

Artículo en edición

1  
2  
3 **POSIBLES FORZANTES DE VARIACIONES DE LARGO PLAZO DE**  
4 **LA PRECIPITACIÓN DE VERANO EN TUCUMÁN, ARGENTINA**

5  
6 **Franco D. Medina<sup>1,2</sup>, Flavia M. Bazzano<sup>1,2,3</sup>, Teresita Heredia<sup>1,2</sup>, y Ana G. Elias,<sup>1,2</sup>**

7  
8 <sup>1</sup>**Laboratorio de Física de la Atmósfera, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología,**  
9 **Universidad Nacional de Tucumán, Av. Independencia 1800, 4000 Tucumán,**  
10 **Argentina**

11 <sup>2</sup>**INFINOA (CONICET-UNT), Tucumán, Argentina**

12 <sup>3</sup>**Laboratorio de Construcciones Hidráulicas, Dpto. de Construcciones y Obras**  
13 **Civiles, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de**  
14 **Tucumán**

15  
16 **Autor correspondiente: Franco D. Medina, [medinafranco909@gmail.com](mailto:medinafranco909@gmail.com)**

17  
18 **Manuscrito recibido el 12 de febrero de 2020, en su versión final el 9 de abril de 2020**

19  
20 **RESUMEN**

21  
22 En este trabajo se analiza la variación a largo plazo de la precipitación total y máxima  
23 diaria de verano en Tucumán, en base a datos medidos en la Estación Experimental  
24 Agroindustrial Obispo Colombres (EEAOC) durante el período 1911-2016. La  
25 precipitación total presenta tendencia lineal positiva significativa en el período completo de  
26 análisis por la presencia del salto climático de 1956. La serie de precipitación máxima  
27 diaria sólo presenta tendencia positiva significativa en el sub-periodo 1956-1994. Teniendo  
28 en cuenta que el monzón sudamericano es un fuerte determinante de los regímenes de  
29 precipitación del norte argentino, se analiza la correlación con variables de circulación

**Artículo en edición**

30 asociadas: viento zonal (U) en la troposfera superior en la región de la Alta de Bolivia y  
31 viento meridional (V) en la troposfera inferior en la región de la Baja del Chaco, junto con  
32 la presión (P) y temperatura (T) en el Atlántico Sur. Hay buen acuerdo estadístico entre las  
33 series de precipitación y estas variables cuando se considera el período completo, porque  
34 todas presentan –en general- una tendencia lineal neta. En el sub-período 1960-2012, la  
35 precipitación total tiene una cuasi-periodicidad de ~20 años en fase con P, y no tiene  
36 correlación con U y V, y disminuye su correlación con T. En cambio, la precipitación  
37 máxima en este sub-período tiene buena correlación con las variables de velocidad, las  
38 cuales están ligadas a la convección regional. Se analiza también la posible asociación con  
39 algunos índices oceánicos detectándose buena correlación con la Oscilación Decadal del  
40 Pacífico (PDO) desde mediados del siglo XX. Finalmente se analiza el posible rol sobre las  
41 tendencias del aumento de CO<sub>2</sub> global y la variación de la columna de O<sub>3</sub> polar. Hay  
42 correlación positiva y significativa de las series de precipitación con el CO<sub>2</sub>, muy similar a  
43 la dependencia con T, debido a que ambas series de precipitación presentan una tendencia  
44 general a aumentar. Con el O<sub>3</sub> se observa correlación negativa significativa debido a que las  
45 series coinciden en el cambio del signo de tendencia en ~1960.

46

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

49

50

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

53

54 **ABSTRACT**

55

56 The long term variation of total and daily maximum precipitation over Tucuman during  
57 summer is analyzed in this work. Precipitation data cover the period 1911-2016 and was  
58 measured at the Experimental Agroindustrial Obispo Colombes (EEOC). Total

## Artículo en edición

59 precipitation presents a significant positive linear trend during the whole period due to the  
60 1956 climatic jump, while maximum daily precipitation presents a significant trend only  
61 during 1956-1994. Taking into account that the South American monsoon is a strong  
62 determinant of precipitation regimes in Northern of Argentina, the correlation with  
63 atmospheric circulation variables is analyzed: upper troposphere zonal wind (U) in the  
64 Bolivian High region and lower troposphere meridional wind (V) in the Chaco Low region,  
65 together with pressure (P) and temperature (T) in the South Atlantic region. There is a good  
66 statistical agreement between precipitation series and these variables when the whole  
67 period is considered due to all these series present a general linear trend. In the sub-period  
68 1960-2012 total precipitation presents a ~20-year quasi-periodicity in phase with P, and  
69 have no correlation with U and V. Maximum daily precipitation instead correlates better  
70 with velocity variables during this same period, which in turn are linked to the regional  
71 convection. The association with the oceanic variability is analyzed finding good  
72 correlation with the Pacific Decadal Oscillation (PDO) during the second half of twentieth  
73 century. Finally, the possible role on the trends of the global CO<sub>2</sub> increase and the polar  
74 column O<sub>3</sub> depletion is analyzed. There is a significant positive correlation with CO<sub>2</sub>,  
75 similar to that with T, due to the general increasing trend in both series, and negative  
76 correlation with O<sub>3</sub> due to, in addition to the opposed trends in both series, they have a  
77 coincident sign-trend change in ~1960.

78

79 **Key Words:**total precipitation, maximum daily precipitation, tropospheric circulation,  
80 anthropogenic forcings, climate change.

81

### 82 1) INTRODUCCIÓN

83

84 La precipitación tiene gran impacto en diversos aspectos que afectan directamente a la  
85 sociedad. En particular los eventos de fuerte precipitación pueden generar inundaciones,  
86 pérdida de vidas humanas y bienes materiales, daños en los ecosistemas, y disminución de  
87 la seguridad alimentaria. Por ello es de gran interés social y económico conocer sus

## Artículo en edición

88 variaciones en distintas escalas de tiempo para una adecuada toma de decisiones tendientes  
89 a mejorar el aprovechamiento del recurso hídrico y minimizar riesgos a futuro.

90

91 Los modelos climáticos en general han predicho, junto con el aumento de temperatura  
92 global, una intensificación general del ciclo hidrológico, generando un aumento en la  
93 precipitación en la mayor parte del planeta acompañado de una disminución en algunas  
94 áreas subtropicales (Meehlet *et al.*, 2007). De esta manera, regiones con cuantiosas lluvias  
95 podrían volverse aún más lluviosas, mientras que en las zonas áridas se acentuaría la aridez  
96 (Biasutti, 2013). En particular en Argentina, se observaron tendencias positivas en la  
97 precipitación en gran parte del país durante 1916-1991, y especialmente desde la década del  
98 '50 (Barros *et al.*, 2000a).

99

100 Las mencionadas alteraciones en el régimen pluvial son motivo de numerosos estudios  
101 recientes donde se evidencia la acción combinada de forzantes naturales y antropogénicos.  
102 Entre ellos, la concentración de ozono (O<sub>3</sub>) en la estratosfera polar tendría notable  
103 incidencia en la precipitación. En este sentido, Kanget *et al.* (2011) mostraron que las  
104 precipitaciones estivales aumentan significativamente en los subtrópicos del hemisferio sur  
105 cuando los modelos climáticos se integran con concentraciones reducidas de O<sub>3</sub>. Por otra  
106 parte, Gonzalez *et al.* (2014) mostraron que en 1960-1999 la disminución de la  
107 concentración de O<sub>3</sub> produjo en el sudeste de Sudamérica un aumento de la precipitación  
108 igual o mayor que el esperable por el aumento del CO<sub>2</sub> global.

109

110 La provincia de Tucumán (~26°S-28°S, ~65°O-66°O), Argentina, corresponde a una  
111 estrecha región húmeda que limita al oeste con un gran desierto cordillerano y al este con la  
112 llanura semiárida del Chaco. Tiene un clima subtropical con una marcada concentración de  
113 la precipitación en los meses de verano, con ocurrencia de intensos eventos diarios de  
114 precipitación superiores a 50 mm, seguido de una estación seca en invierno. El régimen  
115 climático de verano está dominado por el sistema de circulación denominado monzón  
116 sudamericano. El mismo es inducido por las diferencias de temperatura entre el continente

## Artículo en edición

117 y los océanos, y modula la circulación atmosférica sobre la región tropical y subtropical  
 118 (Vera *et al.*, 2006; Ferrero y Villalba, 2019). Hacia fines de noviembre, durante la estación  
 119 húmeda del Amazonas ocurre una intensa convección que abarca gran parte de la región  
 120 central de Sudamérica desde el Ecuador hasta los 20°S, cuya respuesta a escala regional en  
 121 el verano consiste en una celda de alta presión en la troposfera superior llamada Alta de  
 122 Bolivia. En la troposfera inferior aparece una baja presión denominada Baja del Chaco  
 123 (Ferrero y Villalba, 2019). Esto favorece el transporte meridional de vapor desde el  
 124 Amazonas hacia el sudeste de Sudamérica, en el lado este de la cordillera de los Andes,  
 125 mediante un cinturón estrecho de vientos conocido como Jet de Niveles Bajos, el cual fue  
 126 ampliamente estudiado por diversos autores (Campetella y Vera, 2002; Marengo *et al.*  
 127 2004).

128

129 Existen varios estudios previos que analizan la variabilidad de la precipitación en Tucumán.  
 130 Entre ellos, Minetti *et al.* (2003) observan una tendencia cuasi-lineal creciente en la  
 131 precipitación anual en el período 1930-2000, con un “salto climático” ~1950, y de otro  
 132 similar en ~1970. Por su parte, Medina y Minetti (2004) postulan que dicho incremento de  
 133 la lluvia total anual observado se asocia a un cambio en los extremos diarios de  
 134 precipitación. Bazzano *et al.* (2019) en un estudio de las tendencias registradas en la lluvia  
 135 de varias estaciones de la provincia de Tucumán observan un comportamiento variable, y  
 136 un incremento no significativo de los valores máximos anuales, aunque significativo en los  
 137 acumulados anuales en la estación con mayor longitud de registro. Además, se evidencian  
 138 diferencias según el período considerado, con un cambio en la tendencia en las décadas  
 139 recientes. De acuerdo a Minetti y Leiva (2005) entre los factores intervinientes en la  
 140 variabilidad de la precipitación, se destaca la incidencia de la Oscilación Cuasi Biental  
 141 (QBO) en la lluvia de verano, que generaría la inversión del signo de las anomalías  
 142 presentes en un año respecto al otro (indicando una importante oscilación de dos años), y la  
 143 presencia de la Oscilación Subtropical (OST) manifiesta en fluctuaciones con ~20 años de  
 144 periodicidad en la lluvia de primavera y en la presión atmosférica sobre el Océano  
 145 Atlántico Sur. En un trabajo anterior, Minetti (1999) también observa cierta coincidencia

## Artículo en edición

146 entre períodos de sequía y eventos intensos de La Niña, que provocaron un cambio en la  
147 tendencia creciente de la lluvia a mediados de la década de los '80, cuando había alcanzado  
148 su máximo valor.

149

150 Los resultados obtenidos en los antecedentes citados muestran la necesidad de profundizar  
151 el análisis incorporando información que permita explicar el comportamiento de la variable  
152 a largo plazo, considerando la influencia de variables climáticas y forzantes  
153 antropogénicos. Este análisis no solo sería útil para una adecuada gestión del recurso  
154 hídrico, sino que también permitiría mejorar las proyecciones basadas en modelos  
155 climáticos globales, mediante la aplicación de técnicas de downscaling estadístico  
156 (Labraga, 2010; Palomino Lemus et al., 2017; Bettolli y Penalba, 2018), para evaluar el  
157 comportamiento de la lluvia local futura según distintos escenarios de cambio climático.

158

159 En este trabajo se analizan las variaciones a largo plazo de la precipitación en Tucumán  
160 utilizando una serie medida en una estación meteorológica de superficie. Como posibles  
161 fuentes de estas variaciones se analizan las tendencias en las variables de circulación  
162 atmosférica asociados al sistema cuasi-monzónico sudamericano de verano y variables de  
163 presión y temperatura en el Océano Atlántico, así como también el CO<sub>2</sub> global y el O<sub>3</sub> polar  
164 como posibles forzantes antropogénicos de parte de las tendencias.

165

## 166 2) DATOS

167

168 Se analiza la precipitación diaria en la Estación Experimental Agroindustrial Obispo  
169 Colombres (EEAOC), ubicada en la localidad de El Colmenar (26,8°S-65,2°O), en la  
170 provincia de Tucumán, Argentina. La EEAOC posee una estación meteorológica con  
171 registros continuos y controlados desde 1911. Hasta su reubicación en el aeropuerto de la  
172 provincia en 1981, la estación del Servicio Meteorológico Nacional estuvo ubicada en el  
173 predio de la EEAOC. A partir de entonces la EEAOC continuó las mediciones en la  
174 primera ubicación, dando continuidad al registro. Por lo tanto, la estación seleccionada,

## Artículo en edición

175 además de presentar un largo periodo, presenta la ventaja de no registrar cambios en su  
 176 ubicación. En este trabajo se analiza la serie diaria que abarca el periodo 1911-2016, a  
 177 partir de la cual se calcularon la precipitación máxima diaria para la estación verano  
 178 (diciembre-enero-febrero, DJF) y para el año hidrológico considerado desde el 1 de julio al  
 179 30 de junio del año siguiente (denominando en lo sucesivo a cada año hidrológico por el  
 180 segundo año que lo conforma), así como la total acumulada durante DJFy el año  
 181 hidrológico. Las cuatro series obtenidas se muestran en la Figura 1. Se observa que el  
 182 comportamiento de las series (totales y máximos) anuales son similares a sus análogos  
 183 deDJF dado el régimen monzónico de precipitación. Esto es así a pesar de la existencia de  
 184 algunos máximos anuales fuera de DJF. La similitud de las curvas polinómicas ajustadas  
 185 permite asumir que la precipitación de DJF constituye una buena representación del ciclo  
 186 hidrológico anual, justificándose su elección para continuar el análisis.

187

188 Teniendo en cuenta que la circulación de verano en la troposfera superior del hemisferio sur  
 189 está caracterizada por tres anticiclones continentales y tres ciclones oceánicos, de los cuales  
 190 interesan para nuestra región de estudiola Alta de Bolivia, las Bajas del Atlántico Sur y  
 191 Pacífico Sur, y que el flujo es fundamentalmente zonal, se adopta el viento zonal a 200 hPa  
 192 como variable representativa de la circulación en la tropósfera superior (Chenet *al.*,  
 193 1999).En cuanto a la troposfera inferior, al este de los Andes hay un importante flujo  
 194 meridional de vientos(con una velocidad de  $\sim 12 \text{ m s}^{-1}$  en 850 hPa a los  $62^\circ\text{O}$ ) que  
 195 corresponde al Jet de Niveles Bajos (Marengo *et al.*, 2004). Los niveles de 200 hPa y 850  
 196 hPa son utilizados comúnmente en estudios climáticos, como es el caso del estudio de la  
 197 circulación monzónica, realizada por Ganet *al.* (2005) quienes analizan los campos de  
 198 viento zonal y meridional junto con la precipitación en Sudamérica.A nivel superficial,  
 199 como se mencionó en la introducción, hay un patrón que consiste de altas presiones en los  
 200 océanos subtropicales y una baja continental.

201

202 En vista de lo expuesto anteriormente, se analizaron series de viento zonal a 200 hPa (U),  
 203 viento meridional a 850 hPa (V), presión a nivel del mar (P), temperatura superficial (T) y

**Artículo en edición**

204 columna total de ozono (O<sub>3</sub>) obtenidas del Reanálisis del siglo XX versión V2c (*Twentieth*  
 205 *Century Reanalysis V2c, 20CR V2c*) (Compoet *al.*, 2011) provisto por NOAA/OAR/ESRL  
 206 *PSD, Boulder, Colorado*(disponibles en [https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/20thC\\_Rean/](https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/20thC_Rean/)).  
 207 El reanálisis del siglo XX asimila observaciones de presión superficial y prescribe como  
 208 condiciones de borde observaciones mensuales de temperatura superficial del mar y  
 209 distribución de hielo marino. La versión V2c cubre el período 1851-2012 con una  
 210 resolución espacial de 2,0° x 2,0° (lat x lon). Para el área del hemisferio Sur comprendida  
 211 entre 20°S y 90°S el número de observaciones de presión entre 1900 y 1940 es de 50 (en  
 212 promedio). Después de 1940 hay un sostenido aumento del número de observaciones  
 213 disponibles, superando las 1000 desde el año 2000. A su vez, el error de las estimaciones de  
 214 presión es el doble en la primera mitad del siglo XX, respecto al error promedio después  
 215 del 2000 (Compoet *al.*, 2011), por lo que los campos estimados para el inicio del siglo XX  
 216 tienen mayor incertidumbre.

217

218 La serie de O<sub>3</sub> polar utilizada corresponde al mes de septiembre en la región comprendida  
 219 entre 60°S-90°S. Esta elección se basa en el análisis de Polvani *et al.* (2011), quienes  
 220 mostraron que, si bien el mínimo de O<sub>3</sub> polar ocurre en el periodo primaveral austral, existe  
 221 un retraso de dos meses para que la señal estratosférica se propague hacia la troposfera. De  
 222 esta manera, el mínimo primaveral de O<sub>3</sub> afecta al clima de DJF más que a otras estaciones  
 223 del año.

224

225 Además, se analiza la serie anual de concentración global de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) del  
 226 *Institute for Atmospheric and Climate Science* (IAC) (disponible en  
 227 <https://www.co2.earth/historical-co2-datasets>) para el periodo 1911-2012.

228

229

230 **3) METODOLOGÍA**

231

232 Como primer paso se estimaron las tendencias lineales de las series de precipitación de DJF

## Artículo en edición

233 a través del estimador no paramétrico de Sen (Sen, 1968). La significancia estadística se  
234 evaluó con el test de Mann-Kendall de uso común en el análisis de tendencias en series de  
235 tiempo climáticas e hidrológicas (Hamed, 2008). Se utilizó el test de Pettitt (Pettitt, 1979)  
236 como método de detección de punto de cambios, ya sea por alteraciones en la media,  
237 varianza y/o en la amplitud. Para llevar a cabo esto se utilizó el paquete “trend”  
238 (ThorstenPohlert, 2018) del software libre R versión 3-6-1 (R Core Team, 2019). Se  
239 analizaron el periodo 1911-2016 y el sub-periodo 1956-1994. Este último se eligió en  
240 baseal salto climático de 1956 (Minetti y Vargas, 1997) y a que en la Figura 1a se observa  
241 “a ojo desnudo” una pendiente positiva a partir de ese año, aproximadamente, hasta ~1994.  
242 Por otro lado, en la Figura 1-b de la máxima diaria hay tendencia positiva desde 1956 hasta  
243 ~1994 cuando ocurre un pico superior a 160 mm. El objetivo fue evaluar la magnitud y la  
244 significancia de la pendiente en ese sub-periodo en ambas series, para determinar en qué  
245 medida la tendencia de la máxima diaria está presente en la total de verano.

246

247 Se evaluó luego la correlación espacial entre las series de precipitación de verano de  
248 Tucumán y las series de V, U, P y T de DJF en la región comprendida entre 10°N - 90°S y  
249 20°O - 100°O que abarca Sudamérica y la zona Sur de los Océanos Atlántico y Pacífico,  
250 utilizando la aplicación Explorador Climático KNMI (KNMI *Climate Explorer*:  
251 <https://climexp.knmi.nl/>) del Real Instituto Meteorológico de los Países Bajos  
252 (*KoninkrijkNederlandsMeteorologischInstituut*, KNMI), que forma parte de la  
253 Organización Meteorológica Mundial (WMO, *WorldMeteorologicalOrganization*). Esta  
254 aplicación contiene datos climáticos y herramientas de análisis estadístico (temporal y  
255 espacial), y genera resultados numéricos y gráficos (Van Oldenborgh *et al.*, 2008; Trouet y  
256 Van Oldenborgh, 2013).

257

258 Finalmente, se analizó la asociación de las tendencias a largo plazode las series de  
259 precipitación con las series de V, U, P y T promediadas en determinadas  
260 regiones(recuadros en las Figuras 3 a, c, e y g, respectivamente). La elección de estas  
261 regiones se hizo en base al coeficiente de correlación y a la posible conexión de las mismas

## Artículo en edición

262 con el monzón sudamericano. La significancia estadística se estimó utilizando el test t de  
263 Student. Para evaluar la influencia de la variabilidad oceánica, se correlacionaron las series  
264 de precipitación, U, V y T con las series del Índice de Oscilación del Sur (SOI,  
265 *SouthernOscillationIndex*) (<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/soi/soi.dat>), Oscilación  
266 Decadal del Pacífico (PDO, *Pacific Decadal Oscillation*)  
267 (<http://research.jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest.txt>) y Oscilación Multidecadal del  
268 Atlántico (AMO, *Atlantic Multidecadal Oscillation*)  
269 (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.long.data>). En el caso del SOI,  
270 siguiendo la metodología de Barreiro *et al.* (2014), se filtró la influencia de la PDO  
271 mediante una regresión lineal. Se calculó la correlación con un promedio móvil de 5 años  
272 para filtrar las altas frecuencias. Lo mismo se hizo con las series de O<sub>3</sub> polar y CO<sub>2</sub> global  
273 para evaluar la influencia antropogénica.

274

275 En el análisis de correlación se analizaron los periodos 1911-2012 y el sub-periodo 1960-  
276 2012. La elección de este último se fundamenta en el cambio de signo observado en la  
277 pendiente de la serie de O<sub>3</sub> aquí analizada en ~1960 y al aumento de la pendiente de la serie  
278 de CO<sub>2</sub>. Con esto se busca evaluar la existencia de cambios cuando se analiza el periodo en  
279 que parece variar la tendencia de los forzantes antropogénicos.

280

## 281 4) RESULTADOS

282

### 283 A. TENDENCIAS DE LARGO PLAZO

284

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

288

289 Mediante el test de Pettitt, se encuentra que las series de precipitación total tienen un punto  
290 de cambio significativo en 1956, correspondiente al salto climático detectado por Minetti y

## Artículo en edición

291 Vargas (1997).

292

293 Las series de precipitación máxima diaria no presentan punto de cambio significativo según  
294 el test de Pettitt. Sin embargo, en la Figura 1 se observa un sub-período, 1956-1994, de  
295 tendencia positiva más marcada en ambos casos, total y máxima diaria, cuyos valores se  
296 listan también en la Tabla I. La pendiente de dicho sub-periodo es significativa al 95% para  
297 la serie máxima diaria de verano y al 91% para la máxima anual. La menor significancia  
298 para la máxima anual se debe a la presencia de algunos picos pronunciados no presentes en  
299 DJF (por ejemplo, en 1978) que aumentan el ruido de la serie. Respecto a esto, si bien el  
300 72% de los máximos de precipitación anuales ocurren en verano, existen  
301 algunas diferencias en las series (Figura 1b). En la Figura 2 se muestran el mes de ocurrencia  
302 del máximo en cada año hidrológico, donde se observa que entre 1930 y 1970 hay 14 años  
303 en los cuales la máxima diaria se dio fuera de DJF. De esos 14 años, en 9 la máxima diaria  
304 ocurrió en marzo y 1 en abril, por lo que podríamos decir que en esos años hubo  
305 corrimiento de la máxima a meses posteriores a DJF. En los 4 años restantes las máximas  
306 ocurrieron en noviembre. En tanto, entre 1970 y 2012 el número de años en los que la  
307 máxima ocurrió fuera de DJF disminuyó a 9, siendo 6 casos en marzo, 2 en abril y 1 en  
308 mayo. En este último periodo no ocurrieron máximos previos a DJF. Por lo tanto, en las  
309 últimas décadas la máxima diaria ocurrió entre los meses de diciembre y mayo en cada año  
310 hidrológico, a diferencia del resto de la serie donde se observa que los máximos ocurren  
311 entre noviembre y abril, por lo que podríamos decir que hubo un “leve corrimiento” hacia  
312 el otoño en el periodo anual de mayores precipitaciones.

313

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

316

## 317 B. ASOCIACIÓN CON VARIABLES DE VIENTOS, PRESIÓN Y TEMPERATURA

318

319 En la Figura 3 se muestran mapas de coeficiente de correlación ( $r$ ) de las series de

## Artículo en edición

320 precipitación de Tucumán DJF y las series de V, U, P y T. Todos los valores graficados  
321 tienen nivel de confianza mayor a 95%.

322

323 Hay correlación positiva entre V y la precipitación total (Figura 3a) en la zona del Pacífico  
324 entre los 40° y 60°S y en el continente en la zona de la baja del Chaco, y negativa en una  
325 franja del Atlántico que sube hasta Brasil donde se ubica la Zona de Convergencia del  
326 Atlántico Sur. El mismo patrón de correlación, pero debilitado, se observa para la  
327 precipitación máxima (Figura 3b). En el caso de U y la precipitación total se observa  
328 correlación positiva con la zona de la Alta de Bolivia, el Atlántico ecuatorial, la zona sur de  
329 los océanos Atlántico y Pacífico. Se observa correlación negativa con una zona del Pacífico  
330 entre los 35°S y 45°S. En el caso de la precipitación máxima diaria este patrón se ve casi  
331 desdibujado, excepto la correlación con las zonas sur de ambos océanos.

332

333 En el caso de P y la precipitación total (Figura 3e) se observa una correlación positiva con  
334 valores de r entre 0,3 y 0,4 en la zona del Atlántico a la altura de Brasil, en la zona  
335 continental en Bolivia y región de Chaco y en una pequeña zona del Pacífico entre los 40° y  
336 50°S. Se observa también correlación negativa con la zona Antártica. Este mismo patrón,  
337 aunque debilitado, aparece en el caso análogo con la precipitación máxima diaria (Figura  
338 3f). En el caso de T y ambas series de precipitación hay correlación positiva con la  
339 temperatura en el Atlántico, hacia el Sur de 20°S, y en menor medida con la de la zona de  
340 la costa del Pacífico en el centro de Chile.

341

342 Se calcularon las series promedio en las regiones derecuadros en Figura 3 (como se  
343 mencionó en la sección 3) y se estimó la correlación lineal entre ellas y cada serie de  
344 precipitación. La Tabla II muestra los valores de r según la variable correspondiente y la  
345 región a la que pertenece U (Alta de Bolivia), V (jet de niveles bajos), P y T (ambas del  
346 Atlántico Subtropical). Las Figuras 4 y 5 muestran la precipitación total y la máxima diaria  
347 de DJF, respectivamente, junto a las series con que mejor correlacionan (P y T para la  
348 primera, U y T para la segunda). Todas las variables, excepto P, parecen presentar una

**Artículo en edición**

349 tendencia más monótona en el período completo. La Tabla II muestra también la  
350 correlación para el sub-período 1960-2012.

351

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

363

364 La correlación de la precipitación total con P es alta en 1911-2012 y 1960-2012. A partir de  
365 ~1960 ambas series evidencian una periodicidad casi en fase del orden de ~20 años (Figura  
366 3). Esta periodicidad corresponde a un patrón de variabilidad océano-  
367 continentedenominado Oscilación Subtropical (OST) por Minetti y Leiva (2005) con  
368 impacto en el inicio de la estación lluviosa (noviembre-diciembre). Ellos postulan que en  
369 los meses posteriores (enero-febrero-marzo) la precipitación es principalmente afectada por  
370 factores continentales regionales y no tanto por la OST. Por otra parte, la periodicidad  
371 hallada podría estar relacionada con la periodicidad en el movimiento del baricentro solar  
372 (Cionco y Pavlov, 2018), ya analizada en conexión con la precipitación total de Tucumán  
373 por Heredia *et al.* (2019). El baricentro afectaría la radiación solar, que tendría a su vez  
374 impacto en el clima mediante mecanismos dinámicos objeto de gran discusión y  
375 controversia que no son objeto de este estudio. Heredia *et al.* (2019) argumentan la  
376 posibilidad de que este ciclo de ~20 años afecte más a las características de la superficie del  
377 mar, de manera que sería esperable esta oscilación en P (Figura 4). Sin embargo, T también

**Artículo en edición**

378 corresponde al promedio de un área íntegramente en el Atlántico, pero no evidencia esta  
 379 ciclicidad. Heredia *et al.* (2019), quienes analizan T de Tucumán (es decir continental),  
 380 encuentran una correlación lineal con parámetros del baricentro solar del orden  $\sim 0,1$   
 381 mientras que en el caso de la precipitación total es de  $\sim 0,4$ . En general podríamos decir que  
 382 cuando se considera el período completo 1911-2012, la tendencia lineal de largo plazo  
 383 predomina sobre la variación bidecadal en el patrón de variabilidad de la precipitación total,  
 384 y por esto la correlación con T es ligeramente mayor que con P.

385

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

400

401 Las variables U, V, P y T no son todas independientes entre sí. La correlación entre U y V  
 402 es de  $\sim 0,7$ , tal como se esperaría, ya que las áreas promediadas corresponden a un mismo  
 403 sistema integrado por la Alta de Bolivia, la Baja del Chaco y el jet de niveles bajos. Por otra  
 404 parte, la correlación de P con U, V y T es baja ( $r < 0,5$  en todos los casos) y no significativa  
 405 estadísticamente, por lo que P sería independiente de ellas. Físicamente podría pensarse que  
 406 P evidenció cambios relacionados a la expansión de la Celda de Hadley (Lucas *et al.*,

**Artículo en edición**

407 2014), los cuales en U y V podrían ser menores comparados con aquellos cambios que  
 408 surgen de otros factores, tales como los relacionados a procesos continentales. En relación a  
 409 esto último, Vera *et al.* (2019) analizan la relación entre U en la región 15°S-20°S y la  
 410 expansión de la Celda de Hadley global, y encuentran que no hay correlación  
 411 estadísticamente significativa, postulando que la circulación podría ser influenciada por  
 412 otros mecanismos independientes de la expansión tropical, tales como los relacionados al  
 413 Monzón Sudamericano. La baja correlación de P con U, V y T se debe a que P presenta una  
 414 cuasi-periodicidad de ~20 años, la cual está ausente (o es muy débil) en las otras variables.

415

416 C. ASOCIACIÓN CON LA VARIABILIDAD OCEANICA

417 La Figura 6a muestra las series de PDO, AMO y SOI. No se encontraron correlaciones  
 418 estadísticamente significativas entre las series oceánicas y la precipitación para el periodo  
 419 1911-2012 en ningún caso (Tabla III). En el sub-periodo 1960-2012 solo se encuentra  
 420 correlación significativa con PDO, siendo  $r = 0,5$  para la precipitación total y  $r = 0,6$  para la  
 421 máxima diaria. En la Figura 6 se muestran las series de precipitación total (6b) y máxima  
 422 diaria (6c) con la serie de PDO. Se observa que después de ~1950 las series de  
 423 precipitación siguen a la serie de PDO en las variaciones de mayor magnitud (por ejemplo,  
 424 en el rápido incremento entre 1975 y 1980, Figuras 6b y 6c) dando la apariencia de una  
 425 modulación de la precipitación por parte de PDO. Sin embargo, hay variaciones de menor  
 426 amplitud que no son compartidas y también algunos desfasajes entre las series.

427

428 Barreiro *et al.* (2014) mostraron que la combinación de un Océano Atlántico ecuatorial con  
 429 anomalías frías y un Océano Pacífico ecuatorial con anomalías cálidas estuvo asociada al  
 430 marcado incremento en las precipitaciones en el norte de Argentina en la década de 1970.  
 431 La transición de la temperatura del Atlántico alrededor de la década del '70 favoreció el  
 432 incremento de la precipitación y a partir de la década del '80 el cambio de fase de la PDO  
 433 ayudó a mantener las anomalías positivas a partir de entonces. El mecanismo físico  
 434 propuesto en su trabajo consiste en un aumento del flujo de humedad del Atlántico al  
 435 Amazonas inducido por un Pacífico ecuatorial más cálido y un Atlántico ecuatorial más

## Artículo en edición

436 frío. Este flujo de humedad es desviado debido a los Andes, y en combinación con un  
437 anticiclón en niveles altos centrado en 40°S – 40°O favorece la convergencia de humedad  
438 en el norte de Argentina. Nuestros resultados muestran que desde ~1950 la precipitación  
439 presenta a grandes rasgos variaciones similares a la PDO, aunque previo a esto las series  
440 prácticamente no muestran co-variabilidad.

441

442 Análogamente, se calculó la correlación entre la PDO y las variables U, V, P y T. Al igual  
443 que con la precipitación, en 1911-2012 ninguna de dichas variables tiene correlación  
444 significativa con PDO (Tabla III). En tanto, en 1960-2012 se obtuvo correlación  
445 significativa para PDO solo con U ( $r = 0,68$ ) y V ( $r = 0,61$ ). De esta manera, la influencia  
446 de la PDO en la circulación podría ser en el viento zonal y meridional de la zona  
447 continental, aunque con importancia solo desde la segunda mitad del siglo XX (Figura 6d).  
448 Esto podría estar relacionado a los cambios en la circulación inducidos por la PDO, tales  
449 como el anticiclón en niveles altos centrado en 40°S 40°O mencionado en el trabajo de  
450 Barreiro *et al.* (2014) que favorecen la convergencia de humedad en el norte de Argentina y  
451 afectan a la precipitación.

452

453 La combinación de un índice AMO negativo con la PDO positiva se da antes de ~1920 y  
454 posterior a ~1970, coincidiendo con los mayores valores de precipitación. Esta  
455 combinación podría favorecer un Pacífico ecuatorial más cálido y un Atlántico ecuatorial  
456 más frío. Esto podría explicar que el coeficiente de correlación entre la precipitación y PDO  
457 sea significativo en la segunda mitad del siglo XX y no en el periodo 1911-2012. Así, el  
458 argumento de Barreiro *et al.* (2014) sobre la influencia del Atlántico-Pacífico explicaría  
459 parte del comportamiento de la precipitación en Tucumán. El salto de la precipitación total  
460 en 1956 no sería explicable con este mecanismo.

461

462 En cuanto a SOI, su coeficiente de correlación con las series de precipitación no supera el  
463 valor 0,20 en los dos periodos considerados. Esto coincide con el resultado del análisis de  
464 Minetti y Leiva (2005), quienes muestran que la Oscilación del Sur tiene débiles efectos en

## Artículo en edición

465 Tucumán. En el largo plazo, la Oscilación del Sur podría no tener influencia significativa,  
466 mientras el rol del Pacífico podría estar relacionado a PDO en combinación con AMO.

467

### 468 D. ASOCIACIÓN CON EL DIÓXIDO DE CARBONO Y EL OZONO

469

470 Las Figuras 7 y 8 muestran las series estandarizadas de CO<sub>2</sub> y O<sub>3</sub> polar junto con la  
471 precipitación total y la máxima diaria, respectivamente. Los coeficientes de correlación  
472 lineal del CO<sub>2</sub> y O<sub>3</sub> polar con la precipitación, U, V, P y T se listan en la Tabla III.

473

474 El CO<sub>2</sub> presenta una variación monótona creciente, casi lineal, que es también la tendencia  
475 general de todas las variables analizadas, excepto al final de la serie, donde las variables se  
476 estabilizan o disminuyen sus valores. Esto hace que haya una correlación significativa en  
477 casi todos los casos en el periodo 1911-2012.

478

479 En el caso del O<sub>3</sub>, donde se observa una correlación negativa, los valores son altos porque  
480 el O<sub>3</sub> presenta un cambio de tendencia general en ~1960 que coincide con el cambio de  
481 tendencia en las series de precipitación y con la estabilización en los últimos años.

482

483 Si analizamos solo el sub-periodo 1960-2012, la correlación de las series es más alta con el  
484 O<sub>3</sub> que con el CO<sub>2</sub> en todos los casos. Esto es debido a que, como se mencionó, además de  
485 tener una tendencia monótona la serie el O<sub>3</sub> al final se estabiliza y esto coincide con  
486 tendencia menos marcada o casi nula en las series de precipitación.

487

488 Las notables cuasi-periodicidades interdecadales de las series de P, de U y de V hace que la  
489 correlación en estos casos sea menor, ya que son oscilaciones totalmente ausentes en el  
490 CO<sub>2</sub> y débiles en el O<sub>3</sub>. En cambio, en T predomina tendencia monótona, lo que provoca  
491 como resultado una alta correlación (mayor a 0,8) con las series de CO<sub>2</sub> y O<sub>3</sub>; esto  
492 concuerda con el aumento de temperatura global de origen antropogénico.

493

**Artículo en edición**

494 **5) DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

495

496 La precipitación total de DJF en Tucumán presenta los mayores coeficientes de correlación  
 497 con T ( $r = 0,76$ ) y con P ( $r = 0,70$ ) cuando se considera el período 1911-2012. Para el sub-  
 498 período 1960-2012 la correlación con P casi no cambia ( $r = 0,72$ ) y con T disminuye ( $r =$   
 499  $0,44$ ). Esto se puede observar en la Figura 3, donde se ve claramente que en el sub-período,  
 500 si bien hay una tendencia similar a la de T, es mayor la cuasi-periodicidad de  $\sim 20$  años que  
 501 acompaña a P.

502

503 Para evaluar estadísticamente la cuasi-periodicidad mencionada, se calculó la transformada  
 504 de wavelet (TW), la coherencia de wavelet (CW) y el espectro cruzado de wavelet (ECW)  
 505 entre P y la precipitación total (ambas sin promedio móvil). TW, a diferencia del espectro  
 506 de Fourier, es una técnica capaz de detectar periodicidades variables en el tiempo. CW  
 507 mide las oscilaciones comunes en ambas series y ECW mide la correlación entre estas  
 508 oscilaciones, ambos en términos de frecuencia. Seguimos el mismo procedimiento de  
 509 Heredia *et al.* (2019), utilizando el algoritmo desarrollado por Torrence y Compo (1998) y  
 510 el software desarrollado por AslakGrinsted (disponible en  
 511 <http://www.glaciology.net/wavelet-coherence/>) (Grinsted *et al.*, 2004). Se observa una clara  
 512 periodicidad común y en fase de  $\sim 20$  años a partir de  $\sim 1960$  (Figura 9b) con una  
 513 correlación mayor a 0,8 (Figura 9a), con un 95% de nivel de confianza. Por lo tanto, la  
 514 precipitación muestra variaciones periódicas de  $\sim 20$  años presentes en P, y el forzante  
 515 detrás de estos cambios podría responder a la dinámica del movimiento del baricentro solar,  
 516 aunque el mecanismo subyacente que sustentaría el buen acuerdo estadístico hallado es aún  
 517 desconocido.

518

519 En cuanto a la buena correlación obtenida con T, la misma es fuertemente dependiente del  
 520 periodo analizado, como se observa en los coeficientes de correlación presentados  
 521 anteriormente. La buena correlación podría deberse a que ambas presentan tendencia lineal  
 522 positiva y no a que haya una conexión física real. La tendencia lineal en T desde la segunda

### Artículo en edición

523 mitad del siglo XX es muy similar a la tendencia de CO<sub>2</sub> ( $r = 0,89$ ) y posiblemente debida  
524 al calentamiento global de las últimas décadas.

525

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

529

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

536

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

546

547 Respecto al aumento del CO<sub>2</sub>, además del aumento de la temperatura global, provocaría un  
548 aumento de las precipitaciones debido a la intensificación del ciclo hidrológico. En este  
549 sentido, Vera y Díaz (2014) encontraron que los modelos que consideran el aumento de  
550 gases de efecto invernadero como único forzante son capaces de reproducir sólo  
551 parcialmente las tendencias en la región a la que pertenece Tucumán. Nuestros resultados

## Artículo en edición

552 estadísticos sugieren que el O<sub>3</sub> y el movimiento de baricentro solar podrían también  
553 impactar en el comportamiento a largo plazo de la precipitación, aunque un análisis más  
554 exhaustivo es necesario para fundamentar esto.

555

556 En cuanto al O<sub>3</sub>, las correlaciones negativas encontradas estarían de acuerdo con los  
557 resultados de Kanget *al.* (2011) y Gonzalez *et al.* (2014) quienes señalan que una  
558 disminución de ozono polar induciría un aumento en la precipitación en regiones de  
559 Sudamérica. Precisamente, Cai y Cowen (2007) remarcaron la importancia de contar con  
560 modelos que cuantifiquen la contribución del O<sub>3</sub>, debido a que se proyecta que el O<sub>3</sub> estará  
561 completamente recuperado hacia el 2050, y su impacto en el clima del hemisferio sur sería  
562 opuesto al del incremento del CO<sub>2</sub>.

563

564 Respecto a las variables de circulación, en la Figura 10 se muestran las series  
565 estandarizadas de U, V y velocidad vertical en 500 hPa (indicador de circulación vertical en  
566 la troposfera media) en la región en la que se analizó U, obtenido también del reanálisis 20  
567 CR V2c. Se observa buen acuerdo entre dichas series, con valores de correlación con la  
568 velocidad vertical de 0,6 con U y 0,7 con V (sin suavizado). Esto indica que las variaciones  
569 de U están asociadas a variaciones en la actividad convectiva en esta región perteneciente al  
570 Alta de Bolivia. Por otro lado, se dio una disminución en el flujo meridional de vientos en  
571 capas bajas (V). Así, los cambios en la precipitación máxima diaria, que presenta buena  
572 correlación con U y V, no estarían asociados a cambios en la advección meridional de  
573 vapor mediante el jet de niveles bajos (V disminuyó), sino más bien a las variaciones en la  
574 convección. El aumento de la convección en la parte subtropical de Sudamérica en la  
575 segunda mitad del siglo XX fue reportado por Saurra *et al.* (2017), en concordancia con el  
576 presente análisis. El mecanismo físico detrás de la alta correlación entre U y el CO<sub>2</sub> podría  
577 consistir en un aumento en la actividad convectiva inducida por el aumento de la  
578 temperatura global. Chen *et al.* (2020) encuentran un aumento generalizado a nivel global en  
579 el valor medio de la energía potencial convectiva disponible (CAPE, Convective Available Potential Energy) en DJF como consecuencia del aumento de CO<sub>2</sub>. En

## Artículo en edición

581 el centro y norte de Argentina el mayor aumento del CAPE se observaría en el Noroeste  
582 Argentino. Ellos postulan que el aumento del CAPE incrementaría la probabilidad de  
583 ocurrencia de eventos de convección profunda, de tal manera que en nuestra región  
584 podríamos esperar un aumento en la precipitación máxima diaria ante el aumento de CO<sub>2</sub>.  
585 Desde ya que es necesaria una investigación más profunda y detallada para resolver la  
586 relación entre el aumento del CAPE y su posible efecto en la precipitación.

587

588 En la Tabla III se observa que la correlación de U y V con el CO<sub>2</sub> baja notoriamente cuando  
589 se considera el sub-período 1960-2012. Esto se debe a que, como se observa claramente de  
590 la Figura 10, en ese período U y V prácticamente no presentan tendencia lineal neta.

591

592 Al no presentar una tendencia sostenida y además al tener una marcada cuasi-periodicidad,  
593 P presenta una notable menor correlación con CO<sub>2</sub> que las demás variables. En el  
594 hemisferio sur la disminución de O<sub>3</sub> y el aumento de CO<sub>2</sub> del siglo pasado aportaron a las  
595 tendencias de expansión de la Celda de Hadley y produjeron un aumento de los valores de  
596 presión de los anticiclones subtropicales en la segunda mitad del siglo XX (Lucas *et al.*  
597 2014, Nguyen *et al.* 2015). La estabilización del O<sub>3</sub> de los últimos años de la serie coincide  
598 con la ausencia de tendencia lineal en la serie de precipitación total y de P en el Atlántico.  
599 Al estar proyectada una recuperación del ozono en las próximas décadas, una posibilidad es  
600 que los valores de precipitación total de DJF en Tucumán disminuyan o se estabilicen, tal  
601 como proponen Gonzalez *et al.* (2014) para el sudeste de Sudamérica. Sin embargo, el  
602 aumento de CO<sub>2</sub> también produce tendencias de aumento en la precipitación, por lo que una  
603 vez recuperado el O<sub>3</sub> aún podría haber un nuevo aumento de las precipitaciones posterior a  
604 la recuperación del O<sub>3</sub>.

605

606 Es importante destacar que la serie de precipitación de Tucumán tiene gran variabilidad  
607 interanual e interdecadal. En particular la variación bidecadal en la precipitación total a  
608 partir de ~1960 y en Pen el período completo, que está presente también en la posición del  
609 baricentro solar. Hay otras variaciones en la precipitación total, y en especial en la máxima

## Artículo en edición

610 diaria, U, y V que podrían estar relacionadas a la PDO. Si bien se detectaron correlaciones  
611 altas con las variables mencionadas, se necesita un “sustento físico” para el análisis  
612 estadístico, en especial en relación a la influencia del baricentro. Por otra parte, se debería  
613 evaluar el efecto (refuerzo o atenuación) que los forzantes antropogénicos podrían tener en  
614 PDO y AMO considerando que estas oscilaciones parecen tener fuerte influencia en la  
615 precipitación. La profundización en el estudio de los mecanismos subyacentes podría ser  
616 clave para mejores proyecciones de la precipitación a largo plazo en escala local.

617

618

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

624

625

## 626 REFERENCIAS

627

628 **Barreiro, M., Diaz, N., Renom, M., 2014:** Role of the global oceans and land-atmosphere  
629 interaction on summertime interdecadal variability over northern Argentina. *Climate*  
630 *Dynamics*, 42, 1733-1753. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2088-6>

631

632 **Barros, V., Castañeda M.E., Doyle M., 2000a:** Recent Precipitation Trends in Southern  
633 South America East of the Andes. An Indication of Climatic Variability. In. Smolka P.,  
634 Volkheimer W. (eds) *Southern Hemisphere Paleo- and Neoclimates*. Springer, Berlin,  
635 Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-59694-0\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-642-59694-0_13)

636

637 **Barros, V., Gonzalez, M., Liebmann, B., Camilloni, I., 2000b:** Influence of the South  
638 Atlantic convergence zone and South Atlantic Sea surface temperature on

## Artículo en edición

- 639 interannual summerrainfall variability in Southeastern South America. *TheorApplClimatol*  
 640 67, 123–133, <https://doi.org/10.1007/s007040070002>  
 641
- 642 **Bazzano, F., Heredia, T., Elías, A. G., Lamelas, C., Forciniti, J., 2019:** Tendencias en la  
 643 Precipitación en Tucumán bajo Efecto del Cambio Climático. *RevistaMeteorológica*. 44, 2,  
 644 1-14.  
 645
- 646 **Bettoli, M.L., Penalba, O.C., 2018:** Statistical downscaling of daily precipitation and  
 647 temperatures in southern La Plata Basin. *Int J Climatol*. 38, 3705– 3722.  
 648 <https://doi.org/10.1002/joc.5531>  
 649
- 650 **Biasutti, M., 2013:** Climate change, future rise in rain inequality, *Nature Geoscience* 6,  
 651 337–338.  
 652
- 653 **Cai, W., Cowan, T., 2007:** Trends in Southern Hemisphere Circulation in IPCC AR4  
 654 Models over 1950–99. *Ozone Depletion versus Greenhouse Forcing J. Climate*, 20,681–  
 655 693, <https://doi.org/10.1175/JCLI4028.1>  
 656
- 657 **Campetella, C. M., Vera, C., 2002:** The influence of the Andes mountains on the South  
 658 American low-level flow, *Geophys. Res. Lett.*, 29,17, 1826,  
 659 <https://doi.org/10.1029/2002GL015451>  
 660
- 661 **Carvalho, L.M.V., Jones, C., Silva, A.E., Liebmann, B. and Silva Dias, P.L., 2011:** The  
 662 South American Monsoon System and the 1970s climate transition. *Int. J. Climatol.*, 31:  
 663 1248-1256. doi:10.1002/joc.2147  
 664
- 665 **Chen, T. S., Weng, S., Schubert, S., 1999:** Maintenance of Austral Summertime Upper-  
 666 Tropospheric Circulation over Tropical South America. The Bolivian High–Nordeste Low  
 667 System. *J. Atmos. Sci.*, 56, 2081–2100, [23](https://doi.org/10.1175/1520-</a></p>
</div>
<div data-bbox=)

Artículo en edición

- 668 0469(1999)056<2081:MOASUT>2.0.CO;2  
669
- 670 **Chen, J., Dai, A., Zhang, Y., Rasmussen, K.L., 2020:** Changes in Convective Available  
671 Potential Energy and Convective Inhibition under Global Warming. *J. Climate*, **33**, 2025–  
672 2050, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0461.1>  
673
- 674 **Cionco, R.G.,Pavlov, D.A., 2018:** Solar barycentric dynamics from a new solar-planetary  
675 ephemeris. *Astron. Astrophys.* 615, A153. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201732349>  
676
- 677 **Compo, G. P., Whitaker, J. S.,Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R. J., Yin, X., et**  
678 **al., 2011:** The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc.*,  
679 137, 1-28. <https://doi.org/10.1002/qj.776>  
680
- 681 **Ferrero, M.A., Villalba R., 2019:**Interannual and Long-Term Precipitation Variability  
682 Along the Subtropical Mountains and Adjacent Chaco ,22–29° S: in Argentina, *Front. Earth*  
683 *Sci.*, 7, 148. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00148>  
684
- 685 **Gan, M.A., Rao, V.B.,Moscati, M.C.L., 2005:** South American monsoon indices.  
686 *Atmosph. Sci. Lett.*, 6. 219-223. <https://doi.org/10.1002/asl.119>  
687
- 688 **Gonzalez, P.L.M., Polvani, L.M., Seager, R., 2014:** Stratospheric ozone depletion. a key  
689 driver of recent precipitation trends in South Eastern South America *ClimDyn*: 42, 1775.  
690 <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1777-x>  
691
- 692 **Grinsted, A., Moore, J., Jevrejeva, S., 2004:**Application of the cross wavelet transform  
693 and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Process Geophys.* 11,  
694 561–566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>.  
695
- 696 **Hamed, K.H, 2008:** Trend detection in hydrologic data. The Mann–Kendall trend test

**Artículo en edición**

697 under the scaling hypothesis. J. Hydrol. 349, 350– 363,  
698 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.009>.

699

700 **Heredia T., Bazzano F. M., Cionco R.G., Soon W, Medina F. D., Elias A. G.,**  
701 **2019:** Searching for solar-like interannual to bidecadal effects on temperature and  
702 precipitation over a Southern Hemisphere location. Journal of Atmospheric and Solar-  
703 Terrestrial Physics, Volume 193, 2019, 105094, ISSN 1364-6826,  
704 <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2019.105094>

705

706 **Kang S. M., Polvani L. M., Fyfe J. C., Sigmond M., 2011:** Impact of Polar Ozone  
707 Depletion on Subtropical Precipitation. Science. 332, 6032, 951-954.  
708 <https://doi.org/10.1126/science.1202131>

709

710 **Labraga, J.C., 2010:** Statistical downscaling estimation of recent rainfall trends in the  
711 eastern slope of the Andes mountain range in Argentina. TheorApplClimatol 99, 287–302.  
712 <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0145-6>

713

714 **Lucas C., Timbal B., Nguyen, H., 2014:** The expanding tropics. a critical assessment of  
715 the observational and modeling studies. WIREs Clim Change, 5. 89-112.  
716 <https://doi.org/10.1002/wcc.251>

717

718 **Marengo, J.A., Soares, W.R., Saulo, C., Nicolini, M., 2004:** Climatology of the Low-  
719 LevelJet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses. Characteristics  
720 and Temporal Variability. J. Climate, 17, 2261–2280.<https://doi.org/10.1175/1520-0442.2004.017<2261.COTLJE>2.0.CO;2>

722

723 **Medina, E. R. y. Minetti, J. L., 2004:** El salto climático y su impacto en la frecuencia de  
724 precipitaciones máximas diarias en San Miguel de Tucumán. X Reunión y LV  
725 Latinoamericana de Agrometeorología. Mar del Plata, Argentina.

Artículo en edición

726

727 **Meehl, G.A., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, T., Gregory, J.**  
728 **M., et al., 2007:**Global Climate Projections.In Climate Change 2007: The Physical Science  
729 Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the  
730 Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, pp 747-846

731

732 **Minetti, J.L., 1999:** Las sequías en la Argentina. Contribuciones Científicas GAEA. 60va.  
733 Sem. De Geografía., 491-96. San Juan.

734

735 **Minetti, J. L., Leiva, M. del V., 2005:** Variabilidad y Cambio Climático en el Noroeste  
736 Argentino. Cap. 12 en El Clima en el NOA. 410 páginas. ISBN: 987-9390-66-0. Edit.  
737 Magna. S Miguel de Tucumán. Tucumán. Argentina.

738

739 **Minetti, J. L.; Vargas, W. M., 1997:** Trends and jumps in the annual precipitation in  
740 South America, south of the 15°S. *Atmósfera*, ISSN 0187-6236, 11, 4, 205-221

741

742 **Minetti, J.L., Vargas, W.M., Poblete, A.G., Acuña, L.R., Casagrande, G., 2003:** Non-  
743 linear trends and low frequency oscillations in annual precipitation over Argentina and  
744 Chile, 1931-1999, *Atmósfera*, 16, 119-135.

745

746 **Nguyen H., Lucas., Evans A., Timbal B., Hanson L.,2015:** Expansion of the Southern  
747 Hemisphere Hadley Cell in Response to Greenhouse Gas Forcing. *J. Climate*, 28, 8067–  
748 8077. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0139.1>

749

750 **NicoliniM, Saulo A., Torres J., Salio P., 2002:** Enhanced precipitation over Southeastern  
751 South America related to strong low-level jet events during austral warm season.  
752 *Meteorologica*, Special Issue for the South American Monsoon System. 27.

753

754 **Palomino Lemus, R., Córdoba Machado, S, Gámiz Fortis, S. R., Castro-Díez, Y.,**

## Artículo en edición

- 755 **Esteban Parra, M. J., 2017:** Climate change projections of boreal summer precipitation  
 756 over tropical America by using statistical downscaling from CMIP5 models Environ. Res.  
 757 Lett.12 124011. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa9bf7>  
 758
- 759 **Pettitt A. N., 1979:** A non-parametric approach to the change-point problema. Appl. Stat.  
 760 28. 126–135  
 761
- 762 **Polvani, L.M., Waugh, D.W., Correa, G.J., Son S., 2011:** Stratospheric Ozone  
 763 Depletion: The Main Driver of Twentieth-Century Atmospheric Circulation Changes in the  
 764 Southern Hemisphere. J. Climate, 24, 795–812, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3772.1>  
 765
- 766 **R Core Team, 2019:** R. A language and environment for statistical computing.  
 767 RFoundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <https://www.R-project.org/>  
 768
- 769 **Saurral, R. I., Camilloni, I. A., Barros, V. R., 2017:** Low-frequency variability and  
 770 trends in centennial precipitation stations in southern South America. Int. J. Climatol., 37.  
 771 1774-1793. <https://doi.org/10.1002/joc.4810>  
 772
- 773 **Sen, P.K., 1968:** Estimates of the regression coefficient based on Kendall’s tau. J. Am.  
 774 Statist. Assoc. 63, 1379–1389.  
 775
- 776 **Thorsten Pohlert, 2018:** Trend. Non-Parametric Trend Tests and Change-PointDetection.  
 777 R package version 1.1.1. <https://CRAN.R-project.org/package=trend>  
 778
- 779 **Torrence, C., Compo, G.P., 1998:** A practical guide to wavelet analysis. Bull. Am. Met.  
 780 Soc. 79, 61–78. <https://doi.org/10.1175/1520-0477,1998:079<0061:APGTWA>2.0.CO;2>  
 781
- 782 **Trouet, V., Van Oldenborgh, G. J., 2013:** KNMI Climate Explorer. a web-based research  
 783 tool for high-resolution paleoclimatology, Tree-Ring Research, 69, 3-14.

**Artículo en edición**

784 <https://doi.org/10.3959/1536-1098-69.1.3>

785

786 **Van Oldenborgh, G.J., Coelho, C.A.S., Doblas-Reyes, F. J., 2008:** Exploratory analysis  
787 and verification of seasonal forecasts with the KNMI climate explorer, ECMWF Newsletter  
788 116, 4-5. ,Available at [https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2008/14609-](https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2008/14609-newsletter-no116-summer-2008.pdf)  
789 [newsletter-no116-summer-2008.pdf](https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2008/14609-newsletter-no116-summer-2008.pdf):

790

791 **Vera C.,Díaz, L., 2015:** Anthropogenic influence on summer precipitation trends over  
792 South America in CMIP5 models. *Int. J. Climatol.*, 35. 3172-3177.  
793 <https://doi.org/10.1002/joc.4153>

794

795 **Vera C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R. D., Gochis, D., et al.,**  
796 **2006:** Toward a unified view of the American monsoon systems. *J. Clim.* 19, 4977–5000.  
797 <https://doi.org/10.1175/jcli3896.1>

798

799 **Vera C., Díaz L., Saurral R., 2019:** Influence of Anthropogenically-Forced Global  
800 Warming and Natural Climate Variability in the Rainfall Changes Observed Over the South  
801 American Altiplano. *Front. Environ. Sci.* 7:87. <https://10.3389/fenvs.2019.00087>

802

803

804

805

806

807

808

809

810

811

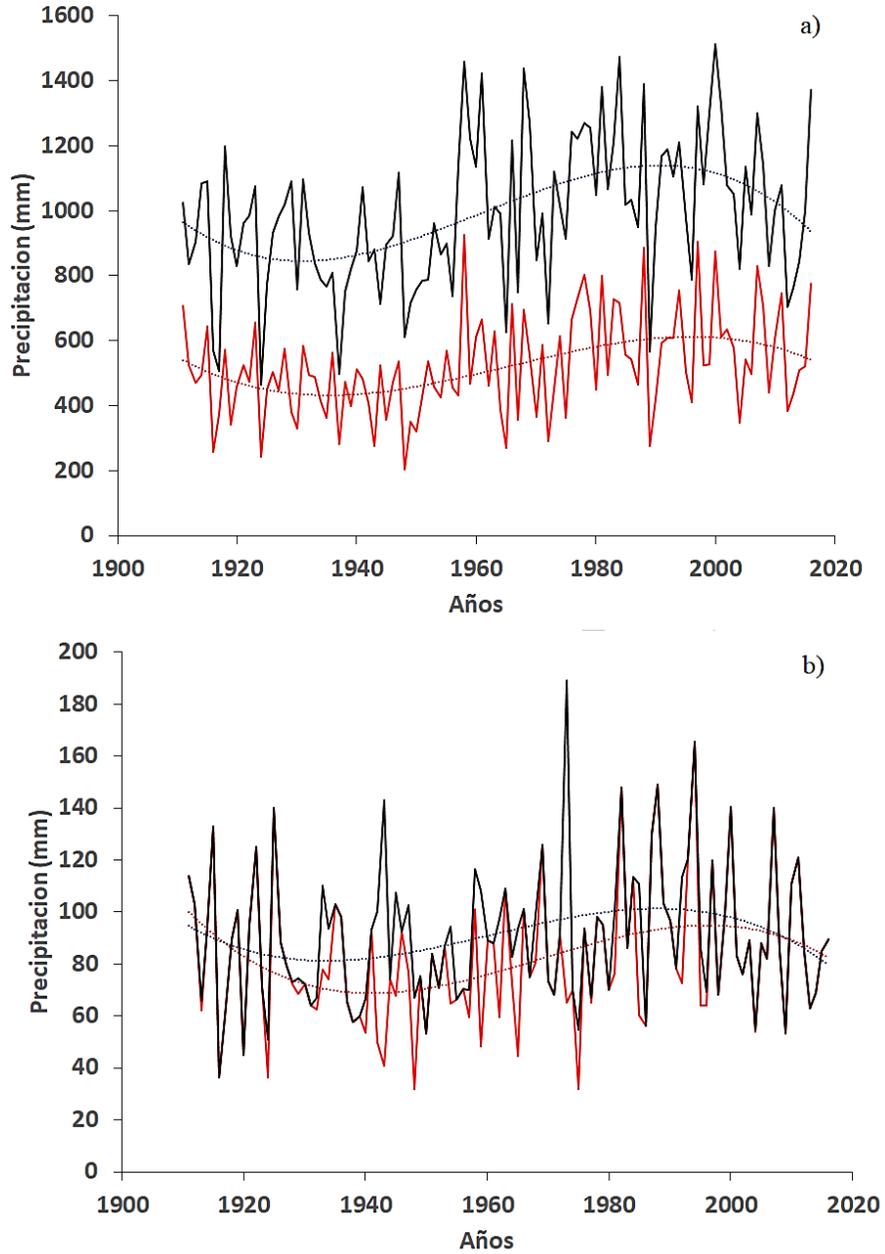
812

Artículo en edición

813 Figuras y Tablas

814

815



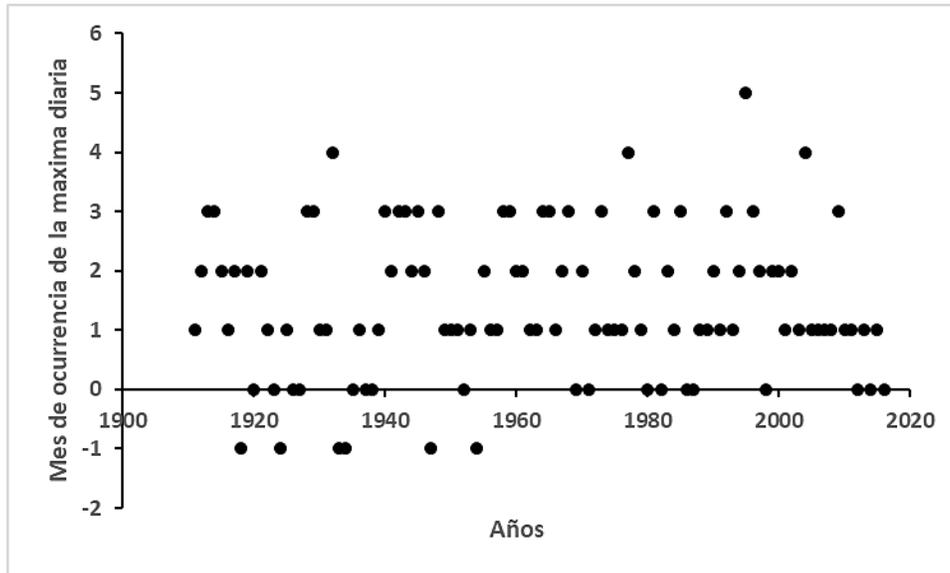
816

817

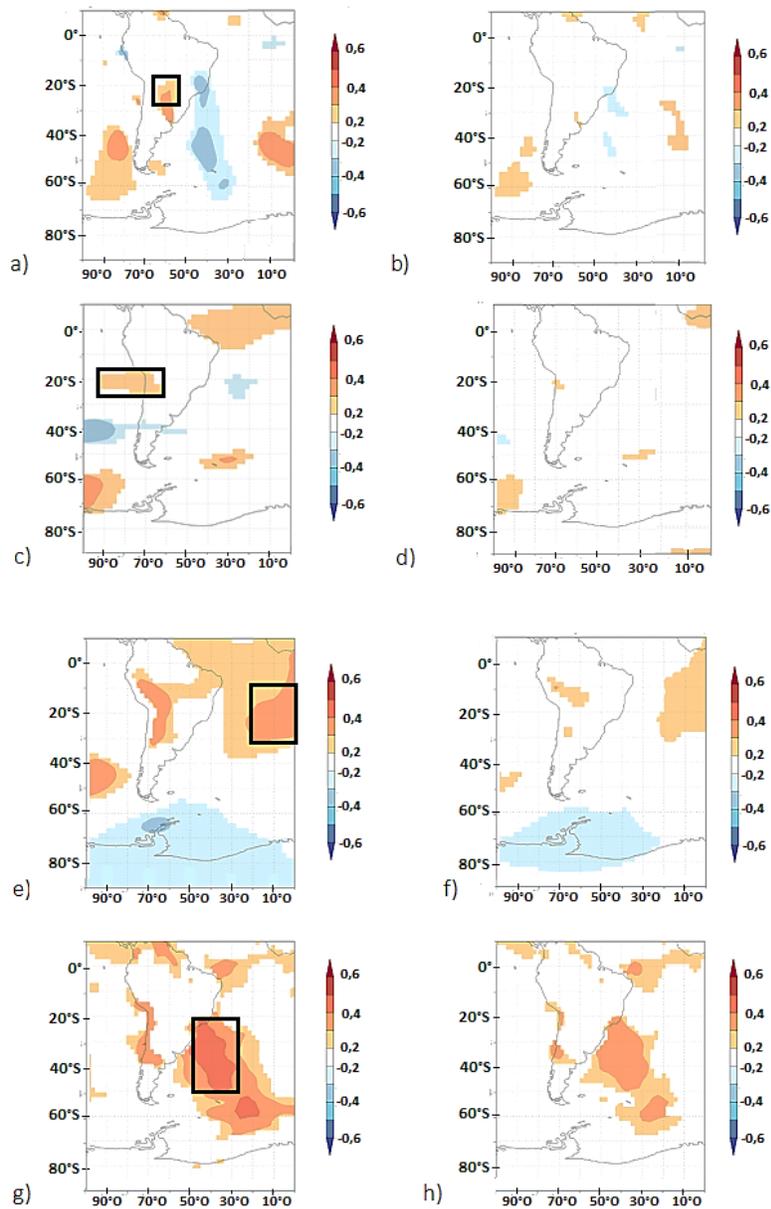
818 Figura 1: Series de precipitación anual (línea negra) y de verano (Diciembre-Enero-  
819 Febrero, DJF) (línea roja): a) total y b) máxima diaria. Suavizado polinómico de grado 3

## Artículo en edición

820 (líneas de trazos).  
821  
822



823  
824  
825 Figura 2: Mes de ocurrencia de la máxima precipitación diaria para cada año. Los meses  
826 corresponden a: -1 = noviembre, 0 = diciembre, 1 = enero, 2 = febrero, 3 = marzo, 4 = abril,  
827 5 = mayo.  
828  
829



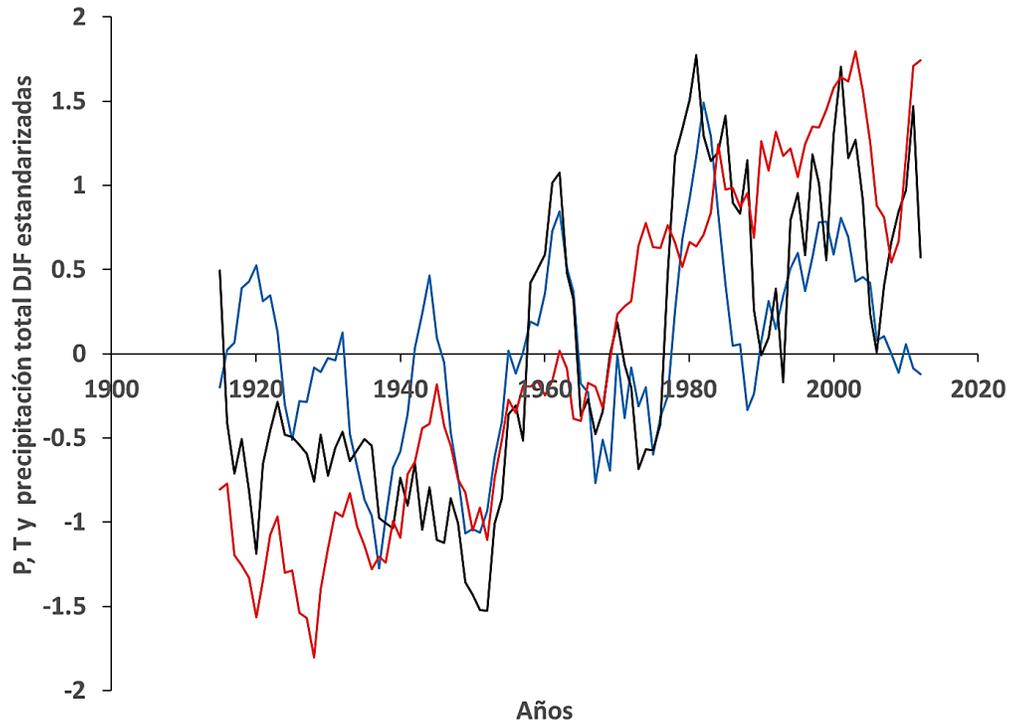
830

831

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

## Artículo en edición

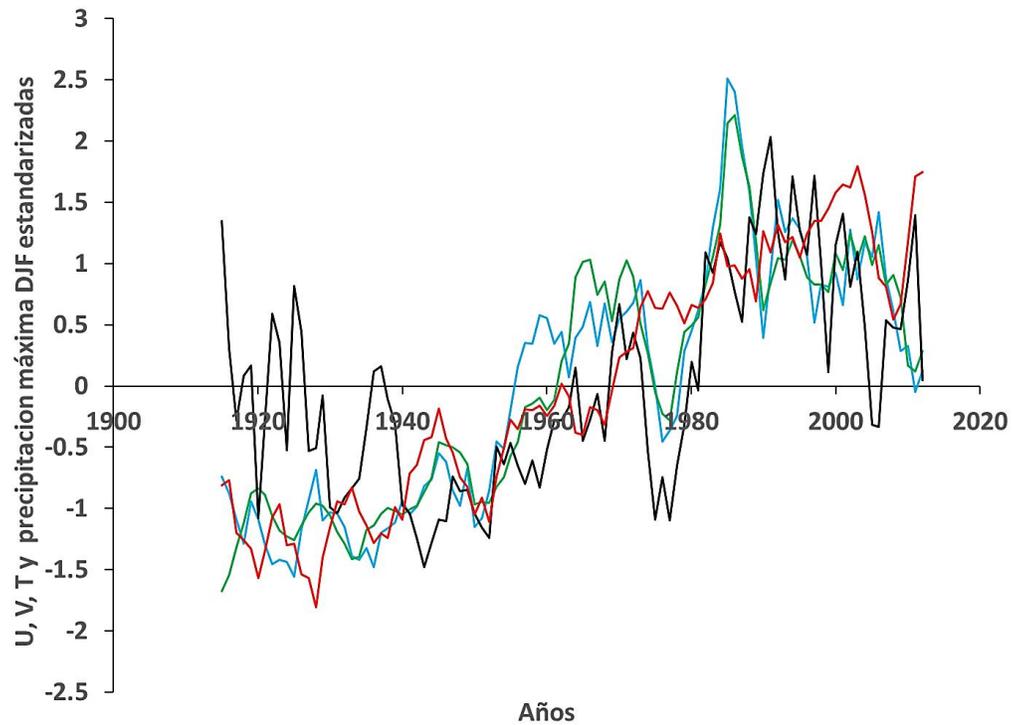
839  
840  
841



842  
843  
844  
845  
846  
847  
848  
849  
850  
851  
852  
853  
854  
855

Figura 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.

Artículo en edición

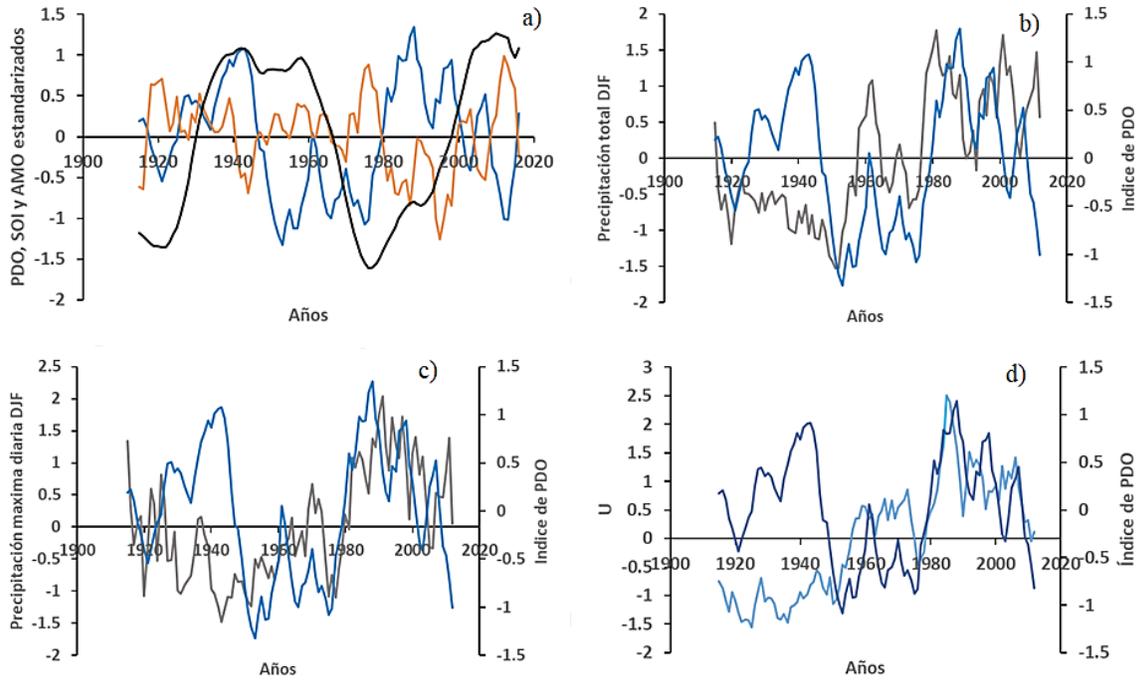


856  
857  
858  
859  
860  
861  
862  
863  
864  
865  
866  
867  
868  
869  
870  
871  
872  
873  
874  
875  
876  
877  
878  
879

Figura 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.

## Artículo en edición

880



881

882

883

884

885

886

887

888

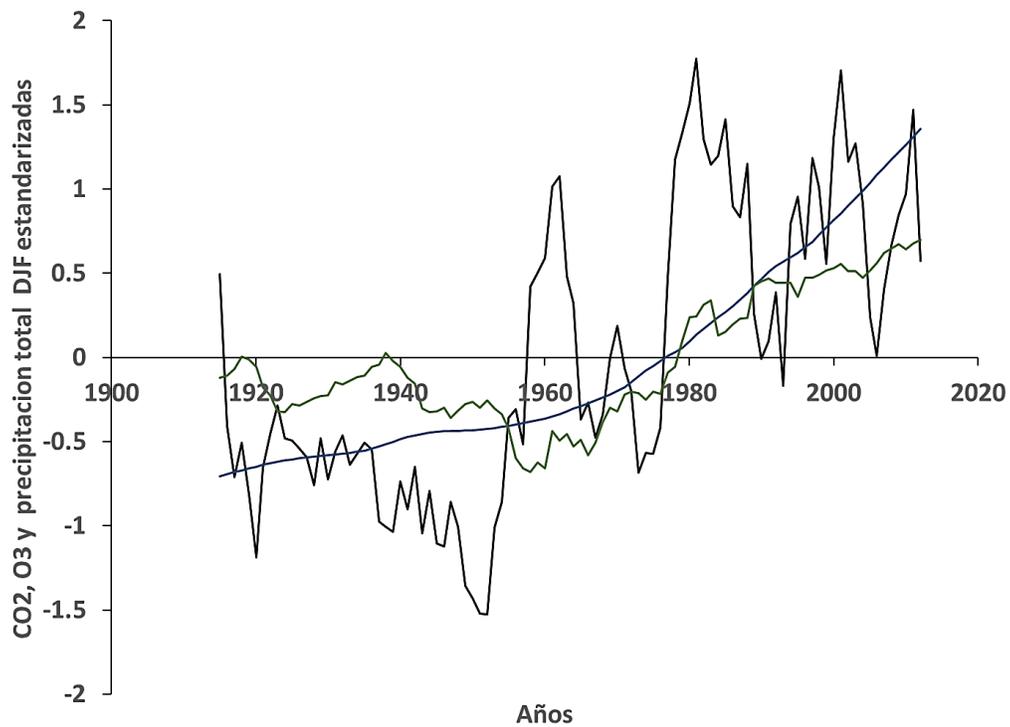
889

890

891

Figura 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).

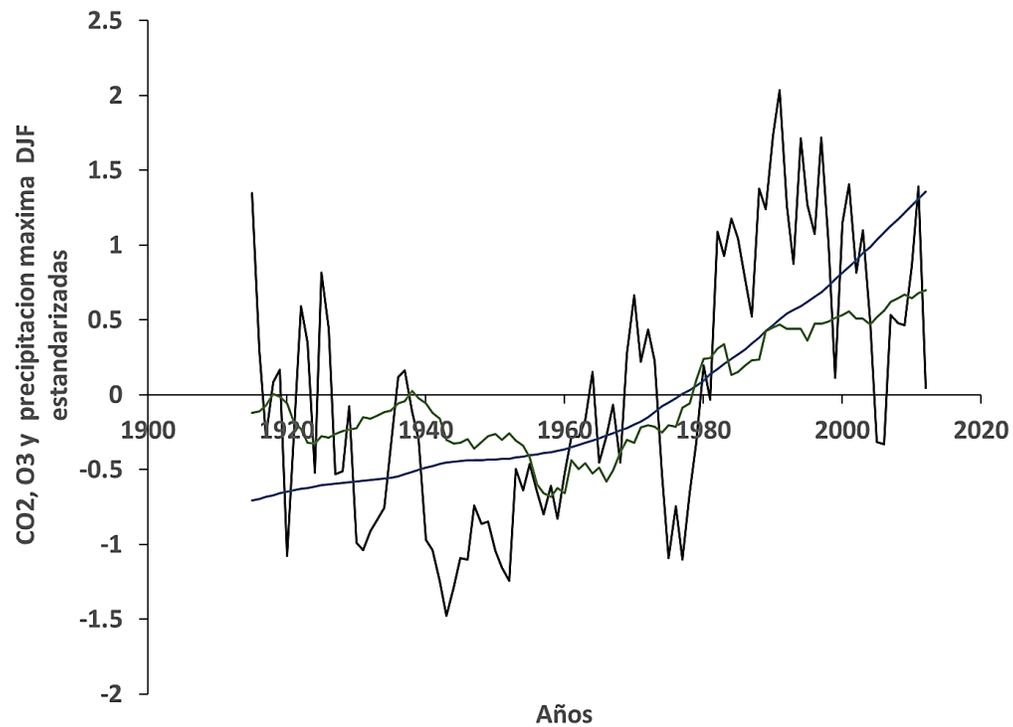
Artículo en edición



892  
893  
894  
895  
896  
897  
898

Figura 7: Series estandarizadas y suavizadas con promedio móvil de 5 años de: precipitación total de DJF de Tucumán (línea negra), CO<sub>2</sub> global anual (lineal azul) y columna total de O<sub>3</sub> polar de septiembre (multiplicada por -1 para una “visión directa”, línea verde).

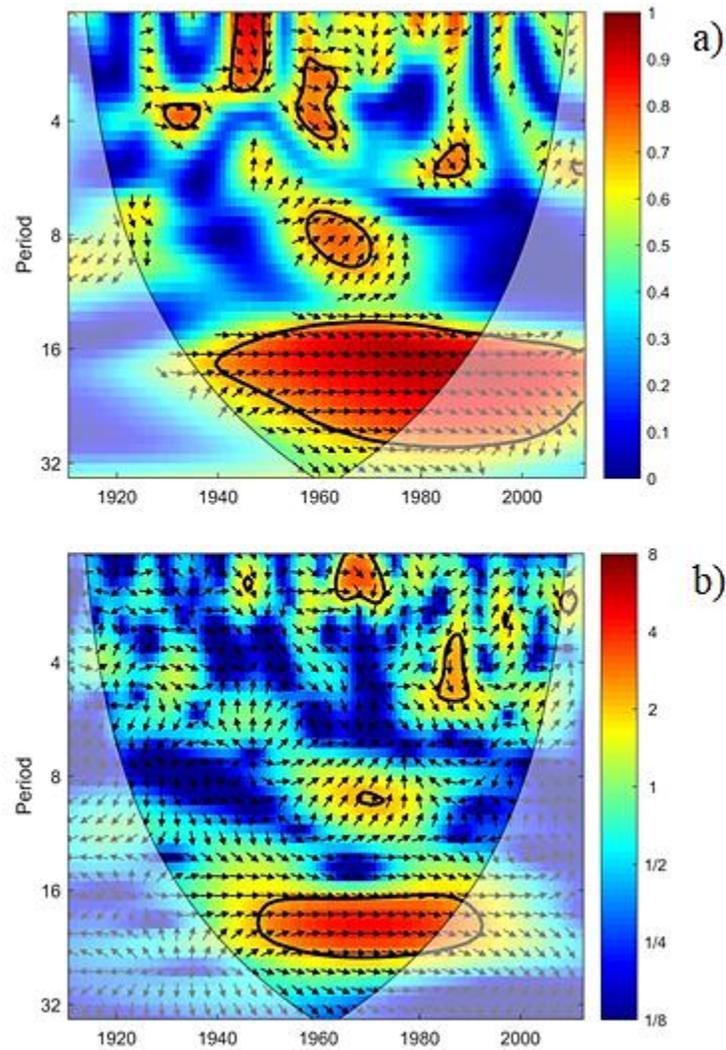
## Artículo en edición



899  
900  
901  
902  
903  
904  
905  
906  
907  
908  
909  
910  
911  
912  
913  
914  
915  
916  
917  
918  
919  
920  
921  
922

Figura 8: Series estandarizadas y suavizadas con promedio móvil de 5 años de: precipitación máxima diaria de DJF de Tucumán (línea negra), CO<sub>2</sub> global anual (línea azul) y columna total de O<sub>3</sub> polar de septiembre (multiplicada por -1 para una “visión directa”, línea verde).

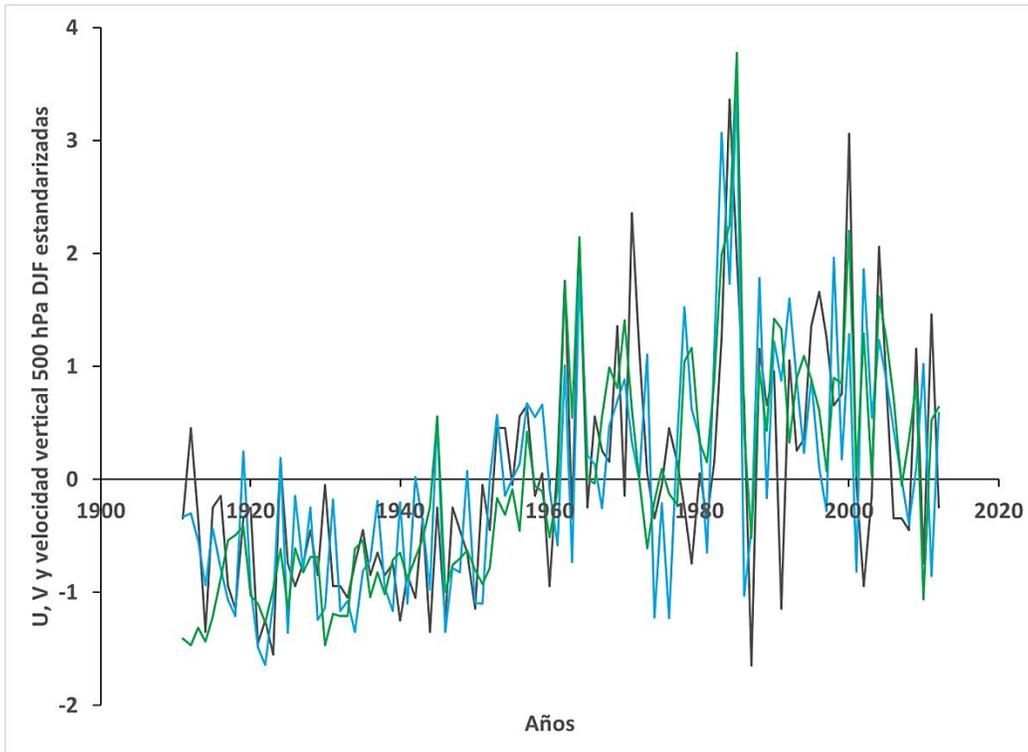
923



924  
925  
926  
927  
928

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

Artículo en edición



929  
930  
931  
932  
933  
934  
935  
936  
937  
938  
939  
940  
941  
942  
943  
944  
945  
946  
947  
948  
949  
950  
951  
952

Figura 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).

Artículo en edición

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	<b>0,85</b>	0,03
Total (anual)	<b>2,66</b>	0,0005	1,34	0,70
Total (DJF)	<b>1,61</b>	0,001	3,34	0,26

953

954

Tabla 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% ( $p < 0.05$ ).

955

956

957

958

959

960

961

962

963

964

965

966

967

968

969

970

971

972

973

974

975

976

977

978

979

980

981

982

983

984

985

986

987

Artículo en edición

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	<b>0,71</b>	<b>0,70</b>	<b>0,70</b>	<b>0,76</b>
Precipitación total DJF / 1960-2012	0,22	0,17	<b>0,72</b>	0,44
Precipitación máxima DJF / 1911-2012	<b>0,57</b>	<b>0,58</b>	<b>0,39</b>	<b>0,59</b>
Precipitación máxima DJF / 1960-2012	<b>0,50</b>	<b>0,55</b>	0,30	<b>0,57</b>

988

989

990

991

992

993

994

Tabla 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.

Artículo en edición

995

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

996

997

998

999

1000

1001

Tabla III: Coeficientes de correlación lineal (r) de las series de CO<sub>2</sub> global anual y O<sub>3</sub> 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.