mayor al 95 % ($p < 0,05$).

Pacific Decadal Oscillation) (<http://research.jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest.txt>) y Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, Atlantic Multidecadal Oscillation) (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.long.data/>). En el caso del SOI, siguiendo la metodología de Barreiro et al. (2014), se filtró la influencia de la PDO mediante una regresión lineal. Se calculó la correlación con un promedio móvil de 5 años para filtrar las altas frecuencias. Lo mismo se hizo con las series de O₃ polar y CO₂ global para evaluar la influencia antropogénica.

En el análisis de correlación se analizaron los periodos 1911-2012 y el sub-periodo 1960-2012. La elección de este último se fundamenta en el cambio de signo observado en la pendiente de la serie de O₃ aquí analizada en 1960 y al aumento de la pendiente de la serie de CO₂. Con esto se busca evaluar la existencia de cambios cuando se analiza el periodo en que parece variar la tendencia de los forzantes antropogénicos.

4. RESULTADOS

4.1 Tendencias de largo plazo

La Tabla I muestra las pendientes de las series de precipitación de Tucumán. Hay tendencias positivas significativas con nivel de confianza mayor a 95 % en las series de precipitación total y al 92 % para la máxima de verano.

Mediante el test de Pettitt, se encuentra que las

series de precipitación total tienen un punto de cambio significativo en 1956, correspondiente al salto climático detectado por Minetti y Vargas (1997).

Las series de precipitación máxima diaria no presentan punto de cambio significativo según el test de Pettitt. Sin embargo, en la Figura 1 se observa un sub-período, 1956-1994, de tendencia positiva más marcada en ambos casos, total y máxima diaria, cuyos valores se listan también en la Tabla I. La pendiente de dicho sub-periodo es significativa al 95 % para la serie máxima diaria de verano y al 91 % para la máxima anual. La menor significancia para la máxima anual se debe a la presencia de algunos picos pronunciados no presentes en DJF (por ejemplo, en 1978) que aumentan el ruido de la serie. Respecto a esto, si bien el 72 % de los máximos de precipitación anuales ocurren en verano, existen algunas diferencias en las series (Figura 1b). En la Figura 2 se muestran el mes de ocurrencia del máximo en cada año hidrológico, donde se observa que entre 1930 y 1970 hay 14 años en los cuales la máxima diaria se dio fuera de DJF. De esos 14 años, en 9 la máxima diaria ocurrió en marzo y 1 en abril, por lo que podríamos decir que en esos años hubo corrimiento de la máxima a meses posteriores a DJF. En los 4 años restantes las máximas ocurrieron en noviembre. En tanto, entre 1970 y 2012 el número de años en los que la máxima ocurrió fuera de DJF disminuyó a 9, siendo 6 casos en marzo, 2 en abril y 1 en mayo. En este último periodo no

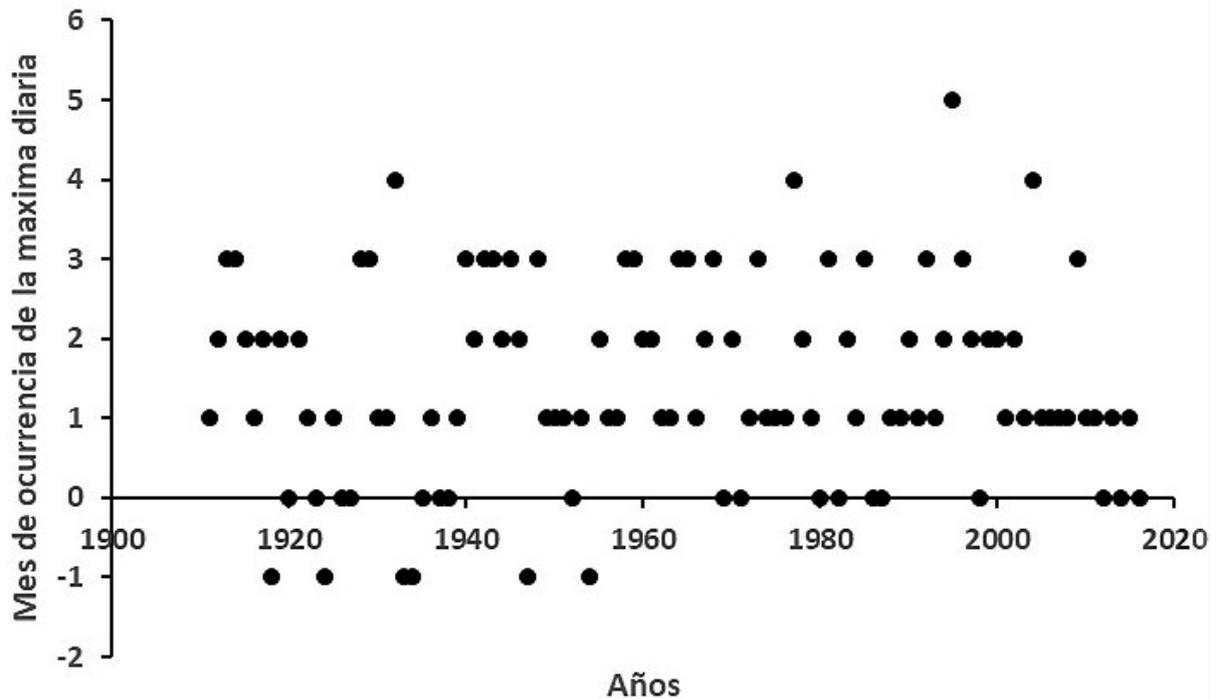


Figure 2: Mes de ocurrencia de la máxima precipitación diaria para cada año. Los meses corresponden a: -1 = noviembre, 0 = diciembre, 1 = enero, 2 = febrero, 3 = marzo, 4 = abril, 5 = mayo.

Variable / Período	Variable / Región promediada			
	U (200 hPa) / 15-25°S, 60-90°O	V (850 hPa) / 15-25°S, 50-70°O	P / 10-30°S, 0-20°O	T / 20-50°S, 30-50°O
Precipitación total DJF / 1911-2012	0,71	0,70	0,70	0,76
Precipitación total DJF / 1960-2012	0,22	0,17	0,72	0,44
Precipitación máxima DJF / 1911-2012	0,57	0,58	0,39	0,59
Precipitación máxima DJF / 1960-2012	0,50	0,55	0,30	0,57

Table II: Coeficientes de correlación (r) entre las series de precipitación de Tucumán y las variables troposféricas U, V, P y T, para los periodos 1911-2012 y 1960-2012, a las que previamente se filtraron oscilaciones de alta frecuencia mediante un promedio móvil de 5 años. En negrita se marcan los coeficientes significativos al 95 % según el test t de Student.

ocurrieron máximos previos a DJF. Por lo tanto, en las últimas décadas la máxima diaria ocurrió entre los meses de diciembre y mayo en cada año hidrológico, a diferencia del resto de la serie

donde se observa que los máximos ocurren entre noviembre y abril, por lo que podríamos decir que hubo un “leve corrimiento” hacia el otoño en el periodo anual de mayores precipitaciones.

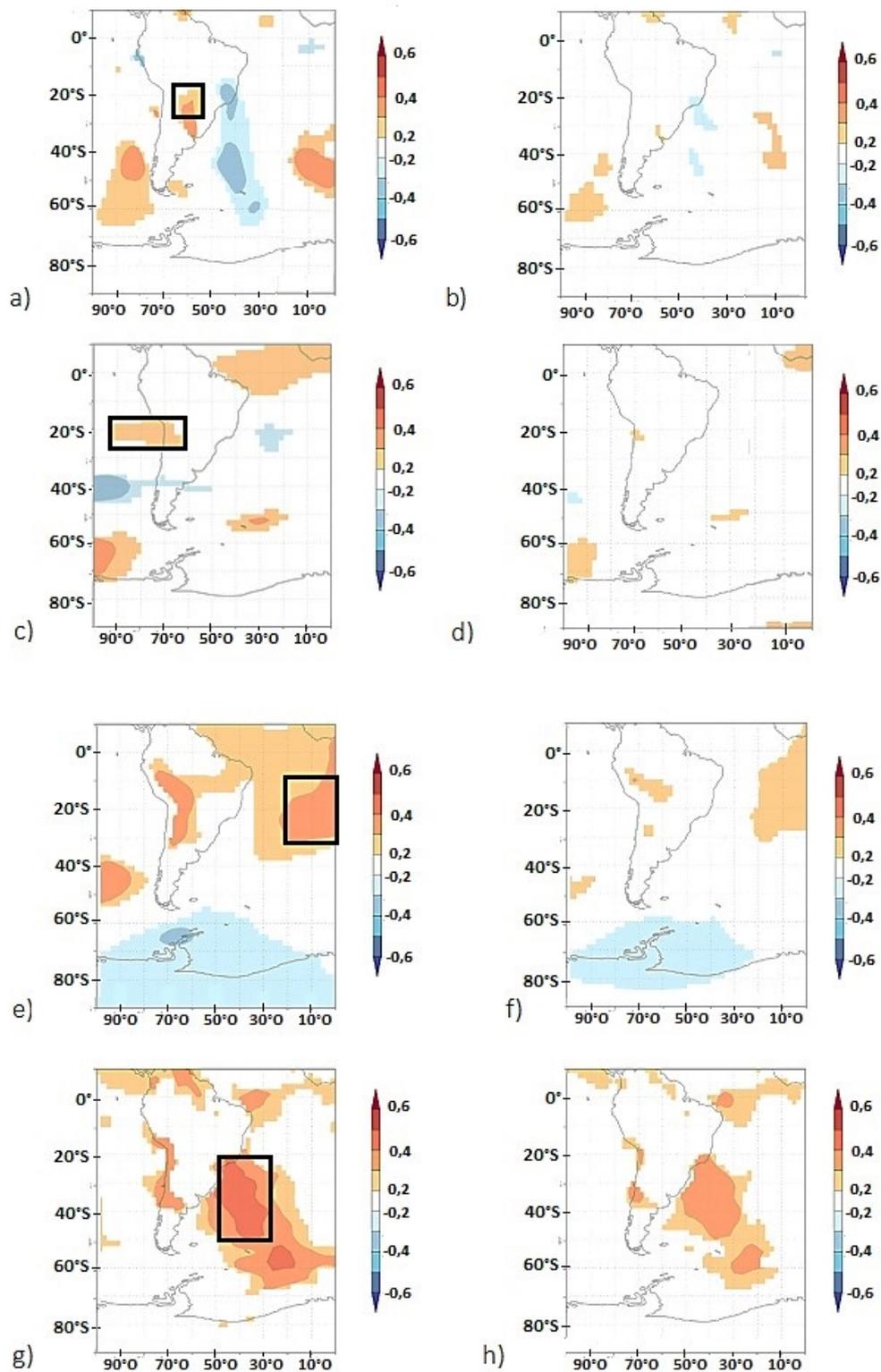


Figure 3: Mapas de correlación de: a) y b) V (viento meridional a 850 hPa), c) y d) U (viento zonal a 200 hPa), e) y f) P (presión a nivel del mar), g) y h) T (temperatura media del aire de 2 a 10 m), con las series de precipitación total (columna hacia la izquierda) y máxima diaria (columna hacia derecha) de DJF, de Tucumán. Zonas con color corresponden valores de r con nivel de confianza mayor a 95 %. Figura obtenida con el Explorador Climático KNMI. Los recuadros negros indican las regiones promediadas para V, U, P y T para un posterior análisis.

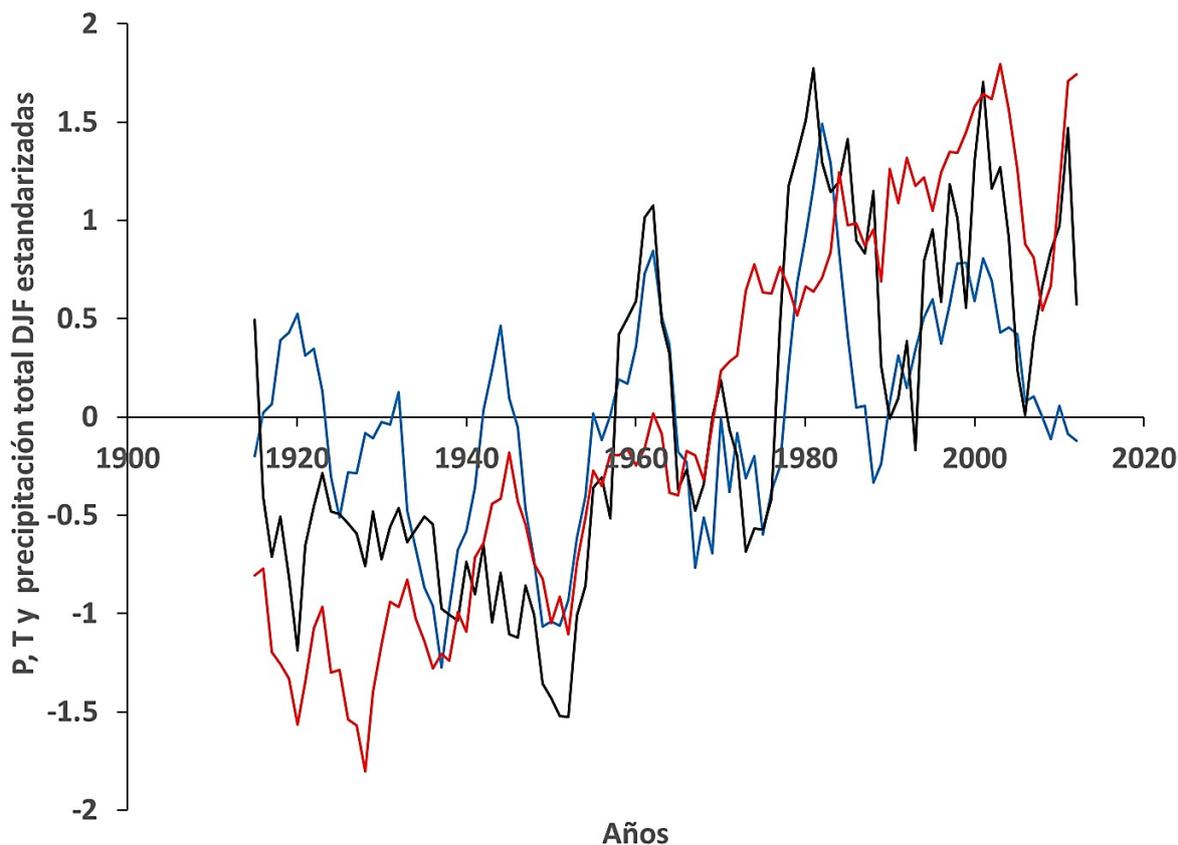


Figure 4: Series de precipitación total de Tucumán (línea negra), P promedio del área comprendida entre 10°S-30°S y 0°O-20°O (línea azul) y T promedio del área comprendida entre 20°S-50°S y 30°O-50°O (línea roja), correspondientes a la estación de verano, DJF. Series estandarizadas y suavizadas con promedio móvil de 5 años.

En cuanto a las series de precipitación total, no presentan pendiente significativa en el sub-periodo analizado posterior al salto brusco ocurrido en 1956.

4.2 Asociación con variables de vientos, presión y temperatura

En la Figura 3 se muestran mapas de coeficiente de correlación (r) de las series de precipitación de Tucumán DJF y las series de V, U, P y T. Todos los valores graficados tienen nivel de confianza mayor a 95 %.

Hay correlación positiva entre V y la precipitación total (Figura 3a) en la zona del Pacífico entre los 40° y 60°S y en el continente en la zona de la baja del Chaco, y negativa en

una franja del Atlántico que sube hasta Brasil donde se ubica la Zona de Convergencia del Atlántico Sur. El mismo patrón de correlación, pero debilitado, se observa para la precipitación máxima (Figura 3b). En el caso de U y la precipitación total se observa correlación positiva con la zona de la Alta de Bolivia, el Atlántico ecuatorial, la zona sur de los océanos Atlántico y Pacífico. Se observa correlación negativa con una zona del Pacífico entre los 35°S y 45°S. En el caso de la precipitación máxima diaria este patrón se ve casi desdibujado, excepto la correlación con las zonas sur de ambos océanos.

En el caso de P y la precipitación total (Figura 3e) se observa una correlación positiva con valores de r entre 0,3 y 0,4 en la zona del Atlántico a la

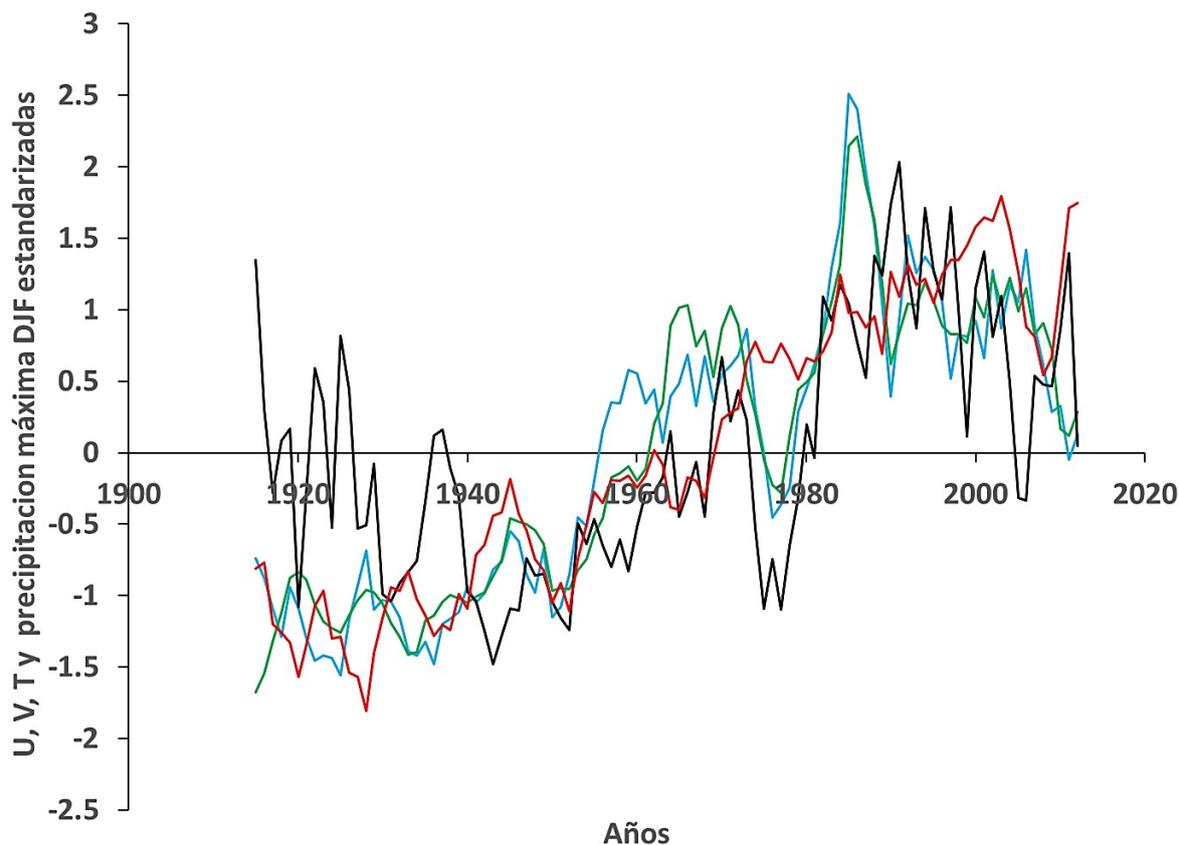


Figure 5: Series de precipitación máxima diaria de Tucumán (línea negra), U promedio del área comprendida entre 15°S-25°S y 60°O-90°O (línea celeste), V promedio del área comprendida entre 15°S-25°S y 50°O-70°O, (línea verde) y T promedio del área comprendida entre 20°S-50°S y 30°O-50°O (línea roja), correspondientes a la estación de verano, DJF. Series estandarizadas y suavizadas con promedio móvil de 5 años.

altura de Brasil, en la zona continental en Bolivia y región de Chaco y en una pequeña zona del Pacífico entre los 40° y 50°S. Se observa también correlación negativa con la zona Antártica. Este mismo patrón, aunque debilitado, aparece en el caso análogo con la precipitación máxima diaria (Figura 3f). En el caso de T y ambas series de precipitación hay correlación positiva con la temperatura en el Atlántico, hacia el Sur de 20°S, y en menor medida con la de la zona de la costa del Pacífico en el centro de Chile.

Se calcularon las series promedio en las regiones de recuadros en Figura 3 (como se mencionó en la sección 3) y se estimó la correlación lineal entre ellas y cada serie de precipitación. La Tabla

II muestra los valores de r según la variable correspondiente y la región a la que pertenece U (Alta de Bolivia), V (jet de niveles bajos), P y T (ambas del Atlántico Subtropical). Las Figuras 4 y 5 muestran la precipitación total y la máxima diaria de DJF, respectivamente, junto a las series con que mejor correlacionan (P y T para la primera, U y T para la segunda). Todas las variables, excepto P, parecen presentar una tendencia más monótona en el período completo. La Tabla II muestra también la correlación para el sub-período 1960-2012.

Se observa que la correlación entre los valores de precipitación y de las otras variables es positiva en todos los casos. En el caso de V, el mismo tiene

valores negativos en la región considerada por tener sentido hacia el sur (el sentido positivo es hacia el norte por convención). Así, la correlación positiva entre V y la precipitación indica que en periodos en que el viento meridional V fue de menor intensidad (menos negativo), la precipitación fue mayor. Esto descartaría la posibilidad de que el comportamiento a largo plazo en la precipitación se explique por un aumento de la intensidad del jet de capas bajas, a diferencia de lo que ocurre en las llanuras del este de Argentina en los denominamos “eventos de jet de niveles bajos” (Nicolini et al., 2002). En los demás casos (U , P y T), la correlación positiva obtenida sugiere que el incremento en la precipitación estaría vinculado al Alta de Bolivia (aumento de U) y al Atlántico (aumento de P y T).

La correlación de la precipitación total con P es alta en 1911-2012 y 1960-2012. A partir de 1960 ambas series evidencian una periodicidad casi en fase del orden de 20 años (Figura 3). Esta periodicidad corresponde a un patrón de variabilidad océano-continente denominado Oscilación Subtropical (OST) por Minetti y Leiva (2005) con impacto en el inicio de la estación lluviosa (noviembre-diciembre). Ellos postulan que en los meses posteriores (enero-febrero-marzo) la precipitación es principalmente afectada por factores continentales regionales y no tanto por la OST. Por otra parte, la periodicidad hallada podría estar relacionada con la periodicidad en el movimiento del baricentro solar (Cionco y Pavlov, 2018), ya analizada en conexión con la precipitación total de Tucumán por Heredia et al. (2019). El baricentro afectaría la radiación solar, que tendría a su vez impacto en el clima mediante mecanismos dinámicos objeto de gran discusión y controversia que no son objeto de este estudio. Heredia et al. (2019) argumentan la posibilidad de que este ciclo de 20 años afecte más a las características de la superficie del mar, de manera que sería esperable esta oscilación en P (Figura 4). Sin embargo, T también corresponde al promedio de un área íntegramente en el Atlántico, pero

no evidencia esta ciclicidad. Heredia et al. (2019), quienes analizan T de Tucumán (es decir continental), encuentran una correlación lineal con parámetros del baricentro solar del orden 0,1 mientras que en el caso de la precipitación total es de 0,4. En general podríamos decir que cuando se considera el período completo 1911-2012, la tendencia lineal de largo plazo predomina sobre la variación bidecadal en el patrón de variabilidad de la precipitación total, y por esto la correlación con T es ligeramente mayor que con P .

Los valores del coeficiente de correlación de la máxima diaria con U , V y T se mantienen similares en los dos periodos analizados (Tabla II). Con P la correlación es variable según el período, y pierde significancia en 1960-2012 por la ausencia de la variación bidecadal en la máxima diaria. Como se puede observar en la Figura 5 el comportamiento a largo plazo de la precipitación máxima diaria en Tucumán fue similar al comportamiento de las series de temperaturas en el Atlántico subtropical y del viento zonal continental en niveles altos. Sin embargo, se encuentran ciertos desfases en las variaciones de menor amplitud. Ambos resultados estarían de acuerdo con la hipótesis de que una intensificación de la Alta de Bolivia y mayores temperaturas en el océano Atlántico estarían asociadas con más lluvia en la región. Por otra parte, se debe tener en cuenta que un análisis estadístico, sin el acompañamiento del estudio físico que explique una asociación o causa-consecuencia, no permite discriminar si las variaciones similares observadas corresponden a una relación física real existente entre las variables o si son consecuencia simplemente de una fuente externa común a ambas variables.

Las variables U , V , P y T no son todas independientes entre sí. La correlación entre U y V es de 0,7, tal como se esperaría, ya que las áreas promediadas corresponden a un mismo sistema integrado por la Alta de Bolivia, la Baja del Chaco y el jet de niveles bajos. Por otra parte, la correlación de P con U , V y T es baja ($r < 0,5$ en todos

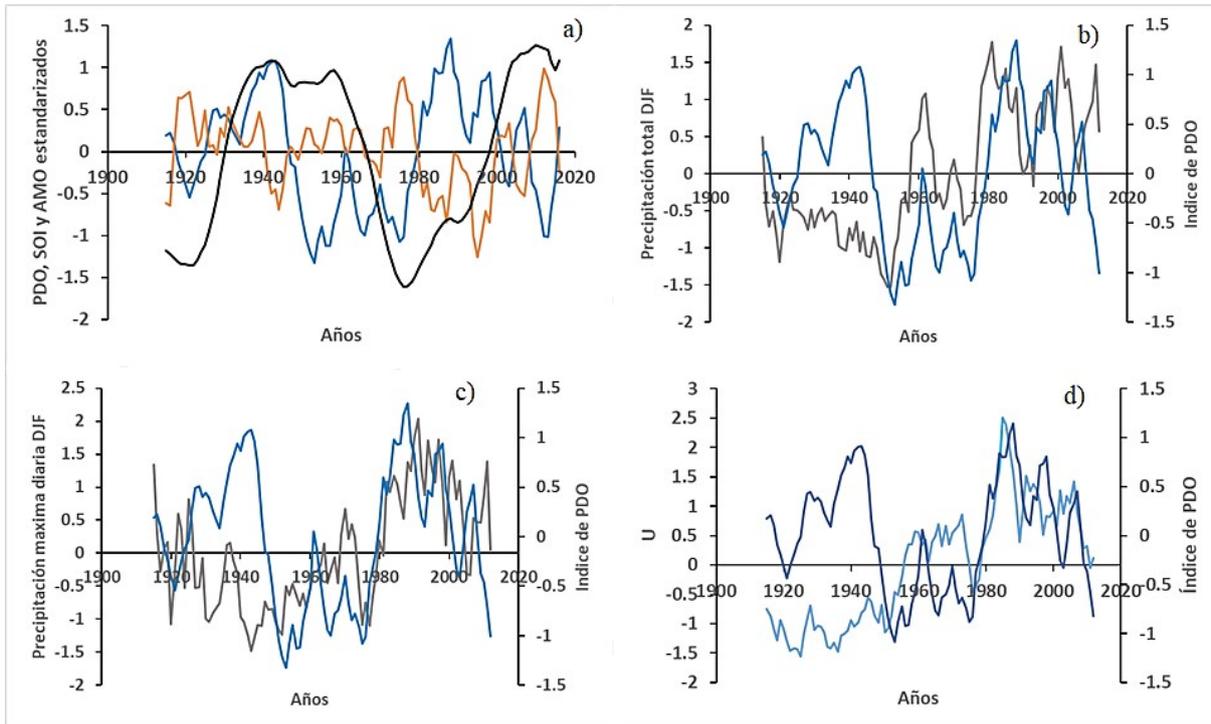


Figure 6: Series estandarizadas y con promedio móvil de 5 años de: a) PDO (línea azul), AMO (línea negra) y SOI (línea naranja), b) precipitación total de DJF (línea gris) y PDO (línea azul), c) precipitación máxima diaria de DJF (línea gris) y PDO (línea azul), d) U (línea celeste) y de PDO (línea azul).

los casos) y no significativa estadísticamente, por lo que P sería independiente de ellas. Físicamente podría pensarse que P evidenció cambios relacionados a la expansión de la Celda de Hadley (Lucas et al., 2014), los cuales en U y V podrían ser menores comparados con aquellos cambios que surgen de otros factores, tales como los relacionados a procesos continentales. En relación a esto último, Vera et al. (2019) analizan la relación entre U en la región 15°S - 20°S y la expansión de la Celda de Hadley global, y encuentran que no hay correlación estadísticamente significativa, postulando que la circulación podría ser influenciada por otros mecanismos independientes de la expansión tropical, tales como los relacionados al Monzón Sudamericano. La baja correlación de P con U , V y T se debe a que P presenta una cuasi-periodicidad de 20 años, la cual está ausente (o es muy débil) en las otras variables.

4.3 Asociación con variabilidad oceánica

La Figura 6a muestra las series de PDO, AMO y SOI. No se encontraron correlaciones estadísticamente significativas entre las series oceánicas y la precipitación para el periodo 1911-2012 en ningún caso (Tabla III). En el sub-periodo 1960-2012 solo se encuentra correlación significativa con PDO, siendo $r = 0,5$ para la precipitación total y $r = 0,6$ para la máxima diaria. En la Figura 6 se muestran las series de precipitación total (6b) y máxima diaria (6c) con la serie de PDO. Se observa que después de 1950 las series de precipitación siguen a la serie de PDO en las variaciones de mayor magnitud (por ejemplo, en el rápido incremento entre 1975 y 1980, Figuras 6b y 6c) dando la apariencia de una modulación de la precipitación por parte de PDO. Sin embargo, hay variaciones de menor amplitud que no son compartidas y también algunos desfases entre las series.

Variables	PDO		AMO		SOI		CO ₂		O ₃	
	1911-2012	1960-2012	1911-2012	1960-2012	1911-2012	1960-2012	1911-2012	1960-2012	1911-2012	1960-2012
P	0,24	0,47	-0,25	0,04	-0,12	-0,04	0,38	0,15	-0,36	-0,31
T	0,09	0,45	-0,02	0,07	-0,27	0,28	0,89	0,81	-0,69	-0,86
U	0,12	0,68	-0,10	-0,05	-0,43	-0,25	0,71	0,21	-0,46	-0,31
V	0,10	0,61	-0,11	-0,08	-0,36	-0,22	0,74	0,22	-0,50	-0,30
Precipitación máxima diaria	0,29	0,60	-0,27	0,07	-0,15	-0,04	0,59	0,50	-0,65	-0,63
Precipitación total	0,19	0,50	-0,14	0,17	-0,14	0,20	0,69	0,36	-0,56	-0,45

Table III: Coeficientes de correlación lineal (r) de las series de CO₂ global anual y O₃ promedio polar (entre 60 y 90°S) de Septiembre con las series de precipitación de Tucumán y las variables U, V, P y T con promedio móvil de 5 años. En negrita se marcan los coeficientes significativos al 95 % según el test t de Student.

Barreiro et al. (2014) mostraron que la combinación de un Océano Atlántico ecuatorial con anomalías frías y un Océano Pacífico ecuatorial con anomalías cálidas estuvo asociada al marcado incremento en las precipitaciones en el norte de Argentina en la década de 1970. La transición de la temperatura del Atlántico alrededor de la década del '70 favoreció el incremento de la precipitación y a partir de la década del '80 el cambio de fase de la PDO ayudó a mantener las anomalías positivas a partir de entonces. El mecanismo físico propuesto en su trabajo consiste en un aumento del flujo de humedad del Atlántico al Amazonas inducido por un Pacífico ecuatorial más cálido y un Atlántico ecuatorial más frío. Este flujo de humedad es desviado debido a los Andes, y en combinación con un anticiclón en niveles altos centrado en 40°S – 40°O favorece la convergencia de humedad en el norte de Argentina. Nuestros resultados muestran que desde 1950 la precipitación presenta a grandes rasgos variaciones similares a la PDO, aunque previo a esto las series prácticamente no muestran co-variabilidad.

Análogamente, se calculó la correlación entre la PDO y las variables U, V, P y T. Al igual que con la precipitación, en 1911-2012 ninguna de

dichas variables tiene correlación significativa con PDO (Tabla III). En tanto, en 1960-2012 se obtuvo correlación significativa para PDO solo con U ($r = 0,68$) y V ($r = 0,61$). De esta manera, la influencia de la PDO en la circulación podría ser en el viento zonal y meridional de la zona continental, aunque con importancia solo desde la segunda mitad del siglo XX (Figura 6d). Esto podría estar relacionado a los cambios en la circulación inducidos por la PDO, tales como el anticiclón en niveles altos centrado en 40°S 40°O mencionado en el trabajo de Barreiro et al. (2014) que favorecen la convergencia de humedad en el norte de Argentina y afectan a la precipitación.

La combinación de un índice AMO negativo con la PDO positiva se da antes de 1920 y posterior a 1970, coincidiendo con los mayores valores de precipitación. Esta combinación podría favorecer un Pacífico ecuatorial más cálido y un Atlántico ecuatorial más frío. Esto podría explicar que el coeficiente de correlación entre la precipitación y PDO sea significativo en la segunda mitad del siglo XX y no en el periodo 1911-2012. Así, el argumento de Barreiro et al. (2014) sobre la influencia del Atlántico-Pacífico explicaría parte del comportamiento de la precipitación en Tucumán. El salto de la precipitación total

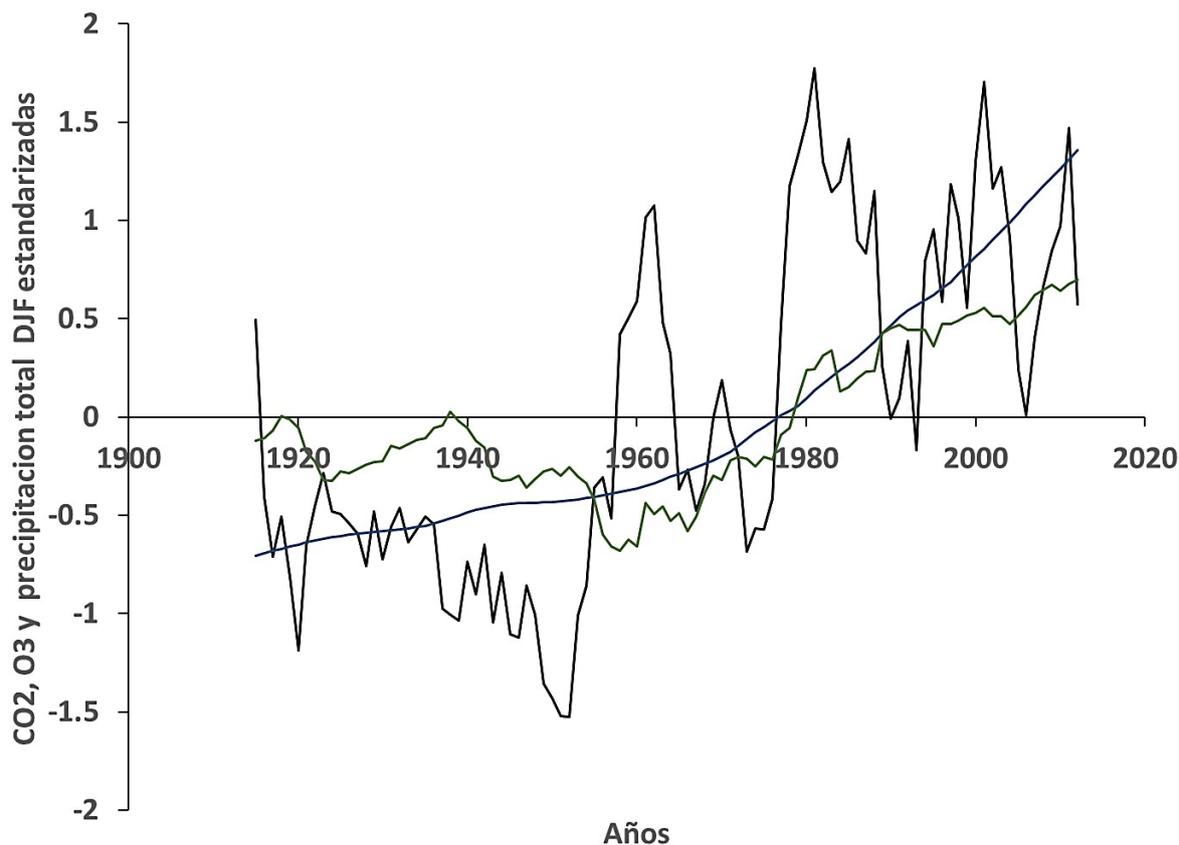


Figure 7: Series estandarizadas y suavizadas con promedio móvil de 5 años de: precipitación total de DJF de Tucumán (línea negra), CO₂ global anual (línea azul) y columna total de O₃ polar de septiembre (multiplicada por -1 para una “visión directa”, línea verde).

en 1956 no sería explicable con este mecanismo.

En cuanto a SOI, su coeficiente de correlación con las series de precipitación no supera el valor 0,20 en los dos periodos considerados. Esto coincide con el resultado del análisis de Minetti y Leiva (2005), quienes muestran que la Oscilación del Sur tiene débiles efectos en Tucumán. En el largo plazo, la Oscilación del Sur podría no tener influencia significativa, mientras el rol del Pacífico podría estar relacionado a PDO en combinación con AMO.

4.4 Asociación con el dióxido de carbono y el ozono

Las Figuras 7 y 8 muestran las series estandarizadas de CO₂ y O₃ polar junto con la precipitación total y la máxima diaria,

respectivamente. Los coeficientes de correlación lineal del CO₂ y O₃ polar con la precipitación, U, V, P y T se listan en la Tabla III.

El CO₂ presenta una variación monótona creciente, casi lineal, que es también la tendencia general de todas las variables analizadas, excepto al final de la serie, donde las variables se estabilizan o disminuyen sus valores. Esto hace que haya una correlación significativa en casi todos los casos en el periodo 1911-2012.

En el caso del O₃, donde se observa una correlación negativa, los valores son altos porque el O₃ presenta un cambio de tendencia general en 1960 que coincide con el cambio de tendencia en las series de precipitación y con la estabilización en los últimos años.

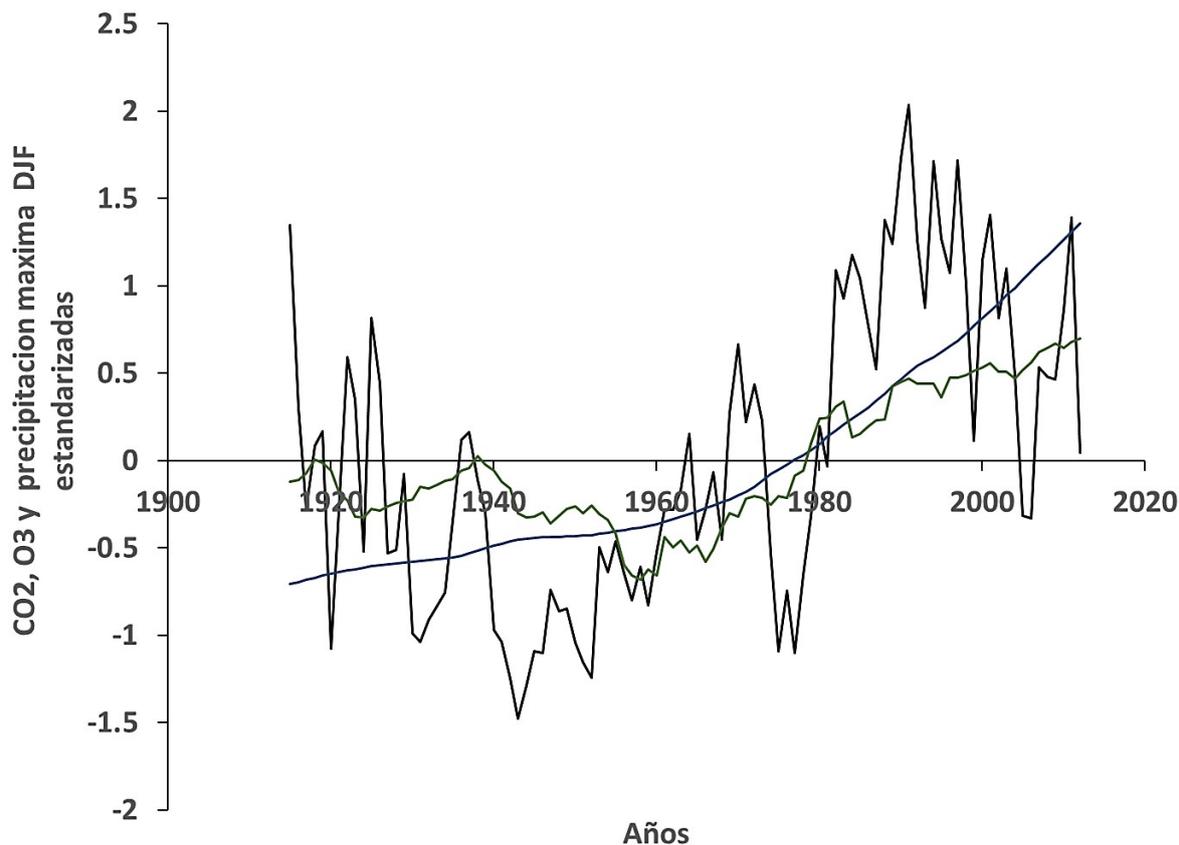


Figure 8: Series estandarizadas y suavizadas con promedio móvil de 5 años de: precipitación máxima diaria de DJF de Tucumán (línea negra), CO₂ global anual (línea azul) y columna total de O₃ polar de septiembre (multiplicada por -1 para una “visión directa”, línea verde).

Si analizamos solo el sub-periodo 1960-2012, la correlación de las series es más alta con el O₃ que con el CO₂ en todos los casos. Esto es debido a que, como se mencionó, además de tener una tendencia monótona la serie el O₃ al final se estabiliza y esto coincide con tendencia menos marcada o casi nula en las series de precipitación.

Las notables cuasi-periodicidades interdecadales de las series de P, de U y de V hace que la correlación en estos casos sea menor, ya que son oscilaciones totalmente ausentes en el CO₂ y débiles en el O₃. En cambio, en T predomina tendencia monótona, lo que provoca como resultado una alta correlación (mayor a 0,8) con las series de CO₂ y O₃; esto concuerda con el aumento de temperatura global de origen antropogénico.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La precipitación total de DJF en Tucumán presenta los mayores coeficientes de correlación con T ($r = 0,76$) y con P ($r = 0,70$) cuando se considera el período 1911-2012. Para el sub-período 1960-2012 la correlación con P casi no cambia ($r = 0,72$) y con T disminuye ($r = 0,44$). Esto se puede observar en la Figura 3, donde se ve claramente que en el sub-período, si bien hay una tendencia similar a la de T, es mayor la cuasi-periodicidad de 20 años que acompaña a P.

Para evaluar estadísticamente la cuasi-periodicidad mencionada, se calculó la transformada de wavelet (TW), la coherencia de wavelet (CW) y el espectro cruzado de wavelet (ECW) entre P y la precipitación

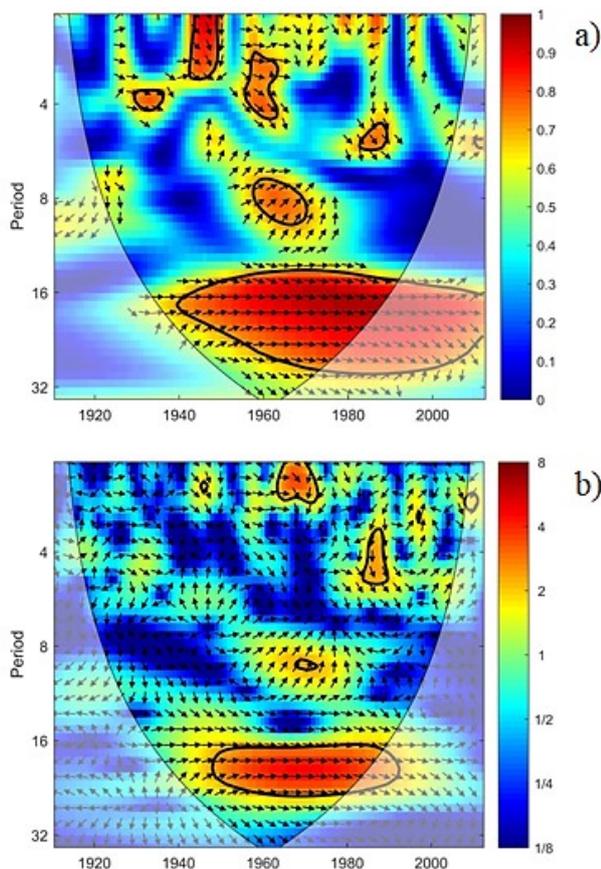


Figure 9: (a) Coherencia de wavelet y (b) espectro cruzado de wavelet entre P y la precipitación total de verano.

total (ambas sin promedio móvil). TW, a diferencia del espectro de Fourier, es una técnica capaz de detectar periodicidades variables en el tiempo. CW mide las oscilaciones comunes en ambas series y ECW mide la correlación entre estas oscilaciones, ambos en términos de frecuencia. Seguimos el mismo procedimiento de Heredia et al. (2019), utilizando el algoritmo desarrollado por Torrence y Compo (1998) y el software desarrollado por AslakGrinsted (disponible en <http://www.glaciology.net/wavelet-coherence/>) (Grinsted et al., 2004). Se observa una clara periodicidad común y en fase de 20 años a partir de 1960 (Figura 9b) con una correlación mayor a 0,8 (Figura 9a), con un 95% de nivel de confianza. Por lo tanto, la precipitación muestra variaciones periódicas de 20 años

presentes en P, y el forzante detrás de estos cambios podría responder a la dinámica del movimiento del baricentro solar, aunque el mecanismo subyacente que sustentaría el buen acuerdo estadístico hallado es aún desconocido.

En cuanto a la buena correlación obtenida con T, la misma es fuertemente dependiente del periodo analizado, como se observa en los coeficientes de correlación presentados anteriormente. La buena correlación podría deberse a que ambas presentan tendencia lineal positiva y no a que haya una conexión física real. La tendencia lineal en T desde la segunda mitad del siglo XX es muy similar a la tendencia de CO₂ ($r = 0,89$) y posiblemente debida al calentamiento global de las últimas décadas.

En el caso de la precipitación máxima diaria la mayor correlación se observa con las series de T, U y V, con valores similares (de 0,5 a 0,6) tanto el periodo completo como en el sub-periodo.

Lo expuesto anteriormente está de acuerdo con el efecto de las condiciones del Atlántico sobre la precipitación en el NOA y también con el del sistema cuasi-monzónico en la región norte de Argentina, Bolivia y Brasil. Específicamente, los parámetros de regiones oceánicas analizados (P y T) muestran mayor correlación con la precipitación total, mientras que los parámetros continentales (U y V) adquieren importancia al estudiar la máxima diaria.

En cuanto al impacto de la variabilidad oceánica, las series de precipitación parecen estar moduladas por la PDO en combinación con AMO desde la década del 70, variaciones que también se observan en las series de U y V. Por otra parte, el corrimiento en la época en que suele ocurrir el máximo diario anual, mencionado en la Sección 4-A, podría ser indicador de un aumento en la duración del periodo de lluvias. A su vez, esto podría estar relacionado al aumento de la duración del monzón sudamericano desde 1971 documentado por Carvalho et al. (2011), quienes lo asocian a la transición climática de la década del 70 relacionada a la PDO. Así, la PDO junto

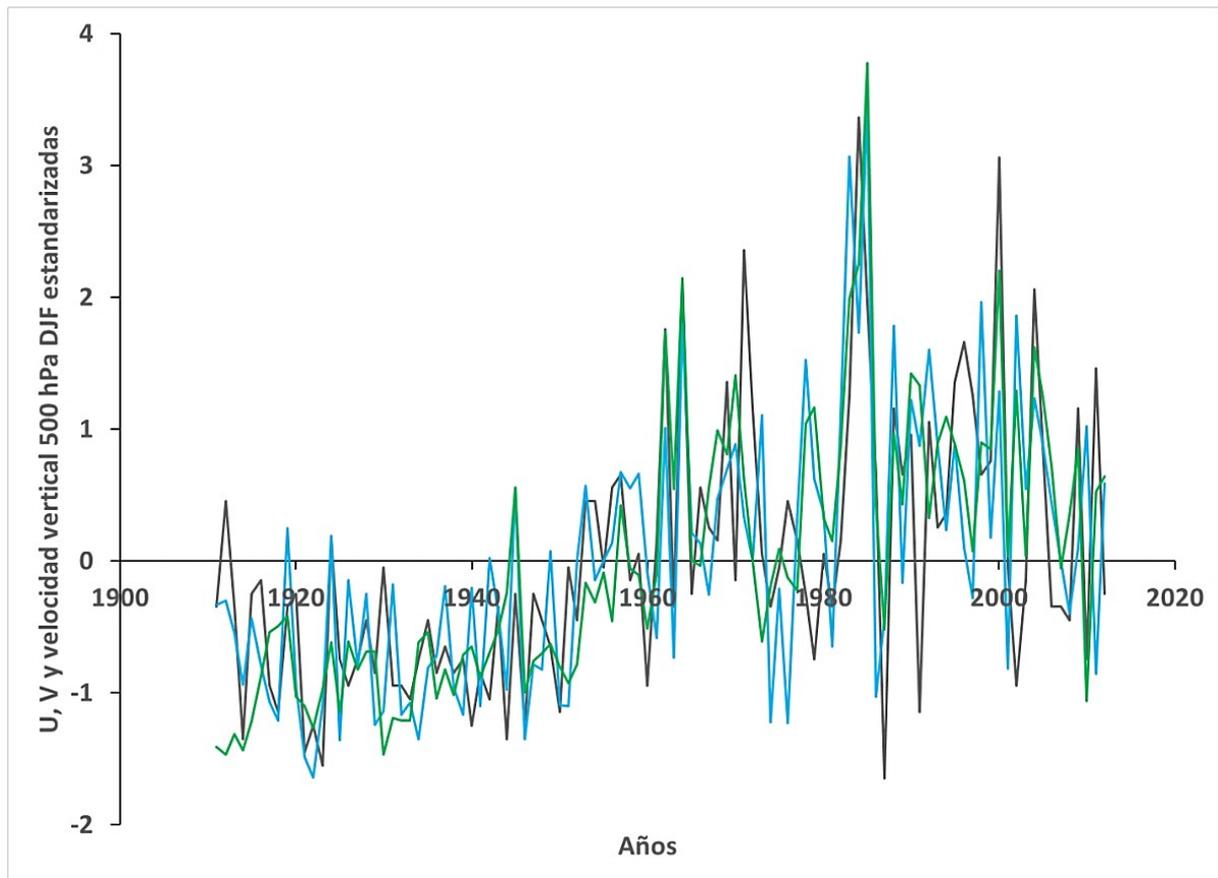


Figure 10: Series estandarizadas de: U promedio del área comprendida entre 15°S-25°S y 60°O-90°O (línea celeste), V promedio del área comprendida entre 15°S-25°S y 50°O-70°O (línea verde) y velocidad vertical en 500 hPa de la misma región que U (línea gris).

con la AMO tendrían un rol importante sobre la precipitación en Tucumán.

Respecto al aumento del CO₂, además del aumento de la temperatura global, provocaría un aumento de las precipitaciones debido a la intensificación del ciclo hidrológico. En este sentido, Vera y Díaz (2014) encontraron que los modelos que consideran el aumento de gases de efecto invernadero como único forzante son capaces de reproducir sólo parcialmente las tendencias en la región a la que pertenece Tucumán. Nuestros resultados estadísticos sugieren que el O₃ y el movimiento de baricentro solar podrían también impactar en el comportamiento a largo plazo de la precipitación, aunque un análisis más exhaustivo es necesario para fundamentar esto.

En cuanto al O₃, las correlaciones negativas encontradas estarían de acuerdo con los resultados de Kang et al. (2011) y Gonzalez et al. (2014) quienes señalan que una disminución de ozono polar induciría un aumento en la precipitación en regiones de Sudamérica. Precisamente, Cai y Cowen (2007) remarcaron la importancia de contar con modelos que cuantifiquen la contribución del O₃, debido a que se proyecta que el O₃ estará completamente recuperado hacia el 2050, y su impacto en el clima del hemisferio sur sería opuesto al del incremento del CO₂.

Respecto a las variables de circulación, en la Figura 10 se muestran las series estandarizadas de U, V y velocidad vertical en 500 hPa (indicador de circulación vertical en la troposfera

media) en la región en la que se analizó U, obtenido también del reanálisis 20 CR V2c. Se observa buen acuerdo entre dichas series, con valores de correlación con la velocidad vertical de 0,6 con U y 0,7 con V (sin suavizado). Esto indica que las variaciones de U están asociadas a variaciones en la actividad convectiva en esta región perteneciente al Alta de Bolivia. Por otro lado, se dio una disminución en el flujo meridional de vientos en capas bajas (V). Así, los cambios en la precipitación máxima diaria, que presenta buena correlación con U y V, no estarían asociados a cambios en la advección meridional de vapor mediante el jet de niveles bajos (V disminuyó), sino más bien a las variaciones en la convección. El aumento de la convección en la parte subtropical de Sudamérica en la segunda mitad del siglo XX fue reportado por Saurral et al. (2017), en concordancia con el presente análisis. El mecanismo físico detrás de la alta correlación entre U y el CO₂ podría consistir en un aumento en la actividad convectiva inducida por el aumento de la temperatura global. Chen et al. (2020) encuentran un aumento generalizado a nivel global en el valor medio de la energía potencial convectiva disponible (CAPE, Convective Available Potential Energy) en DJF como consecuencia del aumento de CO₂. En el centro y norte de Argentina el mayor aumento del CAPE se observaría en el Noroeste Argentino. Ellos postulan que el aumento del CAPE incrementaría la probabilidad de ocurrencia de eventos de convección profunda, de tal manera que en nuestra región podríamos esperar un aumento en la precipitación máxima diaria ante el aumento de CO₂. Desde ya que es necesaria una investigación más profunda y detallada para resolver la relación entre el aumento del CAPE y su posible efecto en la precipitación.

En la Tabla III se observa que la correlación de U y V con el CO₂ baja notoriamente cuando se considera el sub-período 1960-2012. Esto se debe a que, como se observa claramente de la Figura 10, en ese período U y V prácticamente no presentan tendencia lineal neta.

Al no presentar una tendencia sostenida y

además al tener una marcada cuasi-periodicidad, P presenta una notable menor correlación con CO₂ que las demás variables. En el hemisferio sur la disminución de O₃ y el aumento de CO₂ del siglo pasado aportaron a las tendencias de expansión de la Celda de Hadley y produjeron un aumento de los valores de presión de los anticiclones subtropicales en la segunda mitad del siglo XX (Lucas et al. 2014, Nguyen et al. 2015). La estabilización del O₃ de los últimos años de la serie coincide con la ausencia de tendencia lineal en la serie de precipitación total y de P en el Atlántico. Al estar proyectada una recuperación del ozono en las próximas décadas, una posibilidad es que los valores de precipitación total de DJF en Tucumán disminuyan o se estabilicen, tal como proponen Gonzalez et al. (2014) para el sudeste de Sudamérica. Sin embargo, el aumento de CO₂ también produce tendencias de aumento en la precipitación, por lo que una vez recuperado el O₃ aún podría haber un nuevo aumento de las precipitaciones posterior a la recuperación del O₃.

Es importante destacar que la serie de precipitación de Tucumán tiene gran variabilidad interanual e interdecadal. En particular la variación bidecadal en la precipitación total a partir de 1960 y en P en el período completo, que está presente también en la posición del baricentro solar. Hay otras variaciones en la precipitación total, y en especial en la máxima diaria, U, y V que podrían estar relacionadas a la PDO. Si bien se detectaron correlaciones altas con las variables mencionadas, se necesita un “sustento físico” para el análisis estadístico, en especial en relación a la influencia del baricentro. Por otra parte, se debería evaluar el efecto (refuerzo o atenuación) que los forzantes antropogénicos podrían tener en PDO y AMO considerando que estas oscilaciones parecen tener fuerte influencia en la precipitación. La profundización en el estudio de los mecanismos subyacentes podría ser clave para mejores proyecciones de la precipitación a largo plazo en escala local.

Agradecimientos: Los autores agradecen a la Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres (EEAOC) por los datos cedidos y a los dos revisores anónimos por sus valiosos aportes a este artículo. Franco D. Medina y Flavia M. Bazzano agradecen al CONICET por sus respectivas becas de investigación. Parte de este trabajo fue financiado con los Proyectos PICT 2015-0511 y PIUNT E642.

REFERENCIAS

- Barreiro, M., Diaz, N., Renom, M., 2014: Role of the global oceans and land-atmosphere interaction on summertime interdecadal variability over northern Argentina. *Climate Dynamics*, 42, 1733-1753. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2088-6>.
- Barros, V., Castañeda M.E., Doyle M., 2000a: Recent Precipitation Trends in Southern South America East of the Andes. An Indication of Climatic Variability. In: Smolka P., Volkheimer W. (eds) *Southern Hemisphere Paleo- and Neoclimates*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-59694-0_13.
- Barros, V., Gonzalez, M., Liebmann, B., Camilloni, I., 2000b: Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic Sea surface temperature on interannual summerrainfall variability in Southeastern South America. *TheorApplClimatol* 67, 123-133, <https://doi.org/10.1007/s007040070002>.
- Bazzano, F., Heredia, T., Elías, A. G., Lamelas, C., Forciniti, J., 2019: Tendencias en la Precipitación en Tucumán bajo Efecto del Cambio Climático. *Revista Meteorológica*. 44, 2, 1-14.
- Bettolli, M.L., Penalba, O.C., 2018: Statistical downscaling of daily precipitation and temperatures in southern La Plata Basin. *Int J Climatol*. 38, 3705- 3722. <https://doi.org/10.1002/joc.5531>.
- Biasutti, M., 2013: Climate change, future rise in rain inequality, *Nature Geoscience* 6, 337-338.
- Cai, W., Cowan, T., 2007: Trends in Southern Hemisphere Circulation in IPCC AR4 Models over 1950-99. *Ozone Depletion versus Greenhouse Forcing* *J. Climate*, 20, 681-693, <https://doi.org/10.1175/JCLI4028.1>.
- Campetella, C. M., Vera, C., 2002: The influence of the Andes mountains on the South American low-level flow, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 17, 1826, <https://doi.org/10.1029/2002GL015451>.
- Carvalho, L.M.V., Jones, C., Silva, A.E., Liebmann, B. and Silva Dias, P.L., 2011: The South American Monsoon System and the 1970s climate transition. *Int. J. Climatol.*, 31: 1248-1256. doi:10.1002/joc.2147
- Chen, T. S., Weng, S., Schubert, S., 1999: Maintenance of Austral Summertime Upper-Tropospheric Circulation over Tropical South America. The Bolivian High-Nordeste Low System. *J. Atmos. Sci.*, 56, 2081-2100, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<2081:MOASUT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<2081:MOASUT>2.0.CO;2).
- Chen, J., Dai, A., Zhang, Y., Rasmussen, K.L., 2020: Changes in Convective Available Potential Energy and Convective Inhibition under Global Warming. *J. Climate*, 33, 2025-2050, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0461.1>.
- Cionco, R.G., Pavlov, D.A., 2018: Solar barycentric dynamics from a new solar-planetary ephemeris. *Astron. Astrophys.* 615, A153. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201732349>
- Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R. J., Yin, X., et al., 2011: The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc.*, 137, 1-28. <https://doi.org/10.1002/qj.776>.
- Ferrero, M.A., Villalba R., 2019: Interannual and Long-Term Precipitation Variability Along the Subtropical Mountains and Adjacent Chaco ,22-29° S: in Argentina, *Front. Earth Sci.*, 7, 148. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00148>.
- Gan, M.A., Rao, V.B., Moscati, M.C.L., 2005: South American monsoon indices. *Atmosph. Sci. Lett.*, 6. 219-223. <https://doi.org/10.1002/asl.119>.
- Gonzalez, P.L.M., Polvani, L.M., Seager,

- R., 2014: Stratospheric ozone depletion. a key driver of recent precipitation trends in South Eastern South America *ClimDyn*: 42, 1775. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1777-x>.
- Grinsted, A., Moore, J., Jevrejeva, S., 2004: Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Process Geophys.* 11, 561–566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>.
- Hamed, K.H., 2008: Trend detection in hydrologic data. The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis. *J. Hydrol.* 349, 350–363, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.009>.
- Heredia T., Bazzano F. M., Cionco R.G., Soon W, Medina F. D., Elias A. G., 2019: Searching for solar-like interannual to bidecadal effects on temperature and precipitation over a Southern Hemisphere location. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Volume 193, 2019, 105094, ISSN 1364-6826, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2019.105094>.
- Kang S. M., Polvani L. M., Fyfe J. C., Sigmond M., 2011: Impact of Polar Ozone Depletion on Subtropical Precipitation. *Science.* 332, 6032, 951-954. <https://doi.org/10.1126/science.1202131>.
- Labraga, J.C., 2010: Statistical downscaling estimation of recent rainfall trends in the eastern slope of the Andes mountain range in Argentina. *TheorApplClimatol* 99, 287–302. <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0145-6>.
- Lucas C., Timbal B., Nguyen, H., 2014: The expanding tropics. a critical assessment of the observational and modeling studies. *WIREs Clim Change*, 5, 89-112. <https://doi.org/10.1002/wcc.251>.
- Marengo, J.A., Soares, W.R., Saulo, C., Nicolini, M., 2004: Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses. Characteristics and Temporal Variability. *J. Climate*, 17, 2261–2280. <https://doi.org/10.1175/1520-0442,2004:017<2261.COTLJE>2.0.CO;2>.
- Medina, E. R. y. Minetti, J. L., 2004: El salto climático y su impacto en la frecuencia de precipitaciones máximas diarias en San Miguel de Tucumán. X Reunión y LV Latinoamericana de Agrometeorología. Mar del Plata, Argentina.
- Meehl, G.A., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, T., Gregory, J. M., et al., 2007: Global Climate Projections. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, pp 747-846
- Minetti, J.L., 1999: Las sequías en la Argentina. *Contribuciones Científicas GAEA. 60va. Sem. De Geografía.*, 491-96. San Juan.
- Minetti, J. L., Leiva, M. del V., 2005: Variabilidad y Cambio Climático en el Noroeste Argentino. Cap. 12 en *El Clima en el NOA*. 410 páginas. ISBN: 987-9390-66-0. Edit. Magna. S Miguel de Tucumán. Tucumán. Argentina.
- Minetti, J. L.; Vargas, W. M., 1997: Trends and jumps in the annual precipitation in South America, south of the 15°S. *Atmósfera*, ISSN 0187-6236, 11, 4, 205-221
- Minetti, J.L., Vargas, W.M., Poblete, A.G., Acuña, L.R., Casagrande, G., 2003: Non-linear trends and low frequency oscillations in annual precipitation over Argentina and Chile, 1931-1999, *Atmósfera*, 16, 119-135.
- Nguyen H., Lucas., Evans A., Timbal B., Hanson L., 2015: Expansion of the Southern Hemisphere Hadley Cell in Response to Greenhouse Gas Forcing. *J. Climate*, 28, 8067–8077. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0139.1>.
- Nicolini M, Saulo A., Torres J., Salio P., 2002: Enhanced precipitation over Southeastern South America related to strong low-level jet events during austral warm season. *Meteorologica, Special Issue for the South American Monsoon System.* 27.
- Palomino Lemus, R., Córdoba Machado, S, Gámiz Fortis, S. R., Castro-Díez, Y.,

- Esteban Parra, M. J., 2017: Climate change projections of boreal summer precipitation over tropical America by using statistical downscaling from CMIP5 models *Environ. Res. Lett.* 12 124011. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa9bf7>.
- Pettitt A. N., 1979: A non-parametric approach to the change-point problema. *Appl. Stat.* 28. 126–135
- Polvani, L.M., Waugh, D.W., Correa, G.J., Son S., 2011: Stratospheric Ozone Depletion: The Main Driver of Twentieth-Century Atmospheric Circulation Changes in the Southern Hemisphere. *J. Climate*, 24, 795–812, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3772.1>.
- R Core Team, 2019: R. A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <https://www.R-project.org/>.
- Saurral, R. I., Camilloni, I. A., Barros, V. R., 2017: Low-frequency variability and trends in centennial precipitation stations in southern South America. *Int. J. Climatol.*, 37. 1774–1793. <https://doi.org/10.1002/joc.4810>.
- Sen, P.K., 1968: Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *J. Am. Statist. Assoc.* 63, 1379–1389.
- Thorsten Pohlert, 2018: Trend. Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection. R package version 1.1.1. <https://CRAN.R-project.org/package=trend>.
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998: A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Met. Soc.* 79, 61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2).
- Trouet, V., Van Oldenborgh, G. J., 2013: KNMI Climate Explorer. a web-based research tool for high-resolution paleoclimatology, *Tree-Ring Research*, 69, 3–14. <https://doi.org/10.3959/1536-1098-69.1.3>.
- Van Oldenborgh, G.J., Coelho, C.A.S., Doblas-Reyes, F. J., 2008: Exploratory analysis and verification of seasonal forecasts with the KNMI climate explorer, *ECMWF Newsletter* 116, 4–5. Available at <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2008/14609-newsletter-no116-summer-2008.pdf>.
- Vera C., Díaz, L., 2015: Anthropogenic influence on summer precipitation trends over South America in CMIP5 models. *Int. J. Climatol.*, 35. 3172–3177. <https://doi.org/10.1002/joc.4153>.
- Vera C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R. D., Gochis, D., et al., 2006: Toward a unified view of the American monsoon systems. *J. Clim.* 19, 4977–5000. <https://doi.org/10.1175/jcli3896.1>.
- Vera C., Díaz L., Saurral R., 2019: Influence of Anthropogenically-Forced Global Warming and Natural Climate Variability in the Rainfall Changes Observed Over the South American Altiplano. *Front. Environ. Sci.* 7:87. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00087>.

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

PROBABLE INTENSIFICACIÓN DE LAS CONDICIONES DE DÉFICIT HÍDRICO SOBRE LA REGIÓN DEL COMAHUE ANTE DIVERSOS ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

Gabriela A. Raggio^{1,2,3}, Ramiro I. Saurral^{1,2,3,4}

- ¹Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Buenos Aires, Argentina.
²CONICET-Universidad de Buenos Aires. Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA). Buenos Aires, Argentina.
³CNRS – IRD – CONICET – UBA. Instituto Franco-Argentino para el Estudio del Clima y sus Impactos (UMI 3351 IFAECI). Buenos Aires, Argentina.
⁴Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 19 de septiembre de 2019, en su versión final el 29 de mayo de 2020)

RESUMEN

Las principales actividades socioeconómicas de la región del Comahue en el norte de la Patagonia argentina dependen directamente de la disponibilidad hídrica de los ríos Limay, Neuquén y Negro. En este trabajo, se aplicó el modelo hidrológico VIC (Variable Infiltration Capacity) a las cuencas de dichos ríos con el objetivo de estudiar el posible impacto que el cambio climático tendrá en la hidrología de la región durante las próximas décadas. La etapa de calibración del modelo mostró que la base de datos observacional disponible es insuficiente para llevar a cabo una adecuada calibración del modelo a nivel diario. Frente a esto, se aplicaron diversas correcciones a las temperaturas máximas y mínimas y precipitación por separado a nivel mensual, obteniéndose al disminuir las temperaturas en los Andes una calibración (1999-2009) y una validación (2011-2016) a nivel anual satisfactorias. Los cambios proyectados en precipitación y en temperaturas máximas y mínimas para lo que resta del siglo XXI y bajo los escenarios con forzante radiativo moderado y alto sugieren una disminución en la precipitación en los Andes neuquinos y un aumento en las temperaturas, lo cual daría lugar a una reducción en el caudal medio anual para los ríos de la región que tendería a acentuarse conforme aumente la concentración de gases de efecto invernadero.

Palabras clave: Comahue, cambio climático, modelo hidrológico, VIC.

LIKELY INTENSIFICATION OF WATER DEFICIT CONDITIONS OVER THE COMAHUE REGION UNDER DIFFERENT CLIMATE CHANGE SCENARIOS

ABSTRACT

The main socio-economic activities of the Comahue region in the northern Patagonia in Argentina depend directly on the water availability of the Limay, Neuquén and Negro rivers. In this work, the VIC (Variable Infiltration Capacity) hydrological model was applied to the basins of these rivers in order to study the possible impact

climate change will have on the hydrology of the region over the next few decades. It was found that the available observational database is insufficient to carry out an adequate calibration of the model on a daily basis: various corrections to the maximum and minimum temperatures and precipitation were applied separately at a monthly level, obtaining a satisfactory calibration (1999-2009) and validation (2011-2016) at an annual level when reducing the temperatures in the Andes. The projected changes in precipitation and in maximum and minimum temperatures for the remainder of the 21st century under the scenarios with moderate and high radiative forcing suggest a decrease in precipitation in the Andes of the Neuquén province and an increase in temperatures. These conditions would result in a reduction in the mean annual flow for the rivers of the region that would be enhanced by an increase in the concentration of the greenhouse gases.

Keywords: Comahue, climate change, hydrological model, VIC.

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos Limay y Neuquén nacen en los Andes norpatagónicos argentinos y se alimentan de precipitaciones mayormente invernales (900-1300 mm anuales sobre zonas montañosas; Bianchi y otros, 2015) y del deshielo de los glaciares durante la primavera (figura 1). Confluyen hacia el este de la cordillera dando origen al río Negro, el cual desemboca en el océano Atlántico. A lo largo de su recorrido, el río Negro no recibe aporte de otros afluentes y colecta parte de la escasa precipitación (200-400 mm anuales; Bianchi y otros, 2015) de la estepa patagónica que se distribuye durante el transcurso del año. Las aguas de los ríos Limay, Neuquén y Negro son aprovechadas para el abastecimiento de los canales de riego de la región del Comahue, permitiendo que los cultivos de fruta constituyan la principal actividad económica de la provincia de Río Negro y la segunda de la provincia de Neuquén (Ministerio de Hacienda de la Nación, 2017a,b). El recurso hídrico proveniente de estos ríos es explotado a su vez para el turismo, la pesca, la navegación y el uso doméstico y para la generación de energía hidroeléctrica.

El complejo de embalses del Limay es el segundo mayor productor de energía hidroeléctrica en la Argentina (Compañía Administradora del Mercado Mayorista Eléctrico, 2017). En conjunto con los embalses ubicados sobre el río Negro, la región del Comahue es responsable de la

generación de entre el 15 y el 25 % de este tipo de energía en el país (González y otros, 2020).

La creciente concentración de gases de efecto invernadero (GEI) introduce cambios en el ciclo del agua tanto a nivel global como regional (IPCC, 2013; Greve y otros, 2014; Sherwood y Fu, 2014), esencialmente a través de cambios en la temperatura y la precipitación (Bronstert y otros, 2007). Cuantificar los posibles impactos que el cambio climático tendrá sobre los caudales de los ríos resulta necesario para comprender la vulnerabilidad de los recursos hídricos y para el planeamiento estratégico de políticas de adaptación y mitigación frente a eventuales cambios.

Una de las herramientas más confiables y utilizada por la comunidad científica para inferir el clima futuro son las simulaciones obtenidas a partir de los Modelos de Circulación Global (MCGs). Si bien muchos de estos modelos como los pertenecientes a la Quinta Fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados del Clima (CMIP5, por sus siglas en inglés; Taylor y otros, 2012) logran reproducir satisfactoriamente el clima global en términos generales y su respuesta al cambio en distintos forzantes (IPCC, 2013), los MCGs presentan errores sistemáticos que dificultan su utilización para la evaluación del impacto hidrológico (Maraun y otros, 2010; Teutschbein y Seibert, 2012). Numerosas técnicas

han sido implementadas en las últimas décadas con el objetivo de solucionar este problema (Chu y otros, 2010). Entre ellas, una de las más utilizadas en estudios de impacto hidrológico es la corrección de errores sistemáticos a partir de observaciones (Wood y otros, 2002; Saurral, 2010; Piani y Haerter, 2012; Montroull y otros, 2013). En tal sentido, el Proyecto de Intercomparación de Modelos de Impacto Intersectorial (ISIMIP, por sus siglas en inglés; Frieler y otros, 2017) es un esfuerzo internacional dedicado a proveer un marco operativo para el estudio de impacto del clima. ISIMIP cuenta con datos de acceso libre de simulaciones del CMIP5 en una resolución espacial de 0,5° con una corrección de errores sistemáticos ya aplicada, por lo que la utilización de estos datos resulta ventajosa y adecuada como forzantes de modelos de impacto. Las simulaciones derivadas del proyecto ISIMIP fueron empleadas en este estudio con el objetivo de cuantificar los cambios proyectados en precipitación y temperatura para el resto del siglo XXI.

A pesar de que la sociedad y los principales sectores económicos del Comahue dependen directamente de la disponibilidad hídrica de los ríos de la región, la literatura dedicada al estudio de los posibles impactos del cambio climático sobre estos ríos es escasa. Trabajos previos como los de Losano y otros (2015), Nadal y otros (2017) y Forni y otros (2018) estudiaron en parte dicha problemática mediante la utilización del modelo hidrológico WEAP, enfocándose principalmente en la demanda futura y en las diversas políticas del manejo del agua y, en menor medida, en los posibles impactos climáticos hasta mediados de siglo. Es preciso destacar que las diferencias más importantes entre los escenarios con distintas concentraciones de GEI de las proyecciones a futuro utilizadas por estos estudios comienzan a observarse luego de la década del 2040 (IPCC, 2013).

En este trabajo se calibró y validó el modelo hidrológico VIC (Variable Infiltration Capacity, por sus siglas en inglés; Liang y otros, 1994, 1996) sobre la cuenca de los ríos Limay, Neuquén y

Negro con el objetivo principal de cuantificar los posibles cambios que el caudal medio anual de estos ríos tendrá en las décadas futuras.

El trabajo se organiza de la siguiente manera. En la sección 2 se describe brevemente el modelo, los archivos y datos utilizados para realizar la calibración y validación del VIC, y las proyecciones y escenarios utilizados para el resto del siglo XXI. A su vez, se discuten las diferentes dificultades encontradas durante la calibración del modelo VIC a las cuencas de la región del Comahue y se describen las diferentes metodologías utilizadas para sobrellevar las dificultades encontradas. En la sección 3 se presentan y discuten los resultados de la calibración y validación del VIC, así como de los cambios esperados en el caudal medio futuro en función de los distintos escenarios considerados en las proyecciones del ISIMIP2b. Finalmente, en la sección 4 se presentan las conclusiones del trabajo.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1 El modelo hidrológico VIC

El VIC es un modelo hidrológico distribuido de base física que divide las cuencas en una retícula de espaciado uniforme y que ha sido aplicado satisfactoriamente en numerosas cuencas alrededor del mundo (Lohmann y otros, 1998; Hamlet y Lettenmaier, 1999; Saurral, 2010; Grimson y otros, 2013). Este modelo cuenta con profundidades variables de múltiples capas de suelo y presenta heterogeneidades de la cobertura vegetal mediante una subdivisión de cada retícula en tantas categorías como sean necesarias. Asociados a cada categoría de vegetación se requieren diversos parámetros para los cálculos de los flujos de humedad y energía, tales como el índice de área foliar y la profundidad de las raíces. Además de información de la cobertura vegetal, el VIC requiere información del tipo de suelo para cada punto de retícula y datos meteorológicos con un paso temporal diario o inferior. El modelo cuenta con un parámetro de infiltración ajustable por el usuario para cada punto de retícula, y estima el balance

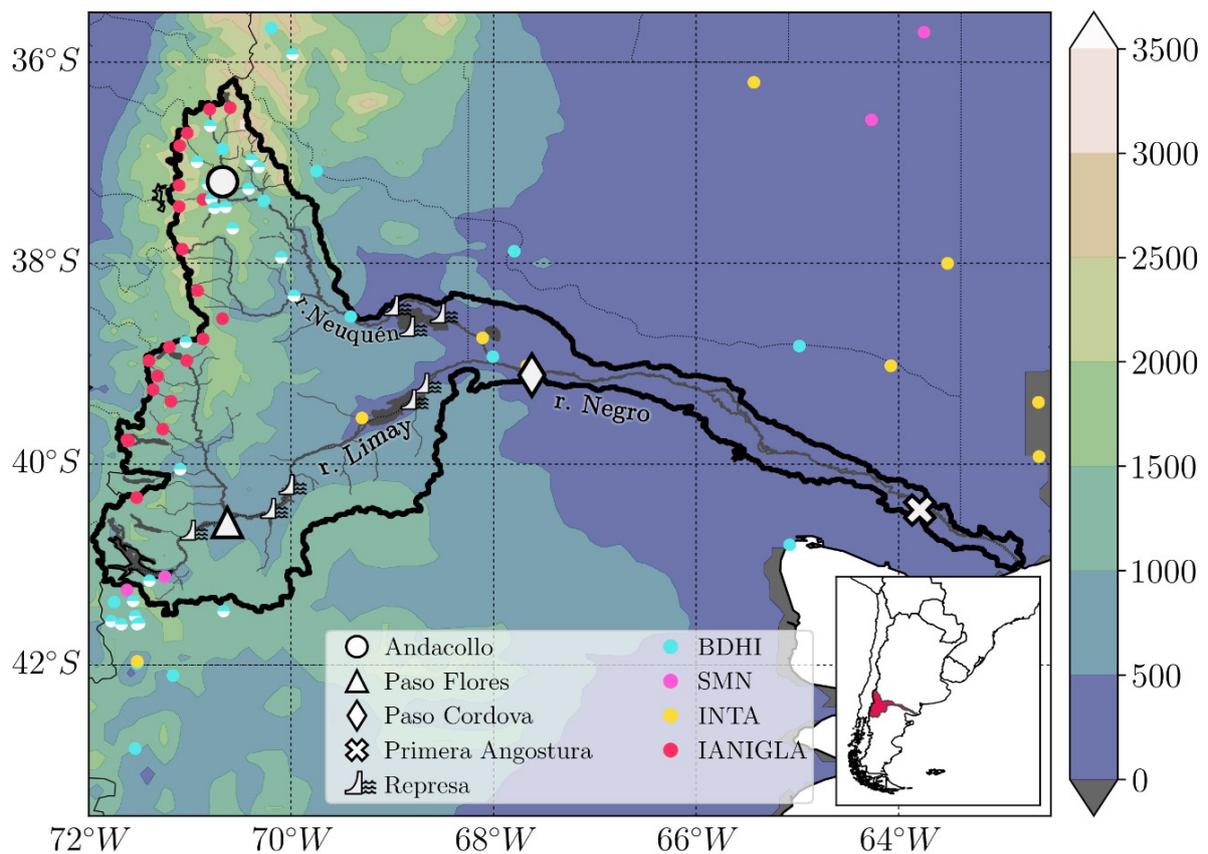


Figure 1: Ubicación geográfica y límites de la cuenca de los ríos Limay, Neuquén y Negro. La estación Andacollo se encuentra sobre el río Neuquén, Paso Flores sobre el Limay, y Paso Córdoba y Primera Angostura sobre el río Negro. Se indican a su vez la ubicación de las represas y embalses y las estaciones utilizadas, con datos de precipitación y temperaturas máximas y mínimas diarias de la BDHI (en celeste, círculo lleno), del SMN (magenta) y del INTA (amarillo); precipitación diaria del BDHI (en celeste, semicírculo lleno); y temperaturas medias mensuales del IANIGLA (en rojo). En sombreado se muestra la topografía en metros (datos del Centro Nacional de Datos Geofísicos de Estados Unidos).

de agua de manera independiente para cada punto. El caudal es posteriormente calculado para distintos puntos de cierre mediante un modelo de flujo, para lo cual comúnmente se utiliza el desarrollado por Lohmann y otros (1996, 1998).

El modelo VIC cuenta a su vez con un modo de balance de energía, el cual además de simular los flujos de agua calcula el balance energético en superficie y entre capas de suelo; y un modo suelo congelado, el cual además tiene en cuenta la presencia de hielo y nieve en los cálculos del balance energético. Si bien los

modos de balance de energía y suelo congelado resuelven y representan procesos fundamentales en cuencas frías, es importante destacar que su aplicabilidad requiere de disponibilidad de datos meteorológicos en paso temporal menor a 24 horas. Es importante aclarar a su vez que si bien el modo de balance de agua no calcula los flujos de energía, el mismo sí considera la acumulación de nieve y posterior derretimiento mediante parámetros que pueden ser ajustados por el usuario.

2.2 Archivos de entrada del modelo y datos utilizados

El archivo de vegetación utilizado fue interpolado con la técnica de “vecino más cercano” a partir de los datos generados originalmente por Nijssen y otros (2001) y adaptados posteriormente a una mayor resolución (0,5°) por Jennifer Adam de la Universidad Estatal de Washington. Por su parte, el archivo de suelo fue generado con datos del mapa mundial de suelos de la FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación) y la UNESCO (Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura, por sus siglas en inglés) en una resolución de 5 minutos, cuyos datos son de acceso libre y gratuito.

La delimitación de la cuenca fue realizada a partir de datos del Instituto Geográfico Nacional de Argentina, mientras que el mapa de flujo fue generado con información de elevación de terreno en 5 minutos de arco del Centro Nacional de Datos Geofísicos de Estados Unidos.

Los forzantes meteorológicos fueron interpolados a una retícula uniforme mediante el método de kriging (Chilès y Delfiner, 2012) a partir de datos de precipitación y temperatura máxima y mínima diaria de la Base de Datos Hidrológica Integrada (BDHI) de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de Argentina y del Servicio Meteorológico Nacional de Argentina (SMN). Se contó con un total de 58 estaciones con menos de 20 % de datos faltantes en precipitación y 21 estaciones de temperaturas máximas y mínimas con menos de 20 % de datos faltantes en el período 1998-2016. Debido a que los últimos años del período utilizado contaron con una menor cantidad de observaciones de otras fuentes, se emplearon a su vez datos de temperaturas máximas, mínimas y precipitación de 9 estaciones pertenecientes al Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) en el período 2011-2016 con menos del 20 % de datos faltantes. Las estaciones utilizadas se muestran en la figura 1.

Los caudales observados utilizados para la etapa

de calibración fueron obtenidos de la BDHI.

2.3 El problema de la regulación artificial

Sobre los ríos Limay y Neuquén existen desde la década de 1970 represas hidroeléctricas que operan controlando crecidas y acumulando el caudal y liberándolo conforme sea necesario para satisfacer la demanda de agua y energía. La regulación artificial de las represas modifica considerablemente la forma del ciclo anual del caudal aguas abajo de los embalses, tal como surge de analizar las hidroclimatologías de períodos previos y posteriores a la construcción de las represas de la región (figura 2). Durante los años anteriores a la existencia de los embalses, los registros de caudal presentaban un ciclo anual con un máximo relativo en invierno asociado al pasaje de los sistemas sinópticos y un máximo absoluto en primavera asociado al deshielo. En 1972, luego de la construcción del embalse El Chocón, ubicado sobre el río Limay, y luego de la puesta en operación del complejo Cerros Colorados sobre el río Neuquén (Organismo Regulador de Seguridad de Presas de Argentina), el ciclo anual de las estaciones corriente abajo de dichas presas comenzó a mostrar un único máximo en invierno y una curva mucho más amortiguada hacia el resto del año con un mínimo marcadamente más alto hacia fines del verano y comienzos del otoño.

Si bien existe la posibilidad de adaptar el modelo VIC para representar regulaciones artificiales de los recursos hídricos (Haddeland y otros, 2006; 2007), implementar este tipo de módulos requiere de información adicional con la que no se contó al momento de la realización de este trabajo.

Debido a que el VIC simula el cauce natural de los ríos, y que las observaciones de los caudales aguas abajo no se encuentran desregularizados, la calibración en escala diaria o mensual no resulta posible. Por tal motivo, se optó en este trabajo por calibrar el modelo haciendo foco en representar adecuadamente el caudal medio anual. A su vez, se buscó en la calibración representar la onda anual natural que tendrían

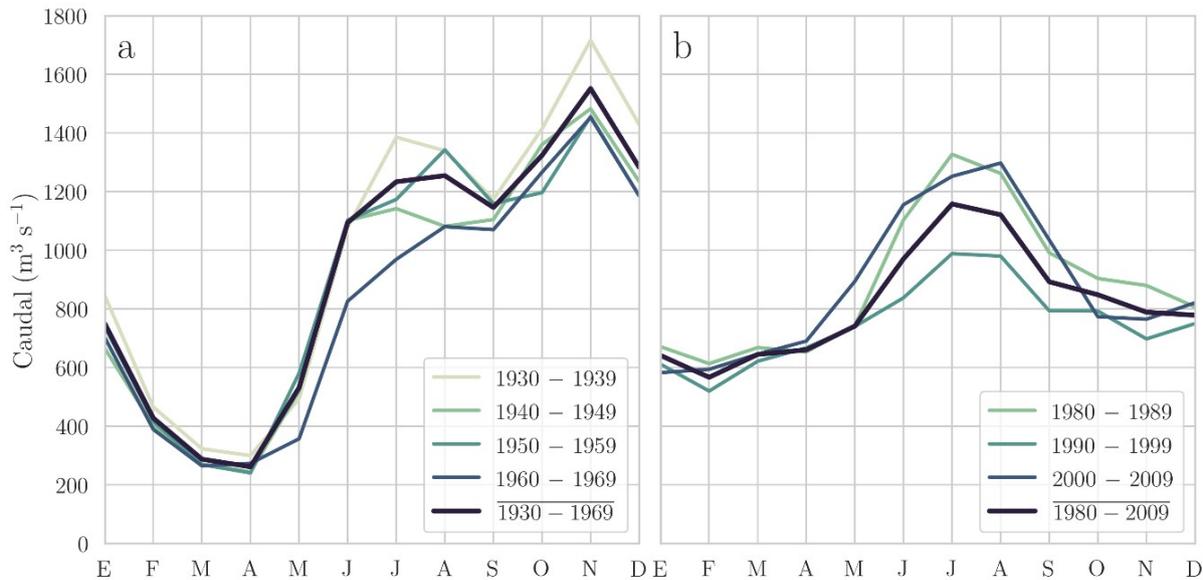


Figure 2: Medias mensuales (por décadas) y promedios de 30 años de caudal observado para la estación Primera Angostura para a) las décadas previas a la construcción de la represa El Chocón sobre el río Limay y del complejo hidroeléctrico Cerros Colorados sobre el río Neuquén y b) las décadas posteriores. Los promedios de cada período se indican en líneas gruesas.

las estaciones si no tuvieran una regulación artificial aguas arriba. Es decir, las simulaciones obtenidas fueron comparadas con una curva observada desregularizada con la media anual correspondiente al período de simulación. Dichas curvas fueron obtenidas a partir de multiplicar las medias mensuales del caudal observado de 30 años del período pre-represas por la proporción $\overline{Q_{actual}/Q_{pre-represas}}$, donde Q_{actual} representa el caudal del período de simulación en cuestión y las barras horizontales indican la media anual.

2.4 Primera simulación y utilización de precipitación de TRMM

Una primera simulación realizada únicamente con datos de estación observados mostró una importante subestimación del caudal medio anual (figura 3). Inicialmente se consideró que dicha subestimación podría estar asociada a una escasez en la precipitación media anual observada. Para estudiar en más detalle este problema, se realizó un estudio de la climatología comparando la red de observaciones disponible en este trabajo en el período 1998-2016 con datos provistos por el hidroestimador TRMM

versión 7 (TRMMv7, Misión de Medición de Lluvias Tropicales, por sus siglas en inglés; Hoffman y Bolvin, 2015), misión conjunta entre la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio de Estados Unidos (NASA) y la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial. TRMMv7 es uno de los hidroestimadores con mejor desempeño sobre la región del Comahue en términos del error cuadrático medio y del sesgo (Salio y otros, 2015), y sus datos de acceso libre están disponibles en escala diaria con una resolución espacial de $0,25^\circ$.

Debido a que TRMMv7 subestima la precipitación media anual en casi toda la zona cordillerana de la provincia de Neuquén frente a la red de observaciones BDHI-SMN-INTA, excepto en el extremo sur de la misma, y la sobreestima en la meseta patagónica (figura no mostrada), no resultó razonable tomar únicamente la precipitación de TRMMv7 como forzante. Se realizaron entonces tres tipos de simulaciones de prueba durante el período 1999-2009 empleando los mismos datos de temperatura máxima y mínima

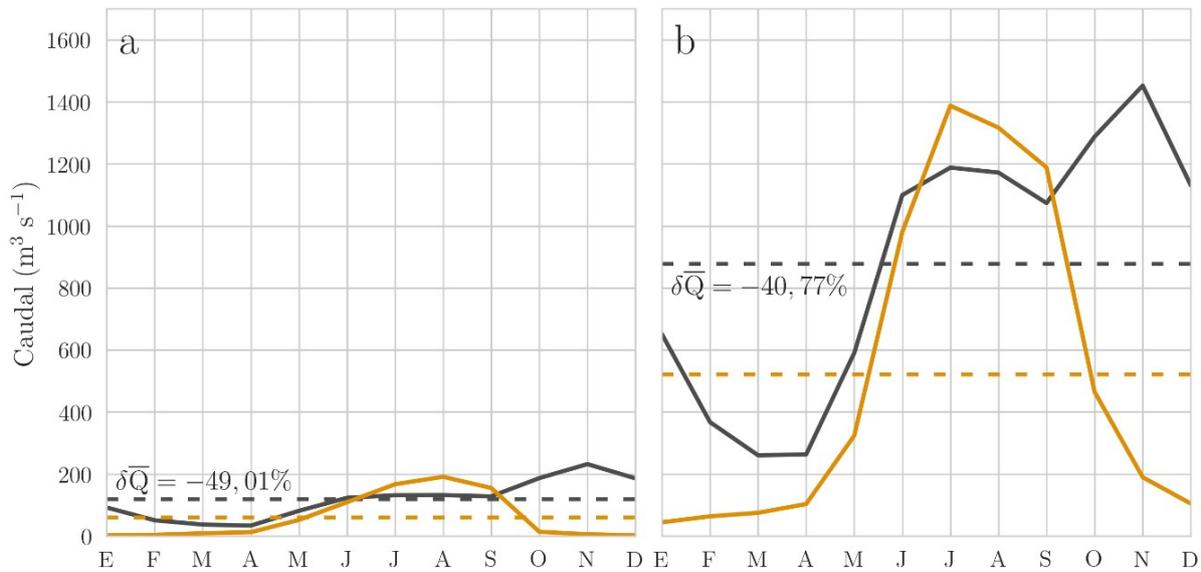


Figure 3: Caudal observado (negro) para la estación a) Andacollo y observado desregularizado para b) Paso Córdoba y primera simulación realizada con el modelo hidrológico VIC utilizando únicamente datos observados (BDHI-SMN-INTA, naranja) en el período 1999-2009. El caudal medio anual se indica para cada caso en el color respectivo en líneas punteadas. Para cada punto de cierre se indica el valor porcentual de la subestimación o sobreestimación del caudal medio anual de la simulación frente a las observaciones para dicho período.

BDHI-SMN-INTA pero modificando los datos de precipitación en base al TRMMv7. Las pruebas consistieron en: 1) utilizar únicamente los datos de TRMMv7 como forzantes de precipitación, 2) emplear TRMMv7 en las regiones cordilleranas y los datos observados BDHI-SMN-INTA en el resto de la cuenca, y 3) utilizar, para cada punto de retícula, la base de datos con la mayor precipitación media anual.

2.5 Correcciones a la temperatura

La primera simulación realizada (figura 3) muestra un ciclo anual típico de una cuenca con un máximo de precipitaciones invernales y no se observa un segundo máximo asociado al deshielo en la primavera. Esto sugirió que, además del inconveniente de la subestimación del caudal medio, existía un problema en la representatividad de la temperatura en las regiones más elevadas.

Como toda cuenca fría, el proceso de acumulación y derretimiento de nieve y los cambios asociados

al escurrimiento dependen estrechamente de la temperatura del aire, sobre todo en latitudes medias y en regiones de elevaciones intermedias donde las temperaturas se encuentran cercanas al punto de fusión.

Tal vez el mayor inconveniente encontrado a la hora de realizar este trabajo fue la falta de datos de temperatura de estaciones de altura, ya que la gran mayoría de las estaciones se encuentran por debajo de los 1000 m. Al interpolar los datos de temperaturas medidas en estaciones situadas en la región pre-andina o de meseta (es decir, no en montaña), el modelo no recibe información de la temperatura a la cual se encuentran las nacientes de los ríos, que en el caso del Limay y el Neuquén resultan ser a su vez las regiones donde se reciben la mayor cantidad de precipitaciones (Bianchi y otros, 2015).

Se realizaron diversos tipos de correcciones a la temperatura con el objetivo de compensar la falta de representatividad de la temperatura real en

altura debido a la escasez de datos en estaciones de montaña. Se propusieron 3 metodologías para llevar a cabo dicha corrección, las cuales se detallan a continuación.

a. Correcciones empleando información de la estación Cerro Catedral

Se emplearon los datos históricos disponibles de la estación Cerro Catedral, ubicada a 1955 m en la zona cordillerana del sudoeste de la provincia de Río Negro, la cual registró información de temperatura entre los años 1958 y 1989. Dicha estación se localizaba en las cercanías de la estación San Carlos de Bariloche, la cual se ubica a 840 m y cuyos registros comienzan en el año 1956.

La corrección a los forzantes meteorológicos a partir de las observaciones históricas de Cerro Catedral se hizo teniendo en cuenta la diferencia de temperatura media anual entre dicha estación y la estación San Carlos de Bariloche, de manera tal que los puntos ubicados a alturas cercanas a los 1400, 1600, 1800 y 2000 m mantuviesen una proporción de días al año con ocurrencia de nieve equivalente a la de la estación Cerro Catedral. Los días de ocurrencia de nieve fueron definidos siguiendo los parámetros del modelo VIC de temperatura máxima de ocurrencia de nieve y temperatura mínima de ocurrencia de lluvia, los cuales son parámetros ajustables durante la etapa de calibración. Una segunda instancia de enfriamiento se realizó sobre los puntos ubicados por encima de los umbrales de altura mencionados considerando un gradiente térmico promedio ($-6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$).

b. Corrección con datos mensuales IANIGLA

Se dispuso a su vez de datos mensuales de temperatura media de 23 estaciones de altura (elevaciones mayores a 900 m) proporcionadas por el Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) con menos de 10% de datos faltantes en el período 2001-2010. A estos datos se les realizó un control de

calidad, y debido a que algunas estaciones tenían la mayor parte de los meses faltantes durante el invierno, se optó por reconstruir la onda anual de dicha estación manteniendo la temperatura media observada por la estación pero siguiendo la curva de la onda anual de la estación de BDHI más cercana. Si bien estos datos presentan una frecuencia temporal mensual, 13 de dichas estaciones proporcionan información de elevaciones por encima de los 1500 m, datos con los que no se cuenta en las bases de datos BDHI, SMN e INTA y que resultan sumamente valiosos para representar más adecuadamente las temperaturas de altura.

Los datos del IANIGLA fueron llevados mediante el método de kriging a la retícula uniforme del VIC, obteniéndose un campo de temperatura media por mes. La corrección aplicada a cada punto de retícula consistió en restar a la temperatura máxima y mínima de los forzantes diarios la diferencia con la temperatura media mensual de la base IANIGLA si el punto en cuestión correspondía a una elevación superior a distintos umbrales considerados (1400, 1600, 1800, 2000, 2200 y 2400 m). De esta manera se obtuvieron forzantes diarios de temperaturas máximas y mínimas pero con una media mensual equivalente a las estaciones observadas por IANIGLA para puntos horizontalmente cercanos si superaban dicho umbral.

c. Corrección de temperaturas en las nacientes mediante un algoritmo

Partiendo de las correcciones a la temperatura que surgieron de las observaciones mensuales del IANIGLA para los puntos de retícula más elevados de la cuenca, se realizó una segunda corrección en las nacientes de los ríos a partir de un algoritmo. El mismo consistió en generar más de 400 simulaciones en las cuales se ajustaron las temperaturas medias mensuales para distintos umbrales de altura de manera equivalente a lo explicado en el punto 2.5.b. En otras

palabras, las simulaciones realizadas mediante este método contienen la suma de las correcciones de temperatura de la base de datos del IANIGLA y las correcciones por el algoritmo.

2.6 Calibración y validación del VIC

La calibración del modelo VIC (versión 4.2.d) se llevó a cabo considerando el modo balance de agua en una resolución de $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ (correspondiente aproximadamente a 13,87 km de latitud y 10,81 km de longitud en 39°S) y paso temporal diario a partir de las correcciones realizadas separadamente sobre la precipitación y la temperatura en el período 1999-2009 en 4 puntos de cierre (figura 1): Andacollo sobre el río Neuquén, Paso Flores sobre el Limay, y Paso Córdova y Primera Angostura sobre el Negro. La elección de dichos puntos de cierre se basó en la disponibilidad de datos de caudal observado y en la rapidez de la aplicación del algoritmo de corrección a la temperatura para cada subcuenca. Por otro lado, se realizaron pruebas de calibración en modo balance energético y suelo congelado empleando la precipitación del TRMMv7 disponible en un paso temporal de 3 hs (2002-2017) y la temperatura en paso subdiario mediante un algoritmo de desagregación disponible en el VIC basado en el trabajo de Thornton y Running (1999). Un resumen de las distintas técnicas empleadas para la calibración del modelo VIC y la lista completa de las simulaciones discutidas en este trabajo se encuentran en las tablas I y II.

La validación de la mejor calibración encontrada fue realizada en el período independiente 2011-2016. En todas las simulaciones realizadas se descartó del análisis el primer año del período debido al tiempo de estabilización del modelo hidrológico (spin-up).

2.7 Cambios a futuro con ISIMIP2b

Con el objetivo de cuantificar los posibles cambios que pueden esperarse en décadas futuras en la precipitación y la temperatura

y determinar cómo dichos cambios podrían afectar a la disponibilidad hídrica en la región de interés, se emplearon simulaciones de los cuatro MCGs disponibles en el conjunto ISIMIP2b (GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR y MIROC5). En este trabajo, se consideraron los años 1980-2005 como período histórico de dichas simulaciones. Los escenarios futuros considerados correspondieron a las Trayectorias de Concentración Representativas (RCP, por sus siglas en inglés) 4.5 y 8.5, las cuales describen dos climas futuros en función de la posible evolución de la concentración de los GEI (IPCC, 2013), siendo el RCP 4.5 (8.5) un escenario de cambio en el forzante radiativo moderado (alto) con respecto a los valores de la época preindustrial. Las proyecciones de ISIMIP2b empleadas pertenecen al horizonte temporal 2021-2099.

Se estudiaron los campos de cambios proyectados para cada una de las variables a nivel anual. Para cada escenario, el cambio de la temperatura máxima (mínima) fue calculado como la diferencia entre la temperatura máxima (mínima) media de cada década futura y la máxima (mínima) media del período histórico de ISIMIP2b. Los cambios en la precipitación, por su parte, fueron obtenidos como la proporción entre la precipitación acumulada media anual de las décadas a futuro y la correspondiente al período histórico. Para ambos casos y para cada punto de retícula, a su vez, se calculó la robustez del cambio. Siguiendo lo propuesto por el Cuarto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (Meehl y otros, 2007), se consideró que el cambio obtenido era robusto si el valor absoluto de la media del ensamble del cambio es mayor al desvío estándar multi-modelo del cambio.

Una vez calibrado el modelo VIC, ambos escenarios de ISIMIP2b fueron utilizados para cuantificar el cambio esperado para el resto del siglo XXI en los forzantes meteorológicos a nivel decadal y para mediados (2021-2059) y fines (2061-2099) de siglo, obtenidos a partir de los promedios de las décadas correspondientes

Nombre Corto	Período	Descripción	Sección	Fig.
BDHI-SMN-INTA	1999-2009	BDHI-SMN-INTA	2.2, 2.4	3
Catedral	1999-2009	Corrección en Tx, Tn	2.5.a	4
IANIGLA	1999-2009	Corrección en Tx, Tn	2.5.b	
Nac_Algoritmo	1999-2009	Calibración y validación con corrección	2.5.c	4
	2011-2016	en Tx, Tn.	2.7	5
	RCP 4.5/8.5 1980-2005 2021-2009	Simulaciones a futuro aplicando cambio proyectado por ISIMIP2b.		8 9-10
Bosque de Coníferas Matorral abierto	RCP 4.5/8.5 1980-2005 2021-2009	Pruebas de sensibilidad a la vegetación en Nac_Algoritmo	2.8	8

Table I: Simulaciones realizadas en modo Balance de Agua para la calibración y validación del modelo VIC en base a las observaciones (BDHI-SMN-INTA) y correcciones a la temperatura, así como para las proyecciones a futuro obtenidas con ISIMIP2b luego de la etapa de calibración. Se indica el nombre corto asignado y el número de sección donde se describe en detalle la construcción de cada simulación. Las simulaciones cuyos resultados se muestran en figuras se indican en la columna Fig.

Nombre Corto	Precipitación	Tx, Tn
TRMM_BA	TRMM	BDHI-SMN-INTA
TRMM_BA-cord	TRMM en cordillera únicamente, BDHI-SMN-INTA en el resto.	BDHI-SMN-INTA
TRMM_BA-max	P construida para cada punto de retícula con el máximo de P media anual entre BDHI-SMN-INTA y TRMM	BDHI-SMN-INTA
TRMM_BE	TRMM subsidiarios	BDHI-SMN-INTA llevados a escala subsidiaria con algoritmo VIC.
TRMM_BE-Nac	Ídem TRMM_BE	Ídem TRMM_BE pero con corrección a la temperatura de Nac_Algoritmo.
TRMM_SC	Ídem TRMM_BE	Ídem TRMM_BE
TRMM_SC-Nac	Ídem TRMM_BE	Ídem TRMM_BE-Nac

Table II: Simulaciones durante la etapa de calibración (ver secciones 2.4 y 2.6) con datos del TRMM. Las abreviaturas BA, BE y SC en los nombres cortos de las simulaciones indican el modo VIC en que fueron corridas (balance de agua, balance de energía y suelo congelado, respectivamente). Se indica el nombre corto asignado. Figuras no mostradas.

y descartando los años asociados al spin-up del modelo hidrológico. Más específicamente, se llevaron los datos de ISIMIP2b a la retícula del VIC mediante una interpolación bilineal y, para cada punto de retícula, se calculó el delta esperado por ISIMIP2b para cada una de las variables, en promedio para cada década. Para las temperaturas máximas, el delta fue calculado como la diferencia entre las temperaturas máximas medias proyectadas para un mes y década dados y las temperaturas máximas medias para dicho mes en el período histórico, obteniéndose de esta manera 12 valores de cambio por década y para cada RCP. Los deltas en las temperaturas mínimas fueron calculados de manera análoga, mientras que los cambios en precipitación fueron calculados de manera similar pero utilizando la proporción entre la precipitación acumulada media para las décadas a futuro y la precipitación en el período histórico. Finalmente, se sumaron para la temperatura (multiplicaron para la precipitación) los forzantes meteorológicos del período 1998-2009 previamente calibrados con los deltas obtenidos para cada uno de los modelos del ISIMIP2b y para cada RCP y década.

2.8 Sensibilidad al cambio de cobertura vegetal

La información de cobertura vegetal utilizada en este trabajo para alimentar el modelo hidrológico es en base a datos globales de relativamente baja resolución espacial, lo cual podría introducir errores principalmente en la cantidad de agua que es evapotranspirada en el balance de agua. A su vez, es posible que cambios en el clima futuro impacten en la vegetación de la región, modificando la cobertura vegetal actual y, por lo tanto, el rol que la misma tendría sobre el balance de agua. Debido a que el foco de este trabajo en los cambios futuros es a nivel decadal y multidecadal, se realizaron simulaciones de prueba (experimentos de sensibilidad) al cambio de cobertura vegetal. Dichas simulaciones consistieron en tomar escenarios extremos de cambio de cobertura con el objetivo de cuantificar el rango posible en el

cual podrían encontrarse los cambios futuros de los caudales estudiados. Para esto, se realizaron las simulaciones de clima futuro explicadas en la sección 2.7, pero reemplazando todos los puntos de entrada del modelo por una cobertura vegetal de 1) bosque de coníferas, y 2) matorral abierto.

3. RESULTADOS Y DISCUSIONES

3.1 Calibración y validación del modelo hidrológico VIC

En esta sección se discuten los resultados de la calibración del modelo VIC a través de las distintas simulaciones presentadas en las tablas I y II, y se analiza la validación de la mejor calibración encontrada.

Como se discutió en las secciones 2.4 y 2.5, la primera simulación que se realizó utilizando únicamente datos de estación (BDHI-SMN-INTA) mostró un caudal medio anual fuertemente subestimado, del orden del 40 al 50 % de subestimación para cada punto de cierre (figura 3). Si bien la estimación del caudal medio anual mejoró al orden del -10 al -2% para las distintas estaciones en la simulación TRMM_BA, la forma del ciclo anual del caudal en dicha simulación continuó mostrando un único máximo en invierno (figuras no mostradas). Resultados similares se obtuvieron en las simulaciones TRMM_BA-max y TRMM_BA-cord (figuras no mostradas). Estos resultados sugirieron que la mayor parte de la precipitación ocurría en forma líquida y escurría de manera inmediata, y que los errores encontrados en la forma del ciclo anual no estaban asociados a la base de precipitación utilizada.

Las pruebas realizadas en modo balance energético y suelo congelado (TRMM_BE, TRMM_SC) realizadas con datos subsidiarios de TRMMv7 a las cuales no se les aplicó ninguna corrección a la temperatura no mostraron diferencias importantes frente a las realizadas en modo balance de agua con datos de TRMM diarios (TRMM_BA, TRMM_BA-max, TRMM_BA-cord) y continuaron sin mostrar

el máximo de caudal de primavera esperado en una cuenca fría (figuras no mostradas). Las pruebas realizadas posteriormente con el enfriamiento en las temperaturas en las nacientes de los ríos en las simulaciones con los modos de balance energético y suelo congelado (TRMM_BE-Nac, TRMM_SC-Nac, figuras no mostradas) modificaron la onda anual del caudal, las cuales comenzaron a mostrar un segundo máximo en primavera y a reducir la subestimación del caudal medio anual. Esto sugirió que la incorrecta representación de la temperatura en altura era el principal causante de los errores en el ciclo anual del caudal simulado. Debido a que realizar las simulaciones en modo balance energético y suelo congelado es más costoso computacionalmente, y a que no se observaron diferencias importantes entre las simulaciones TRMM_BA y TRMM_BE y TRMM_SC sin correcciones a la temperatura, en este trabajo se optó por enfocarse en calibrar el VIC utilizando el modo balance de agua.

La mejor calibración obtenida al simular con la corrección de temperatura de Catedral se muestra en la figura 4 en color violeta. Los resultados sugieren que disminuir la temperatura media anual en las nacientes de los ríos Limay y Neuquén (simulación Nac_Algoritmo, figuras no mostradas) permitió al modelo aumentar la ocurrencia de nevadas y, por lo tanto, la acumulación de caudal durante el invierno y posterior liberación durante la primavera y verano, permitiendo una onda anual del caudal más similar a la observable en una cuenca fría. A su vez, las simulaciones con corrección Catedral mostraron un mejor desempeño en el caudal medio anual que la simulación BDHI-SMN-INTA (figura 3).

Los resultados alentadores obtenidos con las simulaciones de Catedral motivaron la realización de las simulaciones con la corrección de IANIGLA (figuras no mostradas), que mostraron una leve mejoría frente a las simulaciones de Catedral, y, posteriormente, las correcciones en altura mediante el algoritmo (Nac_Algoritmo, figura 4). Las simulaciones

Nac_Algoritmo mostraron un excelente desempeño en las estaciones Andacollo y Paso Córdoba, y un desempeño relativamente bueno en Primera Angostura en términos de la forma del ciclo anual. Es notorio que la corrección de temperaturas permitió no solamente ajustar los picos máximos en ambas estaciones sino a su vez simular más adecuadamente el mínimo durante los meses de febrero a mayo. La serie mensual simulada por Nac_Algoritmo en Andacollo (única estación utilizada en este trabajo sin embalses aguas arriba) tuvo un coeficiente NSE (Nash y Sutcliffe, 1970) de 0,57, lo que sugiere una buena calibración en dicha estación. En cuanto al caudal medio anual -el cual resulta ser un foco de este trabajo para estimar los cambios a futuro-, el mismo no mostró desvíos mayores al 7% con respecto al observado en el mismo período excepto en la estación Paso Flores. Al ser una simulación donde se disminuyeron las temperaturas en la altura, es posible que la mejoría de la representación del caudal medio anual frente a la simulación BDHI-SMN-INTA se deba a una menor evaporación por parte del modelo.

En la figura 5 se muestra la validación correspondiente a la simulación Nac_Algoritmo de la figura 4 en el período independiente 2011-2016. Si bien la forma del caudal no se ajustó a la observada con la misma precisión con que lo hizo en el período de calibración (particularmente para las estaciones Andacollo y Paso Córdoba), la misma continuó mostrando el máximo de primavera y un mínimo hacia fines del verano y comienzos del otoño que sugieren al menos algo de aporte del deshielo. Es posible que las diferencias con el período de calibración se deban a que una de las correcciones aplicadas a la temperatura en Nac_Algoritmo fue a partir de las observaciones del IANIGLA en el 2001-2010, con lo cual dicha corrección no necesariamente sea la más adecuada para el período de validación. Por otro lado, a pesar de ser el período de validación relativamente más seco que el de calibración, los caudales medios anuales resultaron ser correctamente representados en los cuatro puntos de cierre.

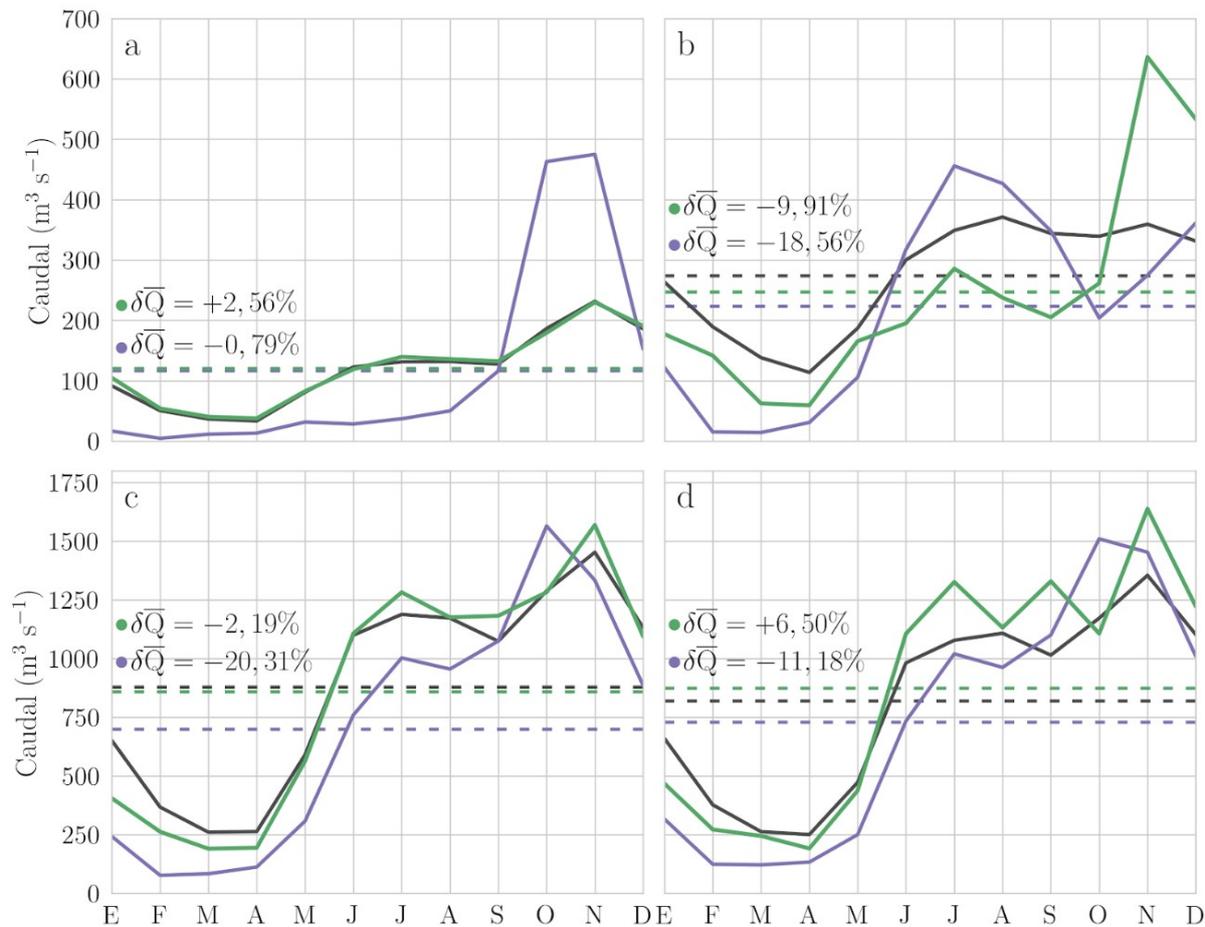


Figure 4: Ídem figura 3 pero para los puntos de cierre a) Andacollo, b) Paso Flores, c) Paso Córdoba y d) Primera Angostura; y para el caudal observado desregularizado (negro), y resultados de las simulaciones empleando el modelo hidrológico VIC para la mejor calibración obtenida con Catedral (violeta) y con Nac_Algoritmo (verde) en el período 1999-2009.

Por lo discutido anteriormente, dadas las grandes dificultades que presenta esta cuenca en cuanto a la escasez de datos, y considerando que el principal objetivo de este trabajo es estimar los cambios a futuro en el caudal medio de los ríos de la región, se consideraron válidas la calibración y validación obtenidas con Nac_Algoritmo mostrados en las figuras 4 y 5.

3.2 Cambios proyectados para el resto del siglo XXI

Una vez calibrado el modelo hidrológico VIC, en esta sección se presentan y discuten los cambios esperados a futuro por las proyecciones de ISIMIP2b y los resultados de las simulaciones

en el VIC si se dieran dichos cambios en los forzantes meteorológicos.

La media del ensamble de los cambios proyectados por ISIMIP2b para lo que resta del siglo XXI (figuras 6a,d y 7a,d) indican una disminución en la precipitación acumulada media anual al oeste de la cuenca que se intensifica en la segunda mitad de siglo y bajo el escenario con mayor concentración de GEI, con valores que alcanzan una reducción del 30% sobre gran parte de las nacientes de los ríos (figura 7d). La disminución en la precipitación media anual resulta ser robusta para ambos horizontes temporales y escenarios sobre casi la totalidad de las cuencas del Limay y Neuquén, excepto para

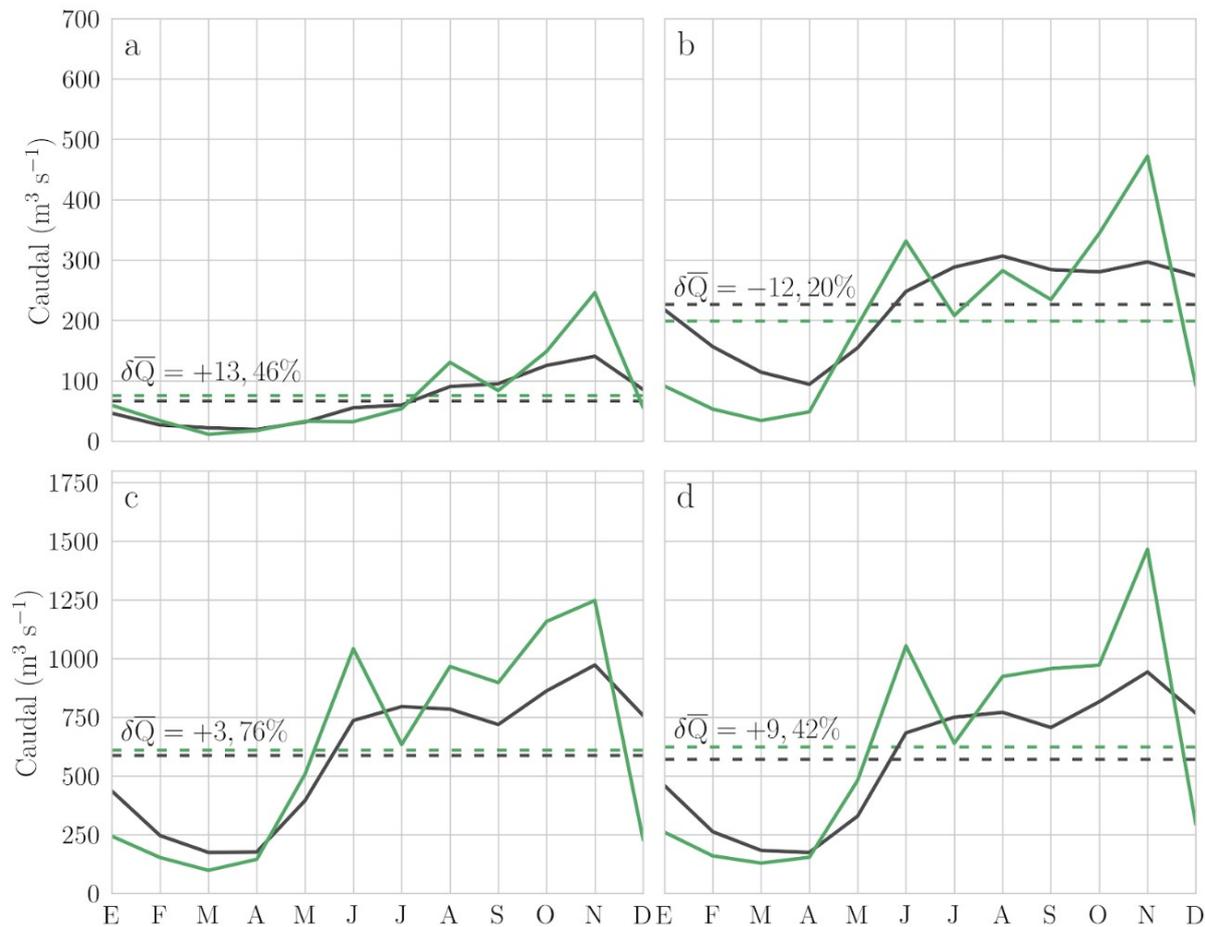


Figure 5: Ídem Figura 4 pero únicamente para la simulación Nac_Algoritmo de la Figura 4, y para el período de validación (2011-2016).

la primera mitad de siglo y para el escenario RCP 4.5, donde la robustez en los cambios de precipitación se limita a las cuencas media y superior de dichos ríos. Por su parte, sobre el este del río Negro las perspectivas indican en términos generales un aumento en la proporción de la precipitación acumulada media anual que también tiende a incrementarse hacia fines de siglo, y cuyos cambios resultan ser robustos bajo el escenario RCP 8.5 para fines de siglo. Debido a que las mayores precipitaciones anuales de la región se encuentran en las zonas montañosas, es de esperar que los cambios en el caudal a futuro estén gobernados por la disminución en la precipitación al oeste de la cuenca.

En concordancia con lo encontrado en numerosos trabajos previos (por ejemplo, Stocker y otros,

2013), los ensambles multi-modelo de cambios en las temperaturas máximas y mínimas de ISIMIP2b (figuras 6 y 7) también muestran un aumento sobre toda la región para lo que resta del corriente siglo y que se acentúa conforme aumenta la concentración de GEI en el período 2061-2099 y en el escenario RCP 8.5. Los cambios encontrados en las temperaturas resultaron ser robustos en toda la región de interés, y la perspectiva de aumento de varios grados hacia fines de siglo para ambos escenarios sobre las zonas montañosas (más intenso en RCP 8.5) sugiere que es posible que se vea afectada la ocurrencia de nevadas y, por lo tanto, la acumulación de caudal durante la época invernal.

Como era de esperarse, la media del ensamble multi-modelo de las simulaciones realizadas

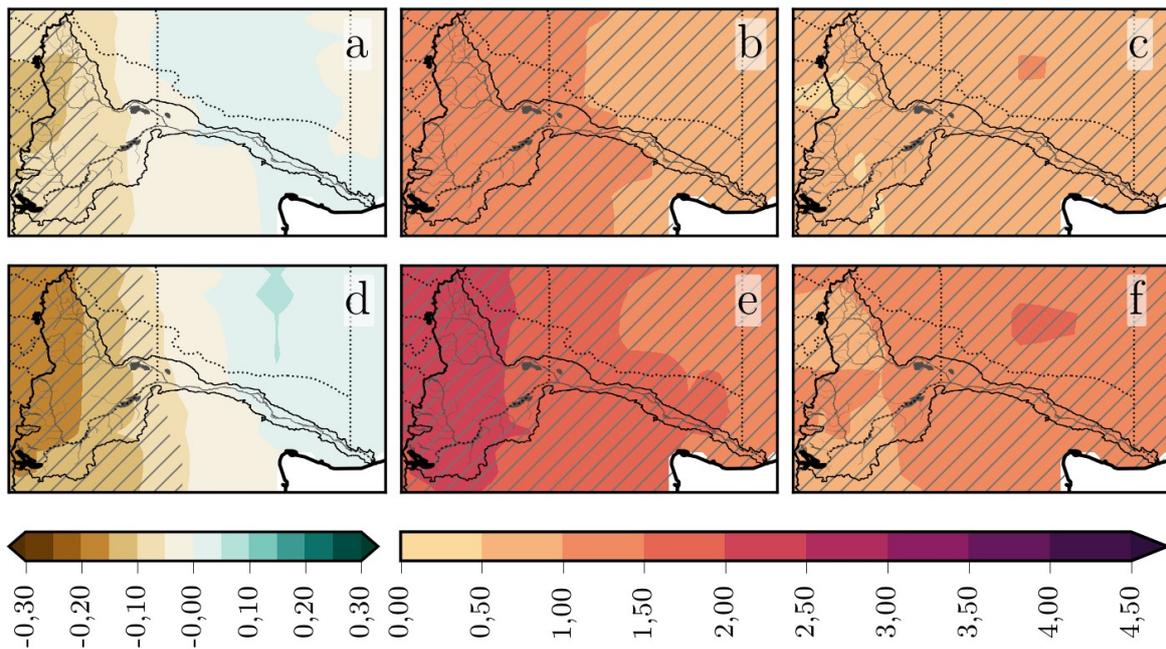


Figure 6: Cambios proyectados (ensamble multi-modelo) por el conjunto de modelos climáticos globales contenidos en ISIMIP2b bajo el escenario RCP 4.5 con respecto al período histórico (1980-2005) para a, b y c) 2021-2059; y para d, e y f) 2061-2099. Se muestran los cambios para: a y d) la precipitación acumulada media anual (cambio proporcional, sin unidades), donde los valores positivos (negativos) indican una perspectiva de aumento (disminución); b y e) temperaturas máximas medias anuales (diferencias en °C), donde los valores positivos indican un aumento en las temperaturas máximas medias anuales en las proyecciones; c y f) ídem paneles b y e) pero para las temperaturas mínimas medias anuales. Las regiones con rayado diagonal indican que el cambio proyectado fue robusto.

en el período 1999-2009 a las cuales se les aplicó el cambio proyectado a futuro en los forzantes meteorológicos (figura 8) muestran una reducción en el caudal medio anual que acompaña los cambios proyectados en la precipitación. Dicha reducción fue encontrada en la media del ensamble en todas las estaciones, escenarios y horizontes temporales, con una clara intensificación en la reducción del caudal medio a medida que se incrementan los GEI con el cambio de RCP y hacia fines de siglo.

La reducción en el caudal medio anual proyectado para la estación Andacollo en términos de la media del ensamble (figura 8a, cobertura vegetal realista) no superaría el 11 % para la primera mitad de siglo sin importar el escenario de forzante radiativo, mientras que

para el período 2061-2099 estos valores resultan ser del 16 % para un RCP 4.5 y del 35 % para el RCP 8.5. Por su parte, las estaciones Paso Flores y Paso Córdova (figura 8b, c) muestran una marcada reducción, con valores de entre el 20 y 30 % para el período 2021-2059, y reducciones que superan el 35 % (50 %) del caudal medio anual para fines de siglo y RCP 4.5 (8.5). En cuanto a Primera Angostura (figura 8d), la reducción del caudal medio anual en la media del ensamble resulta ser del 12 % (21 %) para la primera mitad de siglo y forzante radiativo moderado (alto), mientras que dicho valor se incrementa al 29 % (50 %) para fines de siglo.

La dispersión entre los miembros del ensamble en la figura 8 resultó ser mayor en Andacollo que en las demás estaciones, posiblemente debido a

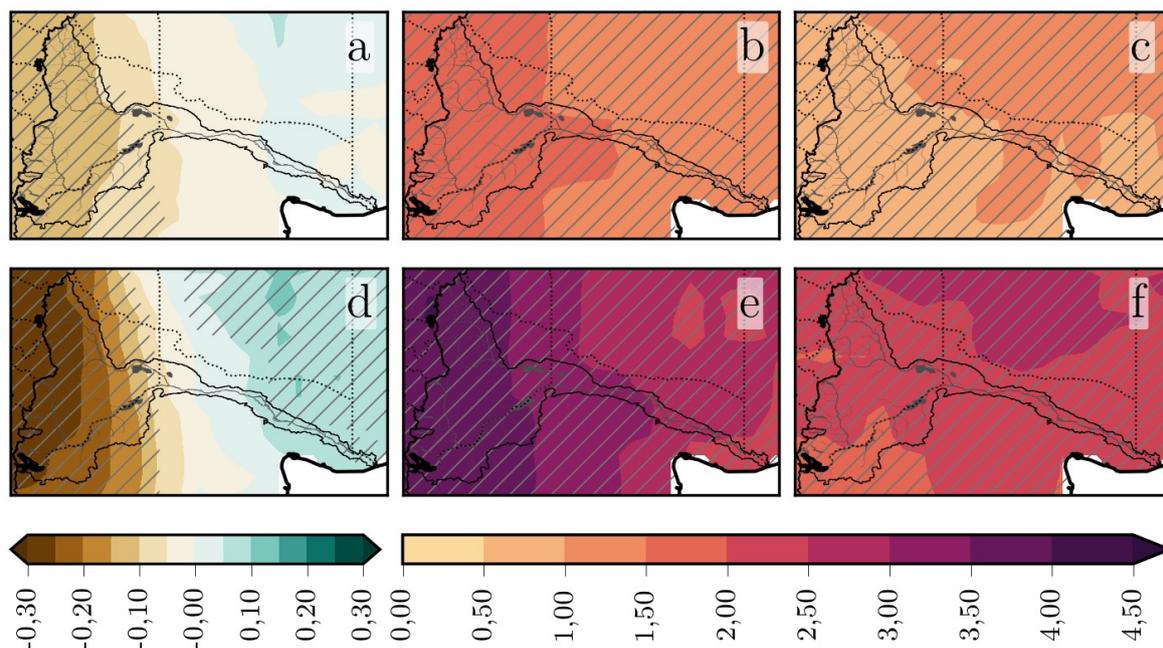


Figure 7: Ídem Figura 6 pero bajo el escenario RCP 8.5.

que la subcuenca asociada es de una topografía brusca y con grandes elevaciones montañosas, lo que podría explicar las mayores dispersiones encontradas en los campos de precipitación de los miembros individuales (figuras no mostradas). A su vez, se encontró para las estaciones Paso Córdova y Primera Angostura una mayor dispersión para el RCP 4.5 y primera mitad de siglo que para la estación Paso Flores. Es posible que esto se deba a que las áreas de las cuencas asociadas a Paso Córdova y Primera Angostura son más grandes que la asociada a Paso Flores, con lo cual es de esperarse que haya más puntos en los cuales los modelos difieran. Salvo por la estación Andacollo en el RCP 8.5 para fines de siglo, la dispersión en el resto de las estaciones tiende a disminuir conforme se incrementa la señal de secamiento en la precipitación con el paso del tiempo y con el incremento de los GEI. Se encontró que el incremento en la dispersión de Andacollo para dicho escenario y horizonte está asociado a una fuerte reducción en la precipitación en la región noroeste de los miembros IPSL-CM5A-LR y GFDL-ESM2M frente a las perspectivas de reducción en la precipitación del HadGEM2-ES y del

MIROC5 (figuras no mostradas). Nuevamente, es posible que esta diferencia esté asociada a la problemática de la región montañosa.

Si bien la dispersión entre miembros en algunos casos resultó ser elevada, es notorio que, en términos generales, los miembros individuales coinciden en el signo del cambio del caudal medio anual, excepto por la estación Andacollo durante la primera mitad de siglo, en cuyo caso se encontró un único miembro (HadGEM2-ES) con una perspectiva de aumento del caudal medio anual. Este aumento esperado en el caudal medio anual resultó estar asociado con un aumento en la precipitación en la región de Andacollo para el HadGEM2-ES, para ambos RCP y para el período 2021-2059 (figuras no mostradas). Sin embargo, es importante recordar que la reducción esperada en la precipitación de la media del ensamble para ambos escenarios y para la región mencionada resultó ser robusta (figuras 6 y 7).

En cuanto a la sensibilidad en el cambio de cobertura vegetal, se encontró que reemplazar la vegetación realista por un bosque de coníferas en todos los puntos del modelo

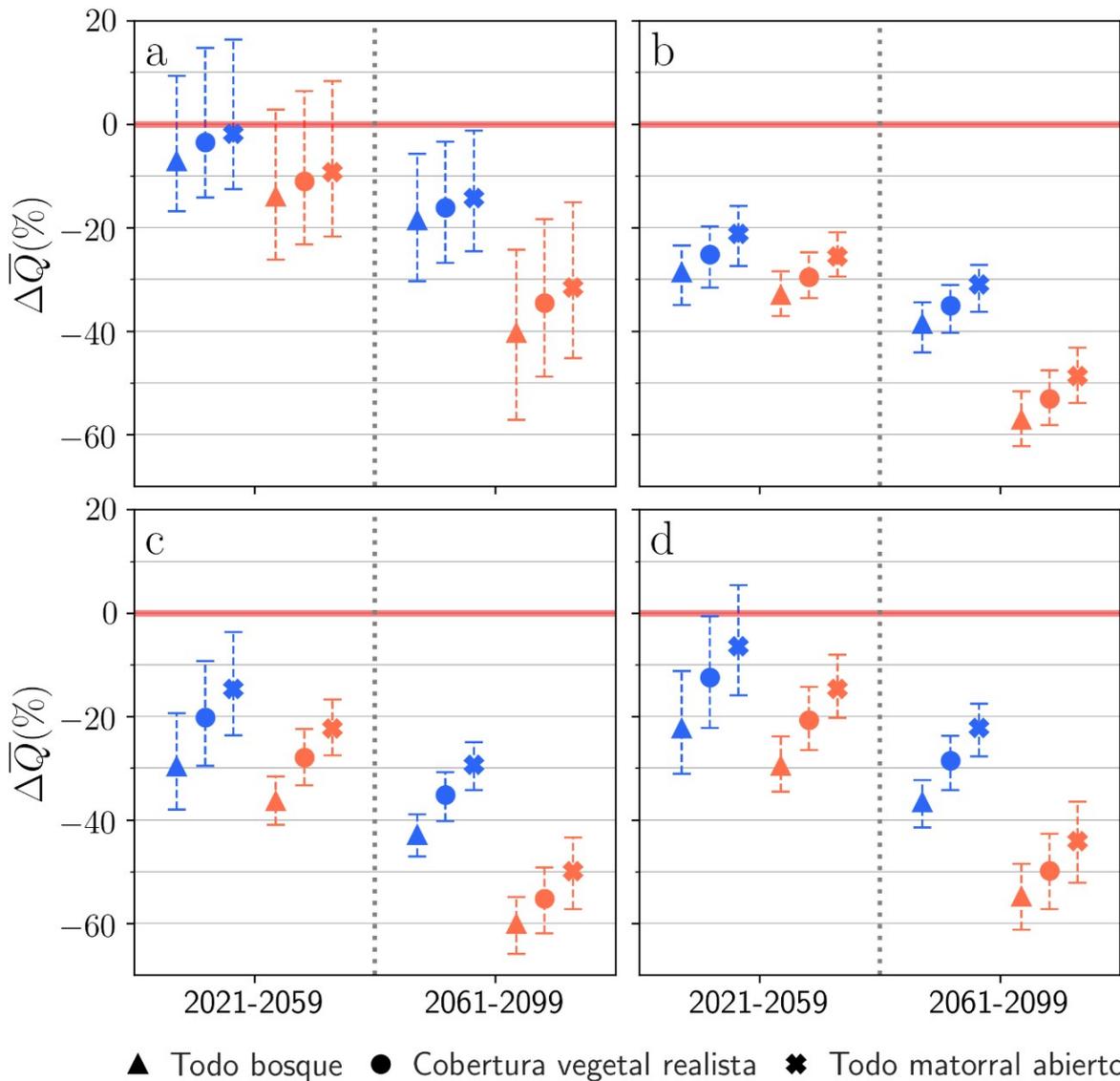


Figure 8: Cambios porcentuales simulados en el caudal medio anual para la primera y segunda mitad de siglo y para los escenarios RCP 4.5 (celeste) y RCP 8.5 (naranja) en a) Andacollo, b) Paso Flores, c) Paso Córdova y d) Primera Angostura, para las simulaciones realizadas con cobertura vegetal realista y para las pruebas de sensibilidad de cambio de cobertura vegetal. En marcadores llenos se indican la media del ensamble multi modelo. Las barras superiores e inferiores indican la máxima dispersión de los miembros del ensamble.

(figura 8) intensificaría la señal de reducción de caudal medio anual para todas las estaciones, escenarios y horizontes temporales, tanto para la media del ensamble como para los miembros individuales. Este comportamiento es coherente con un aumento en la evapotranspiración de la vegetación. Por su parte, la utilización de

cobertura vegetal de matorral abierto para la totalidad de la cuenca mostró una señal opuesta: para todos los casos, el caudal medio anual mostró una señal de reducción de caudal medio anual debilitada frente al caso de cobertura vegetal realista. Lo encontrado en este último caso es a su vez consistente con un escenario en

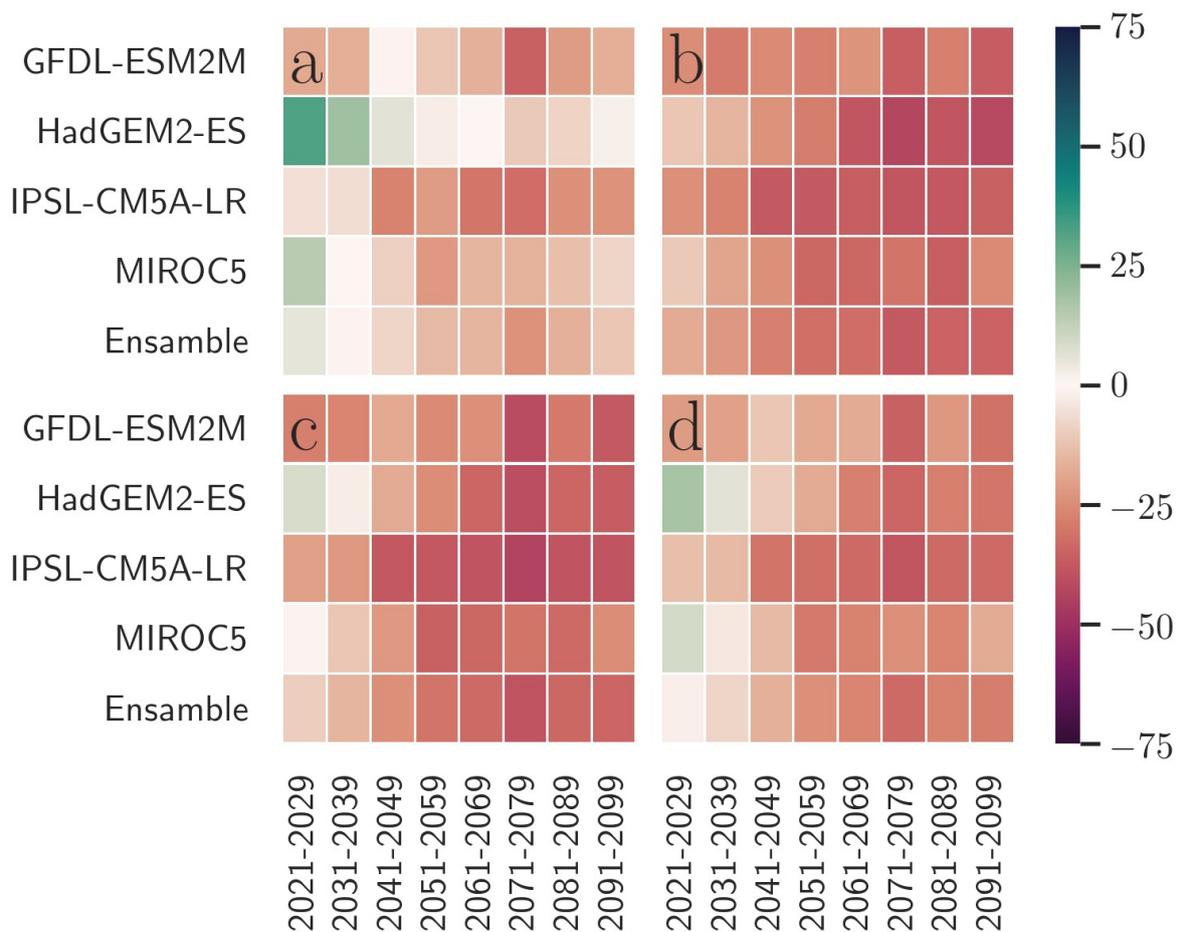


Figure 9: Cambios porcentuales simulados en el caudal medio anual para a) Andacollo, b) Paso Flores, c) Paso Córdoba y d) Primera Angostura al aplicarles el delta de cambios proyectados por los distintos modelos climáticos globales incluidos en el conjunto ISIMIP2b por década, para cada modelo y para la media del ensamble bajo el escenario RCP 4.5.

el cual se reduce la evapotranspiración.

Los resultados encontrados con las simulaciones realizadas utilizando los cambios extremos en la cobertura vegetal sugieren que el signo y la magnitud de los cambios en caudal medio anual a futuro están fuertemente controlados por los cambios en la precipitación y temperatura, mientras que los cambios en la cobertura vegetal podrían llegar a tener un papel secundario.

Un estudio de los cambios proyectados para el caudal medio anual por década sugiere que, en términos generales, se espera una reducción del mismo que aumenta conforme pasa el tiempo

(figuras 9 y 10), excepto por las décadas del 2070 en el RCP 4.5 y la del 2050 en el RCP 8.5, durante las cuales la media del ensamble muestra una reducción de caudal medio anual más intensa con respecto a la década que preceden.

En cuanto a los miembros individuales bajo el escenario RCP 4.5 (figura 9), la mayoría de los modelos, para todas las estaciones y para casi todas las décadas analizadas coinciden en el signo del cambio del caudal medio anual: las perspectivas indican una reducción. La excepción más clara es el modelo HadGEM2-ES, el cual durante las primeras 3 décadas presenta perspectivas de aumentos del caudal medio

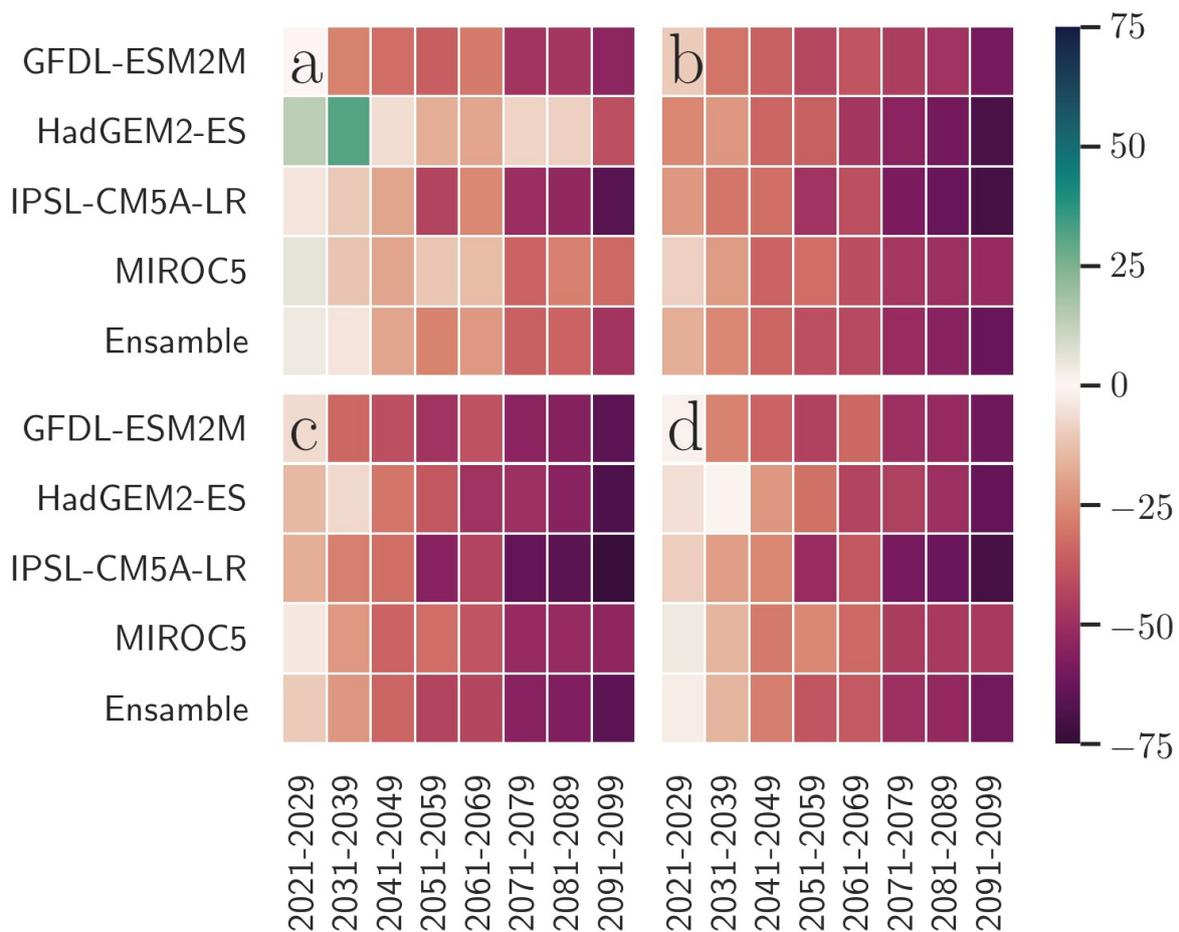


Figure 10: Ídem figura 9 pero para el escenario RCP 8.5

anual en la estación Andacollo de hasta el 32% (2021-2029), y aumentos de menor magnitud durante las primeras dos décadas para Primera Angostura y durante 2021-2029 en Paso Córdoba. Por su parte, el MIROC5 es el único otro modelo que indica perspectivas de aumento de caudal medio anual, y ocurre únicamente durante 2021-2029 para Andacollo, Paso Córdoba y Primera Angostura, con magnitudes inferiores a las encontradas en HadGEM2-ES.

Para el escenario con forzante radiativo alto (figura 10), la estación Andacollo es la única que muestra incrementos del caudal medio anual mayores al 5% en los modelos HadGEM2-ES y MIROC5, y ocurre durante las próximas dos décadas.

Los campos de precipitación del HadGEM2-ES y del MIROC5 sugieren que los posibles incrementos encontrados en ambos escenarios en el caudal medio anual de las estaciones Andacollo, Paso Córdoba y Primera Angostura parecieran estar asociados principalmente a aumentos en la precipitación media anual en las cuencas de los ríos Neuquén y Negro (figuras no mostradas). Sin embargo, es importante notar que los aumentos sobre el Neuquén no se observan en la media del ensamble (análisis por décadas, figuras no mostradas), y si bien sí se observan aumentos en la precipitación del ensamble sobre el río Negro, los mismos resultaron ser no robustos.

Finalmente, bajo ambos escenarios, el modelo que resultó ser más pesimista en cuanto a la reducción del caudal medio anual para todas

las estaciones y casi todas las décadas fue el IPSL-CM5A-LR. Es posible que esto se asocie a una disminución en la precipitación media anual y aumentos en las temperaturas máximas y mínimas más marcados que el resto de los modelos (figuras no mostradas).

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se aplicó el modelo hidrológico VIC a las cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Negro con el objetivo principal de estimar los posibles cambios que el caudal medio anual de dichos ríos tendrá en el contexto del cambio climático.

Las cuencas en cuestión presentaron numerosas dificultades a la hora de la calibración del modelo. Una de ellas surgió de la falta de información para adaptar los caudales naturales a la regulación artificial, por lo que fue necesario comparar las ondas anuales de los caudales de las estaciones ubicadas aguas abajo de las represas con las ondas anuales desregularizadas, es decir con el ciclo anual del período previo a la construcción de las represas, pero con la media del período actual. Una de las suposiciones al aplicar esta metodología es que la forma de la onda anual de la estación no sufrió cambios producto de otros efectos como podría ser el calentamiento global. Sería interesante contar con datos que permitan incorporar la presencia de las represas al caudal simulado, permitiendo de esta manera calibrar el modelo con sus valores mensuales.

Tal vez la dificultad más importante encontrada en este trabajo fue la escasez de datos meteorológicos principalmente de estaciones de altura, información que resulta vital para determinar si la precipitación ocurre de manera líquida, escurriendo al cauce directamente, o si lo hace en estado sólido, acumulándose durante el invierno y liberándose conforme aumentan las temperaturas. En este trabajo, solo se contó con datos de altura a nivel mensual, lo cual mostró ser de gran ayuda para corregir las temperaturas de altura, pero fue necesario continuar corrigiendo las temperaturas de las nacientes mediante

un algoritmo para obtener una calibración satisfactoria. La enorme mejoría encontrada con las simulaciones realizadas únicamente con correcciones en la temperatura en las nacientes de los ríos parece confirmar la gran necesidad de contar con datos de temperatura de altura para calibrar un modelo hidrológico como el VIC en la región.

A pesar de haber realizado la calibración del modelo a partir de correcciones a las temperaturas con datos mensuales de altura del período 2001-2010, la simulación realizada en el período de validación 2011-2016 resultó ser satisfactoria principalmente en términos del caudal medio anual.

Con respecto a las perspectivas a futuro, se estudió cómo cambiaría el caudal medio anual del período utilizado para la calibración (1999-2009) si se dieran los cambios en la precipitación y en las temperaturas máxima y mínima que proyectan los distintos modelos climáticos globales contenidos en el conjunto ISIMIP2b para dos escenarios de concentraciones de GEI distintos (RCP 4.5 -o escenario de aumento de concentración de GEI moderado- y RCP 8.5 -escenario de aumento alto) para las décadas del 2020 al 2090, y para la primera mitad (2021-2059) y segunda mitad (2061-2099) del siglo XXI. Es decir, se calcularon los cambios proyectados por los modelos climáticos para cada una de las variables mencionadas, para cada escenario y horizonte temporal futuro frente al presente histórico (1980-2005), y se aplicaron dichos cambios a los forzantes meteorológicos con los que se realizaron las simulaciones del VIC ya calibradas. Dichos forzantes representan, por lo tanto, cómo variaría el clima del período 1999-2009 si se dieran los cambios en el clima que proyectan los diversos miembros, escenarios y horizontes temporales del ISIMIP2b.

La media del ensamble multi-modelo de las simulaciones al aplicar los cambios proyectados por ISIMIP2b mostró una reducción del caudal medio anual para todas las estaciones independientemente de la trayectoria de

concentraciones de GEI considerada. Los resultados sugieren que bajo un escenario de concentraciones de GEI de RCP 8.5, la reducción en los caudales se verá intensificada, especialmente hacia fines de siglo, donde las proyecciones indican pérdidas de caudal del 35 % en Andacollo y de alrededor del 50 % en Paso Flores, Paso Córdova y Primera Angostura. Se encontró que la disminución en el caudal se deberá principalmente a una reducción en las precipitaciones en los Andes del norte de la Patagonia argentina (cambios robustos) que se observó para la media del ensamble para ambos RCP y para la primera y segunda mitad de siglo, con reducciones en la precipitación media anual del orden del 30 % (RCP 8.5, segunda mitad de siglo) sobre gran parte del oeste de la provincia de Neuquén. A su vez, es posible que el aumento de temperaturas proyectado para toda la región (cambios robustos) contribuyan en el aumento de la evapotranspiración y, por lo tanto, en la reducción del caudal.

Por otro lado, teniendo en cuenta que es posible que la vegetación se adapte frente al clima cambiante, se analizó la sensibilidad del modelo VIC al reemplazar la cobertura vegetal en todos los puntos de retícula por 1) todo bosque de coníferas, y 2) todo matorral abierto. Estas pruebas fueron realizadas con el objetivo de obtener escenarios extremos de cambio de cobertura vegetal y poder cuantificar cotas máximas y mínimas entre las cuales podrían encontrarse los cambios esperados en el caudal medio anual en el contexto del cambio climático. Los resultados encontrados sugieren que, si bien reemplazar la cobertura vegetal con todo bosque (todo matorral) aumentaría (disminuiría) la evapotranspiración y reduciría (aumentaría) relativamente el caudal medio anual con respecto a la cobertura vegetal realista, las diferencias en cambio a futuro del caudal medio anual entre las diferentes coberturas no resultaron ser superiores al 10 %, y en ningún caso hubo cambio de signo en el cambio esperado en el caudal medio anual producto del cambio de cobertura vegetal. Esto sugiere que los cambios en el caudal medio anual están fuertemente controlados por los cambios

en el clima, y la vegetación podría tener un papel secundario.

Los resultados encontrados en este trabajo pueden ser de utilidad para la adaptación y para ayudar al desarrollo de estrategias de mitigación del impacto hidrológico del cambio climático en la región de estudio. Sin embargo, los tomadores de decisiones deben tener en cuenta que existen diversas fuentes de incertidumbre asociadas a las proyecciones climáticas, las cuales fueron solo parcialmente evaluadas en este trabajo. Si bien los cambios en el clima medio para la región del Comahue coinciden en signo con las perspectivas de otros conjuntos de modelos como los del Programa Mundial de Investigaciones del Clima (WCRP, por sus siglas en inglés) del CMIP5 (Blázquez y Núñez, 2013), es posible que el grado de incertidumbre esté siendo subestimado debido al bajo número de modelos utilizado en ISIMIP2b (Iso y otros, 2020). Por otro lado, si bien en este estudio se consideró la incertidumbre asociada al cambio en vegetación, estudios anteriores (Jobbágy y otros, 2013) indican que, principalmente en regiones semiáridas como el caso del llano de la región del Comahue, los cambios en la vegetación pueden tener una importancia relativa más grande que la encontrada en este trabajo. Es necesario, por lo tanto, contar con más cantidad de estudios de impacto del cambio climático sobre la región.

Agradecimientos: Al IANIGLA por proveer los datos de temperatura mensual utilizados en este trabajo. A Katharina Berger del Centro de Computación para la Investigación del Clima en Alemania DKRZ (en alemán, DeutschesKlimarechenzentrum) por facilitar la descarga de los datos del ISIMIP2b.

REFERENCIAS

Bianchi, E., R. Villalba, M. Viale, F. Couvreur y R. Marticorena, 2015: New Precipitation and Temperature Grids for Northern Patagonia: Advances in Relation to Global Climate Grids. *J. Meteorol. Res.*, 30, 38-52. Blázquez, J. y

- M. N. Núñez, 2013: Analysis of uncertainties in future climate projections for South America: comparison of WCRP-CMIP3 and WCRP-CMIP5 models. *Springer, Climate Dynamics*, 41, 3,8-2013, 1039-1056.
- Bronstert, A., V. Kolokotronis, D. Schwandt y H. Straub, 2007: Comparison and evaluation of regional climate scenarios for hydrological impact analysis: General scheme and application example. *Int. J. Climatol.*, 27, 1579-1594.
- Chilès, J. y P. Delfiner, 2012: *Kriging. Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty. Second Edition*, John Wiley & Sons.
- Chu, J. T., J. Xia, C.-Y. Xu y V. P. Singh, 2010: Statistical downscaling of daily mean temperature, pan evaporation and precipitation for climate change scenarios in Haihe River, China. *Theoretical and Applied Climatology*, 99, 1-2, 149-161.
- Compañía Administradora del Mercado Mayorista Eléctrico, 2017: Informe Anual. CAMMESA. Recuperado de: <http://portalweb.cammesa.com/memnet1/Pages/descargas.aspx>.
- Forni, L., M. Escobar, P. Cello, M. Marizza, G. Nadal, L. Girardin, F. Losano, L. Bucciarelli, C. Young y D. Purkey, 2018: Navigating the water-energy governance landscape and climate change adaptation strategies in the northern Patagonia region of Argentina. *Water*, 10(6), 1-18.
- Frieler, K., S. Lange, F. Piontek, C. P. O. Reyer, J. Schewe, L. Warszawski, F. Zhao, , L. Chini, S. Denvil, K. Emanuel, T. Geiger, K. Halladay, G. Hurtt, M. Mengel, D. Murakami, S. Ostberg, A. Popp, R. Riva, M. Stevanovic, T. Suzuki, J. Volkholz, E. Burke, P. Ciais, K. Ebi, T. D. Eddy, J. Elliott, E. Galbraith, S. N. Gosling, F. Hattermann, T. Hickler, J. Hinkel, C. Hof, V. Huber, J. Jägermeyr, V. Krysanova, R. Marcé, H. Müller Schmied, I. Mouratiadou, D. Pierson, D. P. Tittensor, R. Vautard, M. van Vliet, M. F. Biber, R. A. Betts, B. L. Bodirsky, D. Deryng, S. Frohking, C. D. Jones, H. K. Lotze, H. Lotze-Campen, R. Sahajpal, K. Thonicke, H. Tian e Y. Yamagata, 2017: Assessing the impacts of 1.5°C global warming – simulation protocol of the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (ISIMIP2b). *Geosci. Model Dev.*, 10, 4321-4345.
- González, M. H., F. Losano, y S. Eslamian, 2020: Rainwater Harvesting Reduction Impact on Hydro-Electric in Argentina. *Handbook of Water Harvesting and conservation*. John Wiley & Sons ed.,1-16.
- Greve, P., B. Orlowsky, B. Mueller, J. Sheffield, M. Reichstein y S. Seneviratne, 2014: Global assessment of trends in wetting and drying over land. *Nature Geoscience*. 7.
- Grimson, R., N. Montroull, R. Saurral, P. Vasquez e I. Camilloni, 2013: Hydrological modelling of the Iberá Wetlands in southeastern South America. *J. of Hydrology*, 503, 47-54.
- Haddeland, I., T. Skaugen y D. P. Lettenmaier, 2006: Anthropogenic impacts on continental surface water fluxes. *Geophys. Res. Lett.*, 33(8).
- Haddeland, I., T. Skaugen y D. P. Lettenmaier, 2007: Hydrologic effects of land and water management in North America and Asia: 1700-1992. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(2), 1035-1045.
- Hamlet, A. F. y D. P. Lettenmaier, 1999: Effects of Climate Change on Hydrology and Water Resources in the Columbia River Basin. *Am. Water Res. Assoc.*, 35(6), 1597-1623.
- Hoffman, G. J. y D. T. Bolvin, 2015: Real-Time TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA-RT): 3B42RT, version 7. NASA's Precipitation Processing Center. Fecha de acceso: Junio, 2017.
- IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535.
- Ito, R., H. Shiogama, T. Nakaegawa e I. Takayabu, 2020: Uncertainties in climate

- change projections covered by the ISIMIP and CORDEX model subsets from CMIP5. *Geoscientific Model Development*, 13, 3, 859-872.
- Jobbágy, E. G., A. M. Acosta, y M. D. Nosetto, 2013: Rendimiento hídrico en cuencas primarias bajo pastizales y plantaciones de pino de las sierras de Córdoba (Argentina). *Ecología austral*, 23(2), 87-96.
- Liang, X., D. P. Lettenmaier, E. F. Wood y S. J. Burges, 1994: A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, 99(D7), 14415–14428.
- Liang X., E. F. Wood y D. P. Lettenmaier, 1996: Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: evaluation and modification. *Global Planet Change*, 13, 195-206.
- Lohmann, D., R. Nolte-Holube y E. Raschke, 1996: A large-scale horizontal routing model to be coupled to land surface parametrization schemes. *Tellus*, 48(A), 708-721.
- Lohmann, D., E. Raschke, B. Nijssen y D. P. Lettenmaier, 1998: Regional scale hydrology: II. Application of the VIC-2L model to the Weser River, Germany. *Hydrological Sciences Journal*, 43:1, 143-158.
- Losano, F., C. Pablo, M. Marizza, L. Forni, C. Young, G. Nadal, O. Girardin, L. Bucciarelli, R. Vallejos y S. Godoy, 2015: Modelo de gestión para la evaluación del estrés hídrico en la región del Comahue. VIII Congreso Argentino de Presas y Aprovechamientos Hidroeléctricos. 22-25 de abril de 2015. Santa Fe, Argentina.
- Maraun, D., F. Wetterhall, A. M. Ireson, R. E. Chandler, E. J. Kendon, M. Widmann, S. Brienen, H. W. Rust, T. Sauter, M. Themeßl, V. K. C. Venema, K. P. Chun, C. M. Goodess, R. G. Jones, C. Onof, M. Vrace I. Thiele-Eich, 2010: Precipitation downscaling under climate change, Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Rev. Geophys.*, 48, RG3003.
- Meehl, G. A., C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J. F. Mitchell, R. J. Stouffer, y K. E. Taylor, 2007: The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate 436 change research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88, 1383-1394.
- Ministerio de Hacienda de la Nación, 2017a: Informes Productivos Provinciales. Río Negro, Año 2 - N° 13. Recuperado de: https://www.economia.gob.ar/peconomica/dnper/fichas_provinciales/RioNegro_2017VF.pdf.
- Ministerio de Hacienda de la Nación, 2017b: Informes Productivos Provinciales. Neuquén, Año 2 - N° 15. Recuperado de: https://www.economia.gob.ar/peconomica/dnper/fichas_provinciales/SSPMicro%20-%20Informes%20Productivos%20Provinciales%20-Neuquen.pdf.
- Montroull N., R. Saurral, I. Camilloni, R. Grimson y P. Vasquez, 2013: Assessment of climate change on the future water levels of the Iberá wetlands, Argentina, during the twenty-first century. *International Journal of River Basin Management*, 11:4, 401-410.
- Nash, J. E y J. V. Sutcliffe, 1970: River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 3, 282-290.
- Nadal, G., O. Girardin, F. Losano, M. Marizza, P. Cello, L. Bucciarelli, L. Forni, I. Camilloni, G. Bravo, F. Lallana y N. Di Sbroiavacca, 2017: La Planificación del manejo de los recursos hídricos en el contexto del cambio climático. Una aplicación a la región del Comahue, Patagonia, Argentina. *Aqua-LAC*, 9(2), 59-72.
- Nijssen, B., D. Lettenmaier, D. Lohmann y E. Wood, 2001: Predicting the Discharge of Global Rivers. *Journal of Climate*. 14(15), 3307-3323.
- Piani, C., y J. O. Haerter, 2012: Two-dimensional bias correction of temperature and precipitation copulas in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L20401.
- Salio, P., M. P. Hobouchian, Y. García Skabar y D. Vila, 2015: Evaluation of high-resolution satellite precipitation estimates over southern South America using a dense rain gauge network. *Atmospheric Research* 163. 6th Workshop of the International Precipitation Working Group, 146-161.

- Saurral, R., 2010: The Hydrologic Cycle of the La Plata Basin in the WCRP-CMIP3 Multimodel Dataset. *J. Hydrometeor.*, 11, 1083–1102
- Sherwood, S. y F. Qiang, 2014: A Drier Future? *Science*, 343, 6172, 737-739.
- Thornton, P. y S. Running., 1999: An improved algorithm for estimating incident daily solar radiation from measurements of temperature, humidity, and precipitation. *Agricultural and Forest Meteorology* 93, 211-228.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer y G.A. Meehl, 2012: An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 485-498.
- Teutschbein, C. y J. Seibert, 2012: Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, 456–457, 12-29.
- Wood, A. W., E. P. Maurer, A. Kumar y D. P. Lettenmaier, 2002: Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 4429.

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